



GEOSITI DELLA PUGLIA

a cura di

**Mastronuzzi G., Valletta S., Damiani A., Fiore A.,
Francescangeli R., Giandonato P. B., Iurilli V., Sabato L.**





*IN COPERTINA (dall'alto verso il basso):
Tracce fossili di nutrizione di pesci. - Foto O. Simone
La miniera di bauxite delle Orte. - Foto O. Simone
La ria di Torre Pozzelle. - Foto G. Mastronuzzi
Speleotemi e cristalli attuali. - Foto G. Selleri*

*IN QUESTA PAGINA
In alto a sinistra: Torre costiera e tsunami - Foto M. Biasco
In alto a destra: Ginosa - Foto D. Cimino
In basso a sinistra: Il letto della vecchia - Foto O. Caroppo
In basso a destra: Decanter - Foto C. Volpe*

GEOSITI DELLA PUGLIA

a cura di

Mastronuzzi G., Valletta S., Damiani A., Fiore A., Francescangeli R.,
Giandonato P. B., Iurilli V., Sabato L.

ISBN 9788890671685



REGIONE PUGLIA



FESR PUGLIA 2007-2013
Fondo europeo di sviluppo regionale
"Investiamo nel vostro futuro"



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI DI BARI
ALDO MORO



Uni.Versus
Consorzio Universitario
per la Formazione
e l'Innovazione



Regione Puglia

Area Politiche per la Mobilità e Qualità Urbana - Servizio assetto del territorio
P.O. FESR 2007-2013 - ASSE IV - LINEA 4.4 - AZIONE 4.4.1
Attuazione Legge Regionale 4 dicembre 2009 n.33
"Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico"

RICOGNIZIONE E VERIFICA DEI GEOSITI E DELLE EMERGENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE PUGLIA

"Affidamento del servizio di ricognizione e verifica del patrimonio geologico esistente,
con individuazione dei geositi e delle emergenze geologiche della Regione Puglia, al fine di dare attuazione alla
L.R. 33/2009 – Azione 4.4.1 – Linea 4.4 – ASSE IV P.O. FESR 2007 – 2013"

aggiudicato all'R.T.I.

UNI.VERSUS CSEI - Consorzio Universitario per la Formazione e l'Innovazione
(capofila dello stesso R.T.I.)
Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA)
Università degli Studi di Bari "Aldo Moro"
Università degli Studi di Genova

CIG: 1755073CoB – CUP B39E11000350004

RESPONSABILE DEL PROGETTO

Carmine Viola

Presidente Universus-CSEI

RESPONSABILE SCIENTIFICO

Giuseppe Mastronuzzi

Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro"

GRUPPO DI LAVORO

Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro":

***Massimo Caldara, Pierfrancesco Dellino, Ruggero Francescangeli,
Pietro Blu Giandonato, Giuseppe Mastronuzzi, Luisa Sabato***

Laboratorio Geomorfolab, Dipartimento di Scienze per l'Architettura (DSA), Scuola Politecnica, Università degli Studi di Genova:

Gerardo Brancucci, Valentina Marin, Paola Salmona

Società Italiana di Geologia Ambientale:

Marina Fabbri, Antonello Fiore, Giuseppe Gisotti, Vincenzo Iurilli, Paolo Sansò, Salvatore Valletta

Uni.Versus-CSEI:

Carmine Viola, Anna Damiani, Francesco Mele, Roberta Santo

COMITATO TECNICO DI PROGETTO

Francesca Pace - Dirigente del Servizio Assetto del Territorio

Michele Chieco - Esperto delegato dal Servizio Ecologia

Giuseppe Mastronuzzi - Coordinatore tecnico-scientifico

STRUTTURA DI ATTUAZIONE DELL'AZIONE 4.4.1 P.O. FESR 2007 - 2013

Mattia Carbonara - Servizio Assetto del Territorio

Maria Pia Antonucci - Servizio Assetto del Territorio

DELEGATO DELL'R.T.I. PER I RAPPORTI CON LA REGIONE

Salvatore Valletta

REFERENTE PER IL SERVIZIO ASSETTO DEL TERRITORIO

Roberto Fuiano

RILEVATORI

*Giorgio De Giorgio, Stefano Margiotta, Maurilio Milella, Marco Petruzzelli,
Arcangelo Piscitelli, Paolo Sansò, Gianluca Selleri, Luigi Spalluto*

INFORMATICI

Giovanni Allegri, Andrea Antonello, Nicholas Caporusso, Alessio Di Lorenzo, Gianluca Lattanzi, Cosimo Pignatelli, Michelantonio Trizio

FORMATORI

*Massimo Buongiorno, Ruggero Francescangeli, Salvatore Gallicchio, Pietro Blu Giandonato,
Ignazio Lippolis, Giuseppe Mastronuzzi, Alessandro Monno, Luisa Sabato, Lucia Schinzano, Elisa Storage*

DIVULGATORI

*Maria Rita Di Bari, Brunella Favia, Rosanna Laragione, Noemi La Sorsa,
Stefania Nunzia Lisco, Marianna Morgese, Giuliana Natuzzi, Mariangela Pepe*

TUTOR ATTIVITÀ DI FORMAZIONE

Gianni Avvantaggiato, Francesco Frattaruolo

BORSISTI

*Valentina Argeri, Silvia Brigida, Mariateresa Cappiello, Nicoletta Maria de Musso, Mariantonietta Donnalioia, Ciro Galeone,
Marta Lucia, Luigi Minervini, Nicola Napoletano, Daniela Parisi, Giusi Eleonora Salluce, Francesco Stallone*

TUTOR ATTIVITÀ DIVULGATIVE

*Giovanna Amedei, Sabina Casamassima, Marina De Paolis, Antonello Fabiano, Francesca Lagna,
Teresa Lonigro, Magda Gallo Maresca, Maria Rizzo*

INSERIMENTO DATI NEL DATABASE

Roberta Fagandini, Eugenio Poggi

INDIVIDUAZIONE PERCORSO ED ELABORAZIONE CARTELLONISTICA

Silvia Ciurlia, Flaviana Defilo, Antonello Fiore, Mario Parise

ADDETTO STAMPA

Pietro Andrea Annicelli

INDICE GENERALE

PREFAZIONE

Conoscere, proteggere e valorizzare il patrimonio geologico della Puglia: l'impegno della Regione Puglia_____ 014

di Angela Barbanente

Assessore alla Qualità del Territorio Regione Puglia

Geositi: una risorsa per la Puglia_____ 015

di Carmine Viola

Responsabile del Progetto, Presidente Universus-CSEI

PARTE 1 - PREMESSE

1 Il Censimento dei Geositi e delle Emergenze Geologiche_____ 017

di Antonello Antonicelli, Michele Chieco

1.1 Il Patrimonio Geologico nella Legge Regionale n.33, 4 dicembre 2009_____ 019

di Antonello Antonicelli, Michele Chieco

1.2 Il Patrimonio Geologico: conoscenza e pianificazione_____ 020

di Francesca Pace, Roberto Fuiano

1.3 Gli interventi per la rete ecologica del PO FESR 2007-2013_____ 021

di Mariapia Antonucci, Mattia Carbonara, Stefania Frassinetti

2 L'Inventario Nazionale dei geositi e l'attività dell'ISPRA in Italia_____ 023

di M. Cristina Giovagnoli

3 I geositi nei siti web ufficiali delle Regioni italiane_____ 025

di Gerardo Brancucci

PARTE 2 - LA REALIZZAZIONE DI UN PROGETTO

4 La geologia e la fruizione culturale_____ 028

di Ruggero Francescangeli

5 L'individuazione dei siti, il rilevamento e la redazione della scheda_____ 030

di Giuseppe Mastronuzzi, Oronzo Simone

6 Emergenze, geositi, monumenti naturali e grotte: classificazione e relazioni tra i catasti istituiti dalla Legge Regionale 33/2009_____ 035

di Vincenzo Iurilli

7 Le attività di informatizzazione_____ 039

di Pietro Blu Giandonato

8 La formazione e la divulgazione_____ 043

di Anna Damiani, Antonello Fiore, Salvatore Valletta

9 Percorsi e sentieri per scoprire i geositi_____ 045

di Silvia Ciurlia, Flaviana Defilo, Antonello Fiore, Mario Parise

PARTE 3 - CARATTERI GEOLOGICI DELLA PUGLIA

10 Geologia della Puglia_____ 048

di Luisa Sabato, Marcello Tropeano

11 Lineamenti di geomorfologia della regione pugliese_____ 054

di Massimo Caldara, Vincenzo De Santis

INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART_____ 062

PARTE 4 - LE SCHEDE

4.1 Geositi

CGP0002 I calcari a Rudiste di Noci_____	066
CGP0006 Il Chidro_____	067
CGP0008 La Lama di Santa Margherita e il fossile Concha anomia_____	068
CGP0009 La conoide di Mattinatella_____	069
CGP0012 La Gravina di Castellaneta_____	070
CGP0013 La Grotta delle Mura_____	071
CGP0018 La Grotta Zinzulusa_____	072
CGP0019 Le Grotte di Castellana_____	073
CGP0020 Il Gurgo di Andria_____	074
CGP0022 Il Lago di Castiglione_____	075
CGP0024 La Grotta di Lamalunga_____	076
CGP0025 La successione stratigrafica di San Giovanni_____	077
CGP0026 Il sito minerario dismesso della Murgetta Rossa_____	078
CGP0027 La miniera dismessa di bauxite Lago delle Orte_____	079
CGP0031 La Cava Pontrelli_____	080
CGP0032 La Dolina Pozzatina_____	081
CGP0033 Il Pulo di Altamura_____	082
CGP0034 Il Pulo di Molfetta_____	083
CGP0036 La Punta delle Pietre Nere_____	084
CGP0037 La Salina dei Monaci_____	085
CGP0039 Il Santuario di San Michele_____	086
CGP0041 Il Santuario di Santa Maria degli Angeli_____	087
CGP0042 Il ventaglio di rotta di Foce Sant'Andrea_____	088
CGP0045 La scogliera oligocenica di Castro - Sito A_____	089
CGP0047 La berma da tsunami di Torre Sant'Emiliano_____	090
CGP0049 Il vulcanello di Fango di Gravina_____	091
CGP0051 Lo Stagno di Lido Morelli_____	092
CGP0058 Le sismite di Torre San Gennaro_____	093
CGP0059 I depositi di mareggiata e di tsunami di Torre Santa Sabina_____	094
CGP0061 Le dune di Torre Canne-Torre San Leonardo_____	095
CGP0062 La Gravina di Riggio_____	096
CGP0063 Il Sinkhole di Masseria Forte di Morello_____	097
CGP0065 Le tsunamiti di Punta Saguerra_____	098
CGP0067 La Grotta di Nove Casedde_____	099
CGP0070 La Sorgente e il Fiume Galeso_____	100
CGP0071 La zona umida delle Cesine_____	101
CGP0073 L'area geoarcheologica costiera di Egnazia_____	102
CGP0075 La Grotta di Pilano_____	103
CGP0076 La Palude La Vela_____	104
CGP0079 La Grotta di Santa Maria di Agnano_____	105
CGP0085 La successione stratigrafica pliocenica di Sant' Andrea_____	106
CGP0086 La successione stratigrafica e la falesia di Torre Mattarelle_____	107
CGP0087 La successione stratigrafica di Punta Penne_____	108
CGP0088 I Laghi Alimini_____	109
CGP0091 La successione pliocenica del Porto di Otranto_____	110
CGP0093 La successione stratigrafica di Masseria Tuglie_____	111
CGP0096 La successione stratigrafica di Torre Santa Sabina_____	112
CGP0098 Il Mar Piccolo - primo e secondo seno_____	113
CGP0100 Le calcareniti oligoceniche a Rodoliti di Porto Badisco_____	114
CGP0104 Il criptocarso di Torre Santa Sabina_____	115
CGP0106 Li Tamantili_____	116
CGP0108 I coralli oligocenici di Vitigliano_____	117
CGP0110 I depositi del porto di Castro_____	118
CGP0111 L'area geoarcheologica degli Scogli di Apani_____	119

CGPo112 Il Citro Galeso_____	120	CGPo168 Il Masso della Vecchia_____	154
CGPo114 I calcari eocenici di Torre Tiggiano_____	121	CGPo173 Le pozzelle di Castrignano dei Greci_____	155
CGPo116 La Madonnina della Formazione di Lecce_____	122	CGPo178 La successione stratigrafica del Castello Aragonese di Taranto_____	156
CGPo117 La sezione del Ciolo_____	123	CGPo181 La Gravina di Ginosa_____	157
CGPo118 Il Pliocene della Grotta Porcinara_____	124	CGPo182 Il Canale d'Aiedda_____	158
CGPo119 Le brecce di Punta Ristola_____	125	CGPo185 La Gravina di Laterza_____	159
CGPo120 I depositi miocenici di Capo San Gregorio_____	126	CGPo186 Il sistema della Gravina di Leucaspide-Gennarini_____	160
CGPo121 Le acque sulfuree di Torre Mozza_____	127	CGPo189 La Gravina Madonna della Scala_____	161
CGPo123 La località-tipo della Formazione di Galatone_____	128	CGPo191 I calcari a Chondrodontidi e Requierididi_____	162
CGPo128 La Pietra Leccese a Lecce_____	129	CGPo196 La cava costiera di Monopoli_____	163
CGPo129 Le Spunnulate della Palude del Capitano_____	130	CGPo201 L'area termale di Santa Cesarea Terme_____	164
CGPo130 Il paesaggio carsico di Torre Castiglione_____	131	CGPo205 L'area geoarcheologica di Torre Santa Sabina_____	165
CGPo131 I bacini di bonifica di Ugento_____	132	CGPo210 L'acquedotto Carlo Magno_____	166
CGPo133 L'acquedotto del Triglio_____	133	CGPo213 La Grava di Campolato_____	167
CGPo134 La cava di alabastro di Noci_____	134	CGPo217 La Grave di Faraualla_____	168
CGPo136 La Lama Balice_____	135	CGPo220 La Grave di Santa Lucia_____	169
CGPo137 Le impronte di dinosauro delle Cave San Leonardo_____	136	CGPo221 La Grotta dei Cervi_____	170
CGPo140 I calcari a Rudiste della cinta muraria di Ostuni_____	137	CGPo223 La Grotta della Rondinella_____	171
CGPo142 I mound a Rudiste di Ostuni_____	138	CGPo225 Le dolomie di Monte Sant'Elia_____	172
CGPo143 La duna fossile di San Biagio_____	139	CGPo226 Il paleodelta della Cava Boschetto_____	173
CGPo148 I calcari tipo chalk del Calcare di Caranna_____	140	CGPo227 Il Torrente Gravina_____	174
CGPo149 Le calcareniti bioturbate di Torre Incina_____	141	CGPo228 I calcari a Rudiste del Livello Toritto_____	175
CGPo150 Le strutture deformative di Monopoli_____	142	CGPo229 La Lama di Santa Croce_____	176
CGPo151 I conglomerati clinostratificati di Torre d'Orta_____	143	CGPo230 La falesia di Polignano a Mare_____	177
CGPo152 La terra rossa e i depositi lagunari di Lama Balice_____	144	CGPo238 I calcari eocenici di Torre Specchialaguardia_____	178
CGPo154 Le brecce del Cretaceo di Giovinazzo_____	145	CGPo244 La Lama Cornola_____	179
CGPo155 I calcari a Rudiste del Livello Palese_____	146	CGPo247 Le cave costiere di San Vito_____	180
CGPo156 Il livello a brecce dolomitiche del Calcare di Bari_____	147	CGPo249 L'area umida di Torre Guaceto_____	181
CGPo157 I calcari a Rudiste del Livello Corato_____	148	CGPo250 La Lama d'Antico_____	182
CGPo159 Le paleolinee di riva di Montagna Spaccata_____	149	CGPo253 L'area geoarcheologica di Torre Guaceto_____	183
CGPo161 Le strutture deformative di Porto Selvaggio_____	150	CGPo267 Le Nummuliti del Castello di Vieste_____	184
CGPo162 I depositi di maremoto di Torre Squillace_____	151	CGPo268 La Grotta del Cavallo_____	185
CGPo163 La subsidenza tettonica a Torre Pali_____	152	CGPo270 La Grotta Paglicci_____	186
CGPo167 Le doline di Sanarica_____	153	CGPo271 La Grotta Spagnoli_____	187

CGPo277 Le calcareniti a Lepidocycline di Villaggio Paradiso_____	188
CGPo278 Le breccie ossifere delle cave di Poggio Imperiale_____	189
CGPo283 Il livello ad Aturia, Madonna di Rasce_____	190
CGPo286 La duna medio-olocenica di Punta della Suina_____	191
CGPo288 La falda freatica profonda del Salento_____	192
CGPo289 Le doline da crollo di Spedicaturo_____	193
CGPo290 La Vora grande di Barbarano_____	194
CGPo291 La scogliera messiniana di Novaglie_____	195
CGPo297 Le ventarole di San Sidero_____	196
CGPo298 La Vora del Genio Civile_____	197
CGPo308 Le dune oloceniche di Torre Sgarrata_____	198
CGPo309 Il sistema dunare di Palagiano_____	199
CGPo313 La successione stratigrafica di Masseria Saracino_____	200
CGPo325 I depositi stromatolitici di Trani_____	201
CGPo328 Le Saline di Margherita di Savoia_____	202
CGPo330 L'invaso di Occhito_____	203
CGPo331 Ariscianne_____	204
CGPo333 Le miniere di bauxite di San Giovanni Rotondo_____	205
CGPo334 Il distretto minerario preistorico di Vieste_____	206
CGPo335 Il distretto minerario preistorico di Peschici_____	207
CGPo336 Le miniere preistoriche di Mattinata_____	208
CGPo339 L'acquedotto di Sant'Angelo_____	209
CGPo341 Il Pozzo di Vito_____	210
CGPo345 L'acquedotto di Pozzo Pateo_____	211
CGPo348 La Grotta del Diavolo_____	212
CGPo351 La Grotta di Gemmabella_____	213
CGPo352 La Grotta del Trullo_____	214
CGPo355 Le Grotte di Cava Porcili_____	215
CGPo357 La Grotta di Pozzo Cucù_____	216
CGPo360 Le Grotte nella cava di Sant'Angelo_____	217
CGPo361 Le Grotte de Le Mannute_____	218
CGPo364 La Vora Foresta_____	219
CGPo365 La Voragine di Monte Pagano_____	220
CGPo366 La Dolina e la Voragine Il Cavone_____	221

CGPo367 La Grotta Romanelli_____	222
CGPo368 Il sistema di faglie di Lamasinata_____	223
CGPo371 Il Toppo della Testuggine_____	224
CGPo373 La successione stratigrafica di Punta La Forca_____	225
CGPo383 La megabreccia di Monte Sant'Angelo_____	226
CGPo385 La Grotta di Foggia Nuova_____	227
CGPo395 La Ria e il Sinkhole di Torre Pozzella_____	228
CGPo397 Il Pulicchio di Toritto_____	229
CGPo398 L'area carsica di Tre Paduli_____	230
CGPo402 Le forme e i depositi pleistocenici di Le Orte_____	231
CGPo407 La grande superficie sommitale di Montenero_____	232
CGPo409 La Baia delle Zagare_____	233
CGPo415 La Gravina di San Marco_____	234
CGPo419 La successione stratigrafica miocenica a vertebrati di Lecce_____	235
CGPo423 Le Rudiste della cava di Serra di Poggiardo_____	236
CGPo424 La faglia del Porto di Castro_____	237
CGPo426 La spiaggia di Porto Cesareo_____	238
CGPo427 I pesci miocenici di Cava La Cisterna_____	239
CGPo429 I depositi a Granchi e Ittiodontoliti di Porto Craulo_____	240
CGPo432 La successione stratigrafica de "Il Fronte"_____	241
CGPo433 Il calcare a Planorbis_____	242
CGPo434 Le calcareniti clinostratificate di Santa Sofia_____	243
CGPo435 La Grotta di Santa Croce_____	244
CGPo440 Il rilievo residuale di Castel del Monte_____	245

4.2 Emergenze Geologiche

CGP0001 L'Architello di San Felice_____	247
CGP0003 I Calcari Ittiolitici di Rutigliano_____	247
CGP0004 Il ventaglio di rotta di Foce Cauto_____	248
CGP0005 La Dolina Centopozzi_____	248
CGP0007 La Grotta-Chiesa di San Michele_____	249
CGP0010 Il Fonte Pliniano_____	249
CGP0011 Lo Stagno Goglia_____	250

CGPoo14 La Grotta Fetida_____	250	CGPoo83 L'insenatura di Torre dell'Orso_____	267
CGPoo15 La Grotta Gattulla_____	251	CGPoo84 Le dune oloceniche di Lizzano_____	267
CGPoo16 La Grotta Sulfurara_____	251	CGPoo89 La successione stratigrafica e la falesia di Posticeddu_____	268
CGPoo17 La Grotta Sulfurea_____	252	CGPoo90 La successione stratigrafica di Masseria Natrella____	268
CGPoo21 Il Lago di Agnano_____	252	CGPoo92 La duna e la successione stratigrafica di Punta Penna Grossa_____	269
CGPoo23 Il Lago Pescara_____	253	CGPoo94 Le brecce del Porto di Otranto_____	269
CGPoo28 Il Pantano di Sant'Egidio_____	253	CGPoo95 La successione stratigrafica di Masseria San Pietro_____	270
CGPoo30 Il Faraglione Pizzomunno_____	254	CGPoo97 I calcari del faro della Palascia_____	270
CGPoo35 Le calcareniti di Punta Penne - Punta del Serrone____	254	CGPoo99 La successione stratigrafica di Monticelli_____	271
CGPoo38 Le Salina di Punta della Contessa_____	255	CGPo101 La duna e la successione stratigrafica di Rosa Marina: Il Pilone_____	271
CGPoo40 La Sorgente di San Nazario _____	255	CGPo102 La successione stratigrafica di Masseria Ruggiero____	272
CGPoo43 Il Vuotano Santiquando_____	256	CGPo103 La successione stratigrafica di Bosco dei Reali_____	272
CGPoo44 Il ventaglio di rotta di Foce Schiapparo_____	256	CGPo105 Il Mar Grande_____	273
CGPoo46 La scogliera oligocenica di Castro - Sito B_____	257	CGPo107 Il sistema dunare di Masseria Baronìa-Ruina_____	273
CGPoo48 La Vora di Vitigliano_____	257	CGPo109 La successione stratigrafica di Torre Ovo_____	274
CGPoo50 Lo stagno I Vuotani_____	258	CGPo113 Le terre rosse bauxitiche del Santuario di Monte Vergine_____	274
CGPoo52 La successione stratigrafica di Torre San Vito_____	258	CGPo115 Il Pozzo Cozza-Guardati_____	275
CGPoo53 La Grotta di Cava Zaccaria_____	259	CGPo122 Le dune di Torre San Giovanni_____	275
CGPoo54 La Sorgente di Cerano_____	259	CGPo124 Le Pozzelle di Martignano_____	276
CGPoo55 La successione stratigrafica e la falesia di Torre Rossa_____	260	CGPo125 Il ciclo miocenico di Strudà_____	276
CGPoo56 Gli Aequipecten opercularis di Campo di Mare_____	260	CGPo126 La Pietra Leccese delle Cave Macello_____	277
CGPoo57 L'Horst di San Giorgio Jonico_____	261	CGPo127 Il Piromafo di Zollino_____	277
CGPoo60 La Sorgente Idume_____	261	CGPo132 Il bacino di bonifica di Torre Pali_____	278
CGPoo64 La Sorgente Lapani _____	262	CGPo139 Le orme di dinosauro di Torre Calderino_____	278
CGPoo66 I depositi recenti di Casalabate_____	262	CGPo141 I calcari a Rudiste e i Coralli della Strada dei Colli____	279
CGPoo68 Il molo di San Cataldo_____	263	CGPo144 La grande scarpata di Nord-Est delle Murge_____	279
CGPoo69 L'Inghiottitoio del Gravaglione_____	263	CGPo145 Il Canale di Pirro_____	280
CGPoo72 L'Anello di San Cataldo_____	264	CGPo146 Gli slumps nel Cretaceo di Ceglie Messapica_____	280
CGPoo74 Le Grotte della Poesia in Roca_____	264	CGPo147 Le megabrecce del Calcare di Caranna_____	281
CGPoo77 La costa rocciosa tra Porto Ligno e Torre di Roca____	265	CGPo153 Il contatto stratigrafico trasgressivo di Lamasinata____	281
CGPoo80 La depressione dei Tamari in Roca_____	265		
CGPoo81 La Grotta di Monte Vicoli_____	266		
CGPoo82 La successione stratigrafica di Masseria Santa Teresiola_____	266		

CGPo160	Il cordone dunare polifasico di Torre Sabea_____	282	CGPo211	Il Buco del Serpente_____	299
CGPo164	Il reticolo endoreico del Canale Asso_____	282	CGPo212	La Grava della Masseria Signoritti_____	299
CGPo165	La scarpata di faglia della Madonna della Serra_____	283	CGPo214	La Grava di San Leonardo_____	300
CGPo166	La Valle Morta_____	283	CGPo215	La Grava di Zazzano_____	300
CGPo169	La dolina di copertura di Bosco Belvedere_____	284	CGPo216	La Grave del Pulo _____	301
CGPo170	La dolina di soluzione normale di Malopasso_____	284	CGPo218	La Grave della Masseria Previticelli_____	301
CGPo171	Il megablocco volante di Tricase_____	285	CGPo219	La Grave di Pasciuddo _____	302
CGPo172	La scarpata del Limitone dei Greci_____	285	CGPo222	La Grotta della Monaca_____	302
CGPo174	Le Pozzelle di Zollino_____	286	CGPo224	La Grotta delle Tre Porte_____	303
CGPo175	Le Pozzelle di Corigliano d'Otranto_____	286	CGPo231	Le breccie da collasso carsico di Cala Paura_____	303
CGPo176	Il seno di Acquaviva_____	287	CGPo232	La Grotta Palazzese_____	304
CGPo177	Il paesaggio costiero del Salento di Torre Lupo_____	287	CGPo233	La Lama Monachile_____	304
CGPo179	La successione stratigrafica di Punta Rondinella_____	288	CGPo234	Largo Gelso e la falesia Grottone_____	305
CGPo180	La Beach Rock tirreniana di Campomarino_____	288	CGPo235	La Grotta Sorgente Chiar di Luna_____	305
CGPo183	Il Canale Licupi_____	289	CGPo236	Lo Scoglio dell'Eremita_____	306
CGPo184	I blocchi di Torre Colimena_____	289	CGPo237	L'arco della Grotta di Sella_____	306
CGPo187	Le Spunnulate di Lido Silvana_____	290	CGPo239	La Sorgente Vucculo_____	307
CGPo188	La Gravina di Petruscio_____	290	CGPo240	Lo Stagno di Pantanagianni_____	307
CGPo190	La Gravina Capo di Gavito_____	291	CGPo241	La Lama di Torre Incina_____	308
CGPo192	I blocchi di Punta Prosciutto_____	291	CGPo242	La Sapping Valley di Torre Santa Sabina_____	308
CGPo193	I bacini di bonifica di Porto Cesareo_____	292	CGPo243	Il Vallone Difesa di Malta_____	309
CGPo194	Il bacino di bonifica di Torre Castiglione_____	292	CGPo245	Il canale romano di Torre Santa Sabina_____	309
CGPo195	Il sistema di bonifica delle Paludi del Conte_____	293	CGPo246	Le buche di palo di Torre Santa Sabina_____	310
CGPo197	La cava costiera di Polignano a Mare_____	293	CGPo248	Il canale medievale di San Vito_____	310
CGPo198	L'invaso di Serra del Corvo_____	294	CGPo251	Lo Stagno Fiume Piccolo_____	311
CGPo199	L'area estrattiva costiera di Marina Serra_____	294	CGPo252	I depositi di mareggiata di San Giovanni_____	311
CGPo200	Le sorgenti costiere di Torre Vado_____	295	CGPo254	Le impronte di dinosauri di Cava Ines-Lama Balice_____	312
CGPo202	L'area estrattiva costiera di Saturo_____	295	CGPo255	Le Ostree dell'Ipogeo Misciano_____	312
CGPo203	L'area estrattiva costiera di Torre Miggiano_____	296	CGPo256	La Madonna della Grotta_____	313
CGPo204	L'area estrattiva costiera di Roca Vecchia_____	296	CGPo258	La cava storica di Sinno_____	314
CGPo206	L'area estrattiva di San Samuele di Cafiero_____	297	CGPo259	Le impronte di dinosauro di Monte Scorzone_____	314
CGPo207	L'invaso di Monte Melillo_____	297	CGPo260	Le impronte di dinosauro di Ponte Impiso_____	315
CGPo208	L'invaso di Marana Capaciotti_____	298	CGPo261	Il Canale di Fesca e il fossile di Balaenoptera_____	315
CGPo209	L'Abisso Cinese _____	298	CGPo262	I fossili di Cava Cavallerizza_____	316

CGPo263	La dolina, la grave e le selci di Notarvincenzo_____	316	CGPo314	La Grotta di Sant'Oronzo_____	333
CGPo264	Il Castello e la Rocca del Garagnone_____	317	CGPo315	Il Laghetto Umbra_____	334
CGPo265	Le impronte di dinosauro della Trincea Pontrelli_____	317	CGPo316	Il Vallone e il Teatro di Fantiano_____	334
CGPo266	Largo Grotta Ardito_____	318	CGPo317	La Grotta di San Michele_____	335
CGPo269	La Grotta della Nostra Famiglia_____	318	CGPo318	L'isolotto di San Clemente_____	335
CGPo272	La Grotta della Jena_____	319	CGPo319	La Dolina di Sant'Antonio a Callano_____	336
CGPo273	Il Monte Devio_____	319	CGPo320	I depositi di travertino di Sant'Antonio a Callano_____	336
CGPo274	Gli Echini di Cava Rizzi_____	320	CGPo321	Le mura messapiche e i depositi fossiliferi di Turi_____	337
CGPo275	Il collettore Vora di San Vittore_____	320	CGPo322	La Palude Frattarolo - Lago Salso_____	337
CGPo276	Le grave e ipogeo di Ognissanti_____	321	CGPo323	La cresta di Monte Sidone e il Monte Cornacchia_____	338
CGPo279	La cava storica di Costantinopoli_____	321	CGPo324	L'alta valle del Celone_____	338
CGPo280	Le dune fossili Le Macchie_____	322	CGPo326	La crosta calcarea di Montaltino_____	339
CGPo281	Le Ophiomorpha di Grottole_____	322	CGPo327	I bacini di San Cataldo_____	339
CGPo282	La Masseria Cazzigna_____	323	CGPo329	L'invaso di Torre Bianca_____	340
CGPo284	Le dune fossili de "Il campo"_____	323	CGPo332	La galleria-emissario Pantano-Mondragone_____	340
CGPo285	Il liscione di faglia di Surano_____	324	CGPo337	Il Cisternone del Fullonese_____	341
CGPo287	Il giorno dell'orrore e il Santuario di Leuca_____	324	CGPo338	La Cripta basiliana di San Salvatore_____	341
CGPo292	La subsidenza costiera a Torre Fiumicelli_____	325	CGPo340	L'acquedotto di Saturo_____	342
CGPo293	La Vora Marsellona_____	325	CGPo342	Il frantoio ipogeo Mulino a Vento di Uggiano_____	342
CGPo294	I depositi di maremoto di Alliste_____	326	CGPo343	La via dei frantoi ipogei di Specchia_____	343
CGPo295	La dolina di crollo costiera di Alliste_____	326	CGPo344	Le opere di captazione dell'acquedotto a Gallipoli_____	343
CGPo296	Le forme di subsidenza rapida di Cutrofiano_____	327	CGPo346	La Grotta dei Giganti_____	344
CGPo299	I camini carsici di Roca_____	327	CGPo347	La Grotta dei Pilastri_____	344
CGPo300	La Serra di Castelforte_____	328	CGPo349	La Grotta del Drago_____	345
CGPo301	La costa orientale del Salento a Torre Sasso_____	328	CGPo350	La Grotta delle Vore_____	345
CGPo302	Il Lago del Capraro_____	329	CGPo353	La Grotta Grande del Ciolo_____	346
CGPo303	La depressione strutturale di Presicce_____	329	CGPo354	La Grotta nel Pian della Macina_____	346
CGPo304	L'area geoarcheologica di Porto Saturo_____	330	CGPo356	Le Grotte di Poggiardo_____	347
CGPo305	La Sorgente e il Fiume Tara_____	330	CGPo358	La Grotta delle Striare_____	347
CGPo306	La Salina Grande_____	331	CGPo359	L'inghiottitoio della Masseria Rotolo_____	348
CGPo307	La Palude del Conte_____	331	CGPo362	La Vora Bosco_____	348
CGPo310	I depositi di mareggiata e di tsunami di Porto Cesareo_____	332	CGPo363	La Vora di Supersano_____	349
CGPo311	Il Sinkhole di Lizzano_____	332	CGPo369	La cava di argilla di Lucera_____	349
CGPo312	Il Canale Porta Napoli_____	333	CGPo370	Il Castello Svevo di Lucera_____	350

CGPo372	I conglomerati del Sintema di Bovino	350
CGPo374	La faglia inversa del Monte Granata	351
CGPo375	Il villaggio romano di Punta Lo Scanno	351
CGPo376	I cicli deposizionali della Cava Colmar	352
CGPo377	Il contatto stratigrafico discordante di Apricena	352
CGPo378	La megabreccia di Posta Manganaro	353
CGPo379	La megabreccia di Belvedere di Ruggiano	353
CGPo380	I calcari a nummuliti di Monte Saraceno	354
CGPo381	Il Monte Saraceno	354
CGPo382	Le Rudiste di Coppa Caramanica	355
CGPo384	Il punto panoramico degli Orimini	355
CGPo386	Gli insediamenti rupestri di San Biagio	356
CGPo387	Il Canale Gorgognolo	356
CGPo388	Le dune oloceniche di Casalabate	357
CGPo389	Il punto panoramico sulla Piana di Brindisi	357
CGPo390	Il Sinkhole di Costa Merlata	358
CGPo391	Il punto panoramico di San Nicola	358
CGPo392	Il Sinkhole attuale di Costa Merlata	359
CGPo393	Il punto panoramico di Sant'Oronzo	359
CGPo394	Il punto panoramico di San Biagio	360
CGPo396	Le orme di dinosauri di Lama Balice	360
CGPo399	Le Acque di Cristo di Porto Ghiacciolo	361
CGPo400	Le norie di Mola di Bari	361
CGPo401	Il Canale della Vetrina	362
CGPo403	Le forme carsiche riesumate di Aradeo	362
CGPo404	L'area endoreica di Palude Balsamo	363
CGPo405	La falda detritica di Torre dell'Alto	363
CGPo406	La falda detritica di Capo d'Otranto	364
CGPo408	Le falde detritiche stratificate di Tor di Lupo	364
CGPo410	Le falde detritiche stratificate di Vignanotica	365
CGPo411	Le falde detritiche stratificate di Baia dei Campi	365
CGPo412	Le conoidi di deiezione di Passo di Scarcafarina	366
CGPo413	Le conoidi di deiezione di Ponte Romandato	366
CGPo414	La paleosuperficie di Monte Grande	367

CGPo416	Gli slumps di Mattinata	367
CGPo417	Le dune recenti di San Foca	368
CGPo418	La Formazione di Lecce a Novoli	368
CGPo420	La trasgressione miocenica di Lecce	369
CGPo421	Le brecce di Masseria Torricella	369
CGPo425	Il carsismo della piana costiera di Serra Cicora	370
CGPo428	La Pietra Leccese di Cursi	370
CGPo430	La successione mio-plio-quadernaria del Capo di Leuca	371
CGPo431	La calcarenite coralligena miocenica del Capo di Leuca	371
CGPo436	La grande scarpata meridionale delle Murge	372
CGPo437	I depositi di Canne della Battaglia	372
CGPo438	Il paesaggio carsico dell'Alta Murgia Ruvese	373
CGPo439	Le strutture deformative del Torrente Baronale	373

GLOSSARIO SINTETICO DEI TERMINI ESSENZIALI 374

GLI AUTORI 385

PREFAZIONE

Conoscere, proteggere e valorizzare il patrimonio geologico della Puglia: l'impegno della Regione Puglia



Angela Barbanente

Assessore alla Qualità del Territorio
Regione Puglia

Fra le attività che è dovere di una pubblica amministrazione promuovere e sostenere, quelle volte a sviluppare e diffondere conoscenze sistematiche e aggiornate sul patrimonio ambientale e culturale assumono primaria importanza se si intende davvero orientare in modo diverso lo sviluppo, perseguendo con coerenza ed efficacia quegli obiettivi di sostenibilità ambientale che dovrebbero essere alla base di ogni politica pubblica da oltre un ventennio. Non può esserci, infatti, una credibile prospettiva di sviluppo sostenibile senza il riconoscimento sociale del patrimonio ambientale e culturale quale risorsa da conservare e valorizzare per il benessere della popolazione presente e delle generazioni future.

La Puglia è una regione che, dal Gargano al Salento, lungo le coste e nelle aree interne, presenta una straordinaria ricchezza e varietà di beni geologici di straordinaria importanza naturalistica, culturale e paesaggistica, molti dei quali richiedono adeguate forme di tutela e riservano inesplorate potenzialità di valorizzazione.

La Legge Regionale n. 33/2009, "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico", del cui carattere innovativo e lungimirante la Puglia è particolarmente orgogliosa, riconosce l'interesse pubblico alla tutela e valorizzazione di tale patrimonio. In coerenza con tali principi e finalità, la legge prevede la costituzione del Catasto regionale dei geositi quale strumento per sistematizzare, aggiornare e diffondere la conoscenza sul patrimonio geologico, integrandola nel sistema informativo regionale.

I contributi raccolti in questo volume hanno il pregio di rendere conto di questa attività, alla quale hanno contribuito persone con diversi ruoli e professionalità ma animate tutte dalla stessa passione. Un'attività necessaria, innanzitutto, perché i valori di questi beni così particolari siano resi noti al più vasto pubblico, che non ha né potrà avere in alcuni casi accesso diretto a luoghi particolarmente impervi, pericolosi o vulnerabili, e che invece deve conoscere per evitare che il degrado dovuto a ignoranza, incuria, abbandono, mettano a rischio la conservazione dei beni. Inoltre, quest'attività è essenziale per promuovere politiche pubbliche capaci di superare la generica quanto acritica associazione dei termini tutela e valorizzazione, che è tanto cara ai documenti programmatici e agli atti amministrativi, ma che sorvola sui problemi legati ai limiti di fruibilità dei beni e ai rischi di degrado dovuti a eccessivo o improprio utilizzo.

Questo volume, e soprattutto l'attività svolta sul campo che esso documentava, costituendo supporto informativo del Piano Paesaggistico Territoriale Regionale (PPTR) che per i geositi già contiene specifiche misure di salvaguardia e utilizzazione, contribuisce in modo rilevante alla ricerca di un punto di equilibrio concreto fra tutela e valorizzazione. E per questa ragione il lavoro deve continuare per divenire, come le norme di attuazione dello stesso piano paesaggistico prevedono, indispensabile supporto agli enti locali nell'adeguamento al PPTR dei piani locali territoriali, urbanistici e di settore.

PREFAZIONE

Geositi: una risorsa per la Puglia

L'importanza del Progetto Geositi della Puglia nel più vasto contesto di attuazione della Legge Regionale 33/2009 sulla tutela e la valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico è chiaro a noi tutti. Voglio soffermarmi a evidenziare l'importanza della sinergia tra professionalità e buone pratiche, sensibilità istituzionale, nel nostro caso della Regione, conoscenza come garanzia di crescita umana, sociale ed economica dei territori pugliesi.

La professionalità e le buone pratiche sono quelle del raggruppamento temporaneo d'impresе che ha visto insieme le intelligenze della Sigea, dell'Università di Bari, dell'Università di Genova e del consorzio Uni.Versus che mi onoro di presiedere. Facendole incontrare sul Progetto Geositi, abbiamo ricevuto conferma dell'importanza non solo del lavoro in rete, ma anche di quanto sia essenziale costruirne le condizioni per ottenere dei validi risultati. Grazie alle competenze specifiche di ciascun partner, siamo riusciti a effettuare un'accurata catalogazione dei siti geologici nelle aree protette della Puglia che risulterà fondamentale negli anni a venire. Servirà infatti a diffondere la conoscenza della geodiversità e a farla entrare nel senso comune dei pugliesi. In particolare, dovrà essere acquisita dalle comunità locali, affinché, attraverso la consapevolezza dell'unicità dei loro territori, sappiano preservarli e valorizzarli.

In questo contesto abbiamo formato il personale che si è occupato di estendere la conoscenza della geodiversità tanto agli studenti delle scuole che agli amministratori pubblici. Un passo essenziale è continuare a far comprendere l'importanza delle specificità territoriali. Il censimento è stato infatti un'attività di ricerca complessa e importante proprio perché ha determinato le condizioni, raccogliendo e diffondendo materiali specifici di studio, affinché ai pugliesi sia restituita la consapevolezza dell'oggettiva rilevanza d'una parte nascosta del patrimonio naturale. Nascosta non tanto perché talvolta è invisibile agli occhi, quanto perché, potendo essere vista, spesso non è considerata da chi la guarda non conoscendola. La presenza indicizzata delle schede in un portale appositamente studiato per renderle fruibili potrà rendere i pugliesi più facilmente consapevoli di come si è formata la realtà geologica dei loro territori nel corso delle ere, ma anche quale evoluzione potrà avere. È importante che lo sappiano non soltanto gli studiosi, gli amministratori pubblici e coloro che svolgono attività di volontariato sull'ambiente, ma i cittadini comuni. Il patrimonio geologico, infatti, può diventare un'ulteriore opportunità ricavata dalla fruizione responsabile e sostenibile delle risorse ambientali. Ma conoscere le caratteristiche uniche d'un geosito, essere consapevoli dei processi che l'hanno prodotto, diventa essenziale anche per definire l'assetto d'un territorio. La cura del suolo, sapere cosa si può fare e cosa no in una certa zona, significa anche fare o non fare nella maniera più appropriata. Perciò l'utilizzo del suolo e la sua tutela devono andare di pari passo. Attraverso la banca dati dei siti geologici, non



Carmine Viola

Responsabile del Progetto,
Presidente Universus-CSEI

ci sarà più scusante affinché le scelte di pianificazione non avvengano nel rispetto delle specificità territoriali, della loro natura, della loro storia.

Consapevolezza significa gratificazione attraverso la conoscenza, ma anche responsabilità attraverso la coscienza. Il patrimonio d'informazioni del Progetto Geositi deve perciò essere integrato, e mi auguro che sia un impegno amministrativo fin dalla prossima legislatura regionale, con il sistema delle scuole e delle università. Così le comunità locali potranno fare tesoro in maniera naturale, attraverso il buon senso comune dei futuri cittadini formato fin da bambini, delle caratteristiche dei loro territori, decidendo come utilizzarli in maniera responsabile e sostenibile, ma anche come preservarli affinché ne possano beneficiare le future generazioni. E se i cittadini, a partire dai più giovani, possono divenire i custodi e le sentinelle dei luoghi, anche le istituzioni, in particolare la Regione, sono chiamati a scelte di governo lungimiranti come la Legge 33/2009. Proprio perché soluzioni come il Progetto Geositi rendono disponibili a tutti le informazioni per operare nel rispetto dell'ambiente, occorre che la stessa Regione sia intransigente verso chi cerca di saccheggiare i territori attraverso veri e propri attentati alla biodiversità e all'integrità della geosfera. I danni delle alluvioni nel Gargano e a Genova sono lì a rammentarci quanto siano disastrose gestioni del suolo indubbiamente molto discutibili.

In ultimo, consapevolezza significa anche bellezza. Grazie all'attività di ricerca sui siti geologici, noi residenti e tutti coloro che nel mondo amano la Puglia possiamo non solo farci affascinare dalla suggestione dei luoghi, ma coglierne il valore intrinseco attraverso la consapevolezza che scaturisce dalla disponibilità agevole d'un sapere complesso. Chiediamo quindi alla Regione di predisporre l'allestimento di altre banche dati per le specificità ambientali, trasformandosi così nella memoria storica delle realtà pugliesi. Così questo grande patrimonio non resta fine a se stesso, e in qualche maniera incomprensibile ai più, ma è difeso e tramandato perché appartiene a tutti, che è poi il senso più profondo e autentico del bene comune.



PARTE 1 PREMESSE



Il Censimento dei Geositi e delle Emergenze Geologiche

di Antonello Antonicelli⁽¹⁾, Michele Chieco⁽²⁾

La Regione Puglia ha compiuto negli scorsi anni un deciso atto di innovazione legislativa emanando la Legge Regionale 33/09 "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico" che ha introdotto per la prima volta nella normativa regionale i concetti di "Geodiversità" e "Patrimonio Geologico". Si tratta di concetti di importanza cruciale che avviano virtuose associazioni di pensiero: "patrimonio", l'oggetto della norma, richiama immediatamente alla mente altre parole e idee. Primo esempio: "beni", il patrimonio è costituito da un'insieme di beni, elementi che hanno un valore rilevante; i "beni geologici" sono elementi della "geodiversità" regionale e come tali possono essere ritenuti "beni comuni", il cui valore ha un'importanza che travalica il contesto territoriale e sociale in cui essi si rinvergono e va oltre la proprietà di chi li detiene; "conoscenza", perché è necessario capire di cosa è costituito l'insieme di beni geologici, cosa possiamo riconoscere come bene geologico e per chi e per quale motivo è importante; "consistenza", perché una volta compreso di cosa è costituito, è necessario capire di quanti elementi è composto il patrimonio; "Tutela", la perdita di un bene comune è infatti un danno collettivo, l'"utilizzo" del bene va regolato per non causarne il depauperamento e consentirne la conservazione per le generazioni future; "Valorizzazione", come riconoscimento di pregi scientifici, ambientali, culturali dei beni e, soprattutto, nei casi e nei modi in cui ciò non confligga con la tutela, come creazione di un indotto economico (es. attività turistico-ricreative) o come miglioramento dello stato del bene attraverso interventi di riqualificazione multifunzionali (es. inserimento in reti ecologiche) che attivano differenti tipi di esternalità positive legate all'elemento del patrimonio geologico.

Riflettendo su questi concetti si capisce come la norma abbia creato un solido presupposto per poter cogliere un'opportunità di sviluppo sostenibile per la regione attraverso la conoscenza della diversità geologica del territorio e la fruizione del patrimonio geologico per la popolazione pugliese attuale, con l'obiettivo, allo stesso tempo, di preservare la stessa possibilità per le generazioni future.

Il censimento è una attività propedeutica alla realizzazione dei catasti previsti dalla norma (geositi e cavità) perché da esso scaturiscono gli elenchi di beni che, dopo l'approvazione in

giunta, la notifica ai proprietari e la pubblicazione, divengono "catasti". Dopo l'approvazione della LR 33/09, quindi, si sono cominciate ad individuare le risorse e a mettere a punto le procedure per conoscere il patrimonio geologico e speleologico, valutarne la consistenza e per rendere questa conoscenza condivisa, in una parola per attuare, appunto, il censimento dei beni geologici s.l.

Le risorse sono state individuate nell'Azione 4.4.1 del PO FESR 2007-2013 (oltre un milione di euro complessivi: 600.000 euro per mettere a sistema la conoscenza del patrimonio speleologico pugliese e 500.000 euro per il patrimonio geologico), le procedure sono state un test difficile e stimolante.

La raccolta sistematica ed il più possibile esaustiva di tutte le informazioni utili alla individuazione e riconoscimento dei beni geologici è una sfida ambiziosa che partiva per di più da condizioni iniziali poco "rassicuranti". Le informazioni disponibili erano disperse, spesso datate e con diverso grado di attendibilità. In molti casi il patrimonio conoscitivo era "esoterico", non condiviso attraverso contenuti divulgativi, e questo non consentiva la percezione del valore del bene nemmeno nel contesto sociale di immediato inserimento del bene, la conoscenza "chiusa in un cassetto" causava la sottostima ed il degrado del bene; gli strumenti di pianificazione non tenevano in adeguata considerazione le valenze geologiche dei territori. Il censimento è stato una sfida ambiziosa anche perché mirava all'affermazione del principio della pianificazione integrata e multidisciplinare. A chi ha operato la ricognizione è stato chiesto di formulare un "giudizio esperto" sul valore di un bene geologico, sulle attività umane in atto o potenziali che potrebbero comprometterlo e sulla adeguatezza del quadro vincolistico ai fini della tutela del bene. Il giudizio esperto formulato dai geologi è la base delle successive attività di pianificazione e pertanto deve essere percepito dal cittadino come autorevole e non autoritario: l'istituzione di tutele e vincoli deve poter essere sostenuta con ragioni solide che impongono la necessità di impedire attività umane potenzialmente dannose. Rispetto a tali attività è stato chiesto di rendere i soggetti coinvolti consapevoli della responsabilità del loro operato e del giudizio reso, evidenziando che da esso potranno scaturire scelte di uso del territorio. Attraverso l'esemplarità del progetto di censimento

(1) Dirigente Servizio Ecologia, Regione Puglia (a.antonicelli@regione.puglia.it)

(2) Geologo Servizio Ecologia, Regione Puglia (m.chieco@regione.puglia.it)

si è sottolineato il ruolo del geologo nella pianificazione evidenziando l'opportunità di integrare la valutazione del patrimonio geologico alle "classiche" attività in tema di edilizia, infrastrutture, rischi naturali o uso di risorse quali acque e materiali lapidei.

Per attuare progetti di contenuto innovativo, come appunto quello del censimento dei geositi, l'amministrazione regionale prevede l'istituzione di un Comitato Tecnico di Progetto. Esso segue e coordina la realizzazione degli interventi ed è composto da delegati del soggetto attuatore del progetto e delegati dell'amministrazione che partecipano a titolo non oneroso.

Nel progetto di censimento dei geositi il Comitato è stato la sede in cui interagire costantemente affrontando aspetti amministrativi e tecnici per rendere più spedito e certo il processo di realizzazione del progetto; in cui indirizzare le attività e dettagliare i prodotti e i servizi attesi; in cui analizzare e valutare le diverse informazioni progressivamente acquisite e, in ultimo ma non per importanza, registrare periodicamente lo stato di avanzamento delle attività e formulare analisi e proposte circa ulteriori eventuali azioni da realizzare per la diffusione-divulgazione delle conoscenze acquisite sul patrimonio geologico regionale.

Il progetto richiedeva di effettuare il censimento di geositi ed emergenze geologiche ma bisognava mettere a punto una definizione quanto più possibile accurata delle due fattispecie perché i geositi avrebbero avuto un immediato riverbero nella pianificazione territoriale in quanto categoria riconosciuta nel PPTR, mentre le emergenze geologiche sarebbero state intese come "segnalazioni" rese al fine del riconoscimento del valore geologico dei contesti territoriali di inserimento. Esse sarebbero state comunque elemento costitutivo del patrimonio conoscitivo ed informativo regionale ed eventuali esigenze di tutela sarebbero state oggetto di valutazioni specifiche. Si è quindi attivata una approfondita discussione arrivando a formulare due definizioni valide ai fini del progetto. La definizione di Geosito è allineata alle definizioni "canoniche" ed è calibrata sulla scala regionale del censimento mentre un'emergenza geologica può anche non presentare caratteri di unicità o di esclusività alla scala di riferimento ma assume importanza in base alle valenze del sito ed all'integrazione nel contesto socio-economico.

Il Comitato è stato anche la sede in cui si è elaborata una versione condivisa di scheda di censimento e le linee guida per la sua compilazione. Questi documenti hanno avuto lo scopo di consentire la raccolta di tutti i dati utili sia per le finalità della L.R. 33/09 che per la definizione dei contenuti relativi al patrimonio geologico da assumere a riferimento negli strumenti di pianificazione territoriale. Si è inoltre prevista l'individuazione dei geositi ipogei ed il riferimento alla corrispondente scheda redatta nell'ambito del censimento delle cavità naturali ed artificiali assicurando in tal modo il raccordo tra i due "pilastri" dell'attuazione

della L.R. 33/09. Per consentire l'utilizzabilità a livello nazionale del censimento effettuato in Puglia il Comitato ha stabilito che dal database nel quale confluiscono i dati contenuti nelle schede di censimento si dovranno poter estrarre anche le schede previste dal censimento geositi ISPRA contribuendo in tal modo a dare rilievo al patrimonio geologico pugliese nel contesto dei censimenti nazionali.

In conclusione si può affermare che il censimento dei geositi è stato un progetto innovativo, e anche i prototipi delle più grandi invenzioni scontano dei difetti che vengono poi superati man mano che si procede nell'ingegnerizzazione (in questo caso si dovrebbe parlare di "geologizzazione"?). Il Comitato ha consentito di disporre di una sede istituzionale di discussione (a volte accesa!) su metodi ed obiettivi che ha permesso di migliorare notevolmente la qualità dei risultati che si andavano via via acquisendo ed ha mostrato la sua efficacia nel risolvere le criticità. La gestione tecnica ed amministrativa di un'attività che esula dai "canoni" classici dei progetti attuati dalle PP.AA. è complessa e deve tenere conto del rigido quadro di garanzia che caratterizza l'uso di risorse pubbliche. Dotarsi di competenze avanzate in grado di rispondere in maniera efficiente ed efficace a tali esigenze di gestione consente di poter esprimere appieno le potenzialità di contenuto tecnico esprimibili da soggetti come "università, enti di ricerca e associazioni attive nella promozione e valorizzazione del patrimonio geologico". I soggetti coinvolti hanno profuso impegno e passione affrontando responsabilmente la sfida ambiziosa e rischiosa di un censimento nel quale le competenze espresse dai geologi possono contribuire direttamente a regolare l'uso del territorio.

L'auspicio è che le esperienze maturate da parte di tutti consentano di cogliere tutte le possibili opportunità di utilizzo di risorse per le attività di tutela e valorizzazione che rappresentano la naturale evoluzione del censimento.

Il risultato dell'attività rappresenta la base di partenza per lo sviluppo di ogni politica ambientale di tutela e valorizzazione del patrimonio naturalistico pugliese. Se con l'attuale ciclo di programmazione è stato sviluppato il livello di conoscenza attuale, con il prossimo dobbiamo mettere in campo azioni di recupero e valorizzazione, anche al fine di sviluppare appieno quelle forme di turismo verde che, sempre più nella modernità, rappresentano segmenti economici da aggredire e sui quali costruire asset fondamentali dell'economia pugliese.

I geologi pugliesi sono chiamati sempre con maggiore responsabilità a configurarsi come lobby positiva in grado di concordare e far pervenire ai decisori l'istanza di proseguire sul cammino intrapreso, evitando che venga perso di vista l'obiettivo della salvaguardia del patrimonio geologico.

1.1

Il Patrimonio Geologico nella Legge Regionale n.33, 4 dicembre 2009

di Antonello Antonicelli⁽¹⁾, Michele Chieco⁽²⁾

Il presente paragrafo non vuole rappresentare una analisi sistematica della legge ma offrire due brevi spunti di lettura che aiutino a comprendere l'essenza dei principi e delle azioni promosse dalla norma regionale. Lo scopo di queste riflessioni sul testo è quello di aumentare la consapevolezza dell'importanza dell'interazione tra l'uomo ed una componente fondante del territorio: la geologia.

Come accennato nell'introduzione la Legge Regionale n.33 del 4 dicembre 2009 "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico" ha introdotto per la prima volta nella normativa regionale i concetti di "Geodiversità" e "Patrimonio Geologico". Vediamone le definizioni, riportate all'art 2:

- "geodiversità", la varietà o la diversità del substrato roccioso, delle forme e dei processi in ambito geologico, geomorfologico e pedologico;

- "patrimonio geologico" della Regione, "l'insieme dei luoghi e delle singolarità ove sono conservate importanti testimonianze della storia e dell'evoluzione geologica, geomorfologica, idrogeologica e pedologica del territorio regionale".

Il patrimonio speleologico è invece inteso dalla norma come "l'insieme degli ambienti sotterranei, originati da processi carsici in ambiente terrestre e marino o creati da attività antropiche in contesti naturali o urbani".

Da un semplice sguardo appare evidente come il "patrimonio geologico" e il "patrimonio speleologico", distinti nel titolo, non solo abbiano in comune per la Regione gli obiettivi di "tutela e valorizzazione" ma siano definitivamente portati a sintesi dalla definizione di "geodiversità".

La distinzione assicura la maggiore agilità del censimento e fa salvo il raccordo e la visione unitaria della geodiversità prevedendo, ad esempio, come elementi costitutivi del patrimonio geologico le aree carsiche (che racchiudono a loro volta siti quali impluvi dalle caratteristiche

morfologiche peculiari, doline, inghiottitoi, ecc.) e come elementi costitutivi del patrimonio speleologico i "geositi ipogei". A conferma del ruolo di concetto unitario della geodiversità, si consideri che il primo degli obiettivi della Legge (art. 1) è quello di riconoscere "il pubblico interesse alla tutela, gestione e valorizzazione della geodiversità regionale e del patrimonio geologico a essa collegato, con particolare attenzione al fenomeno carsico".

Dato il peculiare contesto geologico pugliese un aspetto fondamentale, quale quello dell'interazione uomo- geologia, sembra ad un primo sguardo più evidente nell'approccio della norma al contesto ipogeo (si pensi a luoghi di culto ipogei, frantoi sotterranei, antiche opere di captazione delle acque, ecc., diffusamente presenti nel nostro territorio) tuttavia tale considerazione viene rapidamente confutata riflettendo sui continui riferimenti al valore culturale dei beni geologici.

Il bene geologico è riconosciuto non solo come elemento naturale ma anche come prodotto dell'adattamento dell'uomo alle condizioni geologiche e testimonianza del loro mutamento nel tempo. È questo l'ultimo spunto su cui si vuole fissare l'attenzione: nelle forme e processi che hanno portato allo splendido e diversificato patrimonio geologico pugliese l'uomo si è inserito come attore; conoscere ed analizzare la storia della sua integrazione con le condizioni geologiche può fornire grandi opportunità di recupero di modalità di sviluppo sostenibile ed armonico con l'ambiente e grandi opportunità di adattamento ai suoi cambiamenti, tema cruciale in vista delle evoluzioni, specie in ambito climatico, che attendono le prossime generazioni. In questo senso le parole che appaiono più opportune per concludere queste brevi note si possono trarre proprio dalla Legge 33/09 che sintetizza le idee sin qui esposte affermando un principio fondante delle proprie politiche che è quello di perseguire "l'obiettivo dello sviluppo sostenibile attraverso la cura del territorio e la tutela delle risorse naturali".

(1) Dirigente Servizio Ecologia, Regione Puglia (a.antonicelli@regione.puglia.it)

(2) Geologo Servizio Ecologia, Regione Puglia (m.chieco@regione.puglia.it)

1.2

Il Patrimonio Geologico: conoscenza e pianificazione

di Francesca Pace⁽¹⁾, Roberto Fuiano⁽²⁾

La pubblicazione di questo volume rappresenta un momento di compendio particolarmente efficace del “Progetto Geositi”, realizzato come progetto della Linea di intervento 4.4 “Interventi per la Rete Ecologica Regionale” del PO-Fesr 2007-2013 con l’obiettivo di dare piena attuazione alla Legge Regionale della Puglia n.33/2009 “Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico”, attraverso l’avvio del Catasto Regionale dei geositi, previsto dall’art. 3 della stessa legge. Si tratta di uno strumento di sistematizzazione della conoscenza di grande importanza, fruibile da esperti ed addetti ai lavori e da comuni cittadini, fruitori degli ambienti naturali e del paesaggio; un sito web interattivo permette una facile ed immediata lettura.

Sono stati censiti 440 siti d’importanza geologica, la cui conoscenza è indispensabile premessa per la salvaguardia di beni rappresentativi, non solo dal punto di vista scientifico e dell’evoluzione morfologica del nostro territorio, ma anche storico, culturale, paesaggistico. Infatti i “geositi” sono definiti come aree e località d’interesse geologico di rilevante valore naturalistico ed importanti testimoni della storia della Terra, che rendono “peculiari” i luoghi e i paesaggi in cui sono inseriti per i loro specifici aspetti fisici, morfologici, e strutturali. Spesso quindi troviamo dei fenomeni geo-morfologici unici o comunque rappresentativi di eventi particolari (come ad esempio i massicci sedimenti da tsunami, da poco rilevati nel nostro territorio, o la cava con impronte di dinosauro, o strati rocciosi che hanno subito particolari processi e che conservano all’interno fossili di estrema rarità) ma anche, considerevoli per il richiamo alle componenti paesaggistiche, culturali, didattiche e socio-economiche del territorio. Difatti, la conseguente diffusione e conoscenza del loro valore, oltre alla tutela, permette di gestire ogni forma di uso del territorio: residenziale, produttiva, e soprattutto turistica – in maniera funzionale ed equilibrata. Mi piace ribadire quindi che

per le comunità pugliesi questo progetto non riguarda soltanto l’aspetto strettamente scientifico, ma anche le ricadute sociali ed economiche che può generare, in relazione alle rispettive specificità; una risorsa da utilizzare in maniera sostenibile anche mediante futuri progetti di turismo e di conoscenza. Vanno considerati inoltre i tanti “outsider” appassionati di geologia, cui avere riferimenti ed itinerari come mete di escursioni, sicuramente rappresenta un incremento al turismo culturale della nostra regione.

Nell’ambito della ricerca è nata l’esigenza di distinguere il Geosito dall’Emergenza Geologica; quest’ultima conserva i suoi aspetti di rilevanza (e quindi comunque da valorizzare e tutelare), ma rispetto al geosito, che, come già detto, assume una visione più ampia e paesaggistica, l’emergenza geologica, ai fini della pianificazione territoriale, costituisce un reperto isolato. Ma come si vedrà, anche nell’ambito di geositi ed emergenze ci sono ulteriori approfondimenti evidenziando se trattasi di siti ipogei o subacquei, e anche se siano catalogabili come “monumenti naturali” di cui all’art. 5 della L.R. 33/2009.

La pubblicazione di questo volume contribuirà a diffondere la conoscenza di detti beni anche al di fuori degli ambienti accademici, e consentirne la valorizzazione e l’integrazione nell’ambito di contesti di tutela già in essere (aree naturali protette e siti della Rete Natura 2000).

Il nuovo Piano Paesaggistico Territoriale Regionale per la Puglia, redatto ai sensi del D.Lgs. 42/2004 e s.m.i., fa riferimento esplicito al Progetto geositi e prevede che anche i piani urbanistici generali dei Comuni, nell’ambito dei propri approfondimenti di conoscenza, possano integrare i beni già individuati con quelli censiti nel presente progetto o con altri che riterranno meritevoli di tutela, secondo apposite specifiche discipline.

(1) Dirigente Servizio Assetto del Territorio, Regione Puglia (f.pace@regione.puglia.it)

(2) Geologo Servizio Assetto del Territorio, Regione Puglia (r.fuiano@regione.puglia.it)

1.3

Gli interventi per la rete ecologica del PO FESR 2007-2013

di Mariapia Antonucci⁽¹⁾, Mattia Carbonara⁽²⁾, Stefania Frassinetti⁽³⁾

Struttura di attuazione dell'Azione 4.4.1

P.O. FESR 2007 – 2013 - Servizio Assetto del Territorio - Regione Puglia

La linea d'intervento 4.4 "Interventi per la rete ecologica" persegue l'obiettivo di "promuovere il sostegno e lo sviluppo delle aree naturali protette e l'attuazione della rete natura 2000 attraverso lo sviluppo del turismo verde e del marketing territoriale sostenibile".

Contribuisce al rafforzamento dell'offerta turistica regionale e alla creazione di un turismo sostenibile basato sulla valorizzazione e fruizione della rete ecologica.

Gli interventi che finanzia sono orientati a promuovere e sviluppare la connettività ecologica diffusa sul territorio regionale attraverso progetti mirati alla conoscenza e alla fruizione compatibile dei siti della Rete ecologica.

Attraverso la **"Ricognizione dei manufatti edilizi pubblici esistenti e redazione delle linee guida per il loro recupero funzionale"** progetto finanziato e concluso si è voluto dare piena attuazione alla Legge Regionale 19/97 e ss.mm.ii. "Norme per l'istituzione e la gestione delle aree naturali protette della Regione Puglia" e alla Legge Nazionale n. 394/91 "Principi fondamentali per l'istituzione e la gestione delle aree naturali protette", al fine di garantire e di promuovere, in forma coordinata, la conservazione e la valorizzazione del patrimonio naturale.

L'intervento realizzato, attraverso una prima ricognizione del patrimonio ambientale, storico, artistico e del paesaggio è stato la base per un corretto ed efficace espletamento delle funzioni legate al governo del territorio, e per il conseguimento degli obiettivi di tutela e valorizzazione dei beni ambientali e culturali. In particolare, il progetto attraverso la schedatura di manufatti edilizi volti all'ospitalità diffusa e alla fruizione rappresenta la base per fissare le modalità da seguire per gli interventi futuri di recupero dei manufatti censiti nelle aree naturali protette nazionali e regionali.

In particolare sostiene la progettazione e realizzazione di reti di sentieri al fine di favorire lo sviluppo di percorsi escursionistici e di realizzare/completare la rete escursionistica regionale

attraverso la creazione di un apposito Catasto **"Il Catasto della rete escursionistica pugliese"** finanziato e concluso finalizzato alla conoscenza, conservazione e valorizzazione del patrimonio ambientale e paesaggistico attraverso, in particolare, la promozione dell'attività di escursionismo, pratica questa realizzata senza l'ausilio di mezzi motorizzati e capace di promuovere un rapporto equilibrato con l'ambiente e favorire lo sviluppo del turismo sostenibile. Il progetto ha permesso la costruzione di un applicativo web (Sentieri Web) che consente di navigare su tutto il territorio regionale (Carta Tecnica Regionale e foto aeree), e nel contempo di visualizzare il tracciato dei sentieri e consultarne le informazioni associate. Una grande infrastruttura regionale che ha l'obiettivo di far conoscere il patrimonio naturale per proteggerlo, ma anche per agevolare la fruizione del territorio legata al turismo verde. Inoltre il progetto consentirà di orientare le risorse delle future programmazioni per finanziare interventi mirati di completamento, valorizzazione e promozione della rete dei sentieri.

L'obiettivo è stato quello di dare piena attuazione alla Legge Regionale 21 del 2003 "Disciplina delle attività escursionistiche e reti escursionistiche della Puglia" (articolo 4), che sancisce proprio la realizzazione del Catasto della Rete Escursionistica Pugliese (REP) al fine di garantire e di promuovere, in forma coordinata, la conservazione e la valorizzazione del patrimonio naturale.

Il Catasto dei Sentieri è uno strumento volto ad attuare alcune delle previsioni dello scenario strategico del PPTR anche perché tutelare e valorizzare il paesaggio dei sentieri significa adoperarsi perché essi diventino luoghi che qualificano positivamente il paesaggio stesso: luoghi di conoscenza del territorio oltre che di benessere e di riqualificazione ambientale.

Al fine di promuovere attività di valorizzazione e di conoscenza delle aree naturali protette e dei siti della Rete Natura 2000 sono stati realizzati interventi di censimento e di conoscenza sistematica di particolari beni naturali, di riqualificazione di aree naturali degradate, di recupero di siti marini e/o terrestri dotati di singolarità e specificità naturalistico/ambientali, o di specie animali protette, ai fini della realizzazione di modalità innovative di fruizione,

(1) Esperto gestione ed attuazione Fondi Fesr - Servizio Assetto del Territorio (mp.antonucci@regione.puglia.it)

(2) Responsabile dell'azione 4.4.1 - Servizio Assetto del Territorio (m.carbonara@regione.puglia.it)

(3) Esperta attuazione e gestione fondi FESR (s.frassinetti@regione.puglia.it)

anche destinate ad utenti specifici, di recupero funzionale di manufatti edilizi esistenti da realizzare con criteri di efficienza energetica e di contenimento delle pressioni ambientali.

Tale obiettivo si è perseguito attraverso il finanziamento del **"Catasto delle grotte e delle cavità naturali ed artificiali"** e il progetto **"BIOMAP"** (Biocostruzioni marine in Puglia) entrambi conclusi.

Con il progetto "Catasto delle grotte e delle cavità naturali ed artificiali" si è avviata una prima fase conoscitiva dell'intero corpus di cavità naturali ed artificiali della regione, elementi primari del Patrimonio Speleologico Regionale, rappresentata dal Catasto delle Grotte e Cavità Artificiali, previsto dalla nuova Legge Regionale n. 33 del 4 dicembre 2009, attraverso azioni di acquisizione di dati in campo, di informatizzazione e restituzione degli stessi tramite un webgis, che renderà complessivamente accessibili e fruibili i dati catastali relativi a 2100 grotte e 1000 cavità artificiali.

Il presente progetto ha l'obiettivo di mettere in rete, ai fini della corretta fruizione e della tutela, i dati relativi a 2100 grotte naturali e circa 1000 cavità artificiali rispondendo alle specifiche di attuazione di cui alla Legge Regionale n. 33/2009.

La maggior parte dei dati presenti negli archivi della Federazione Speleologica Pugliese riguardano coordinate di ingressi di cavità, rilievi speleologici e informazioni raccolte in modo non omogeneo in oltre 70 anni di attività speleologica.

Il risultato è stato quello di migliorare la conoscenza e la conservazione del patrimonio geologico e speleologico regionale e della biodiversità ipogea, di accertare lo stato dell'ambiente carsico e conservare ed aggiornare il catasto regionale delle grotte e delle cavità artificiali.

Con il progetto "Biomap" si è voluto potenziare la conoscenza delle aree ad elevato pregio da utilizzare ai fini di una corretta fruizione".

Le biocostruzioni, conosciute in Mediterraneo con il nome generico di "coralligeno", rappresentano l'equivalente delle barriere coralline nei mari tropicali. Nei mari temperati esse figurano un vero e proprio hotspot di biodiversità, giocando un ruolo cruciale

nella regolazione della CO₂ e, come logica conseguenza, in quella del clima. Inoltre le biocostruzioni assumono una posizione strategica anche nell'ambito delle attività socio-economiche del territorio; esse infatti sono note per essere habitat fondamentale della fauna ittica, anche di quella di importanza commerciale e rappresentano una grande attrattiva turistica grazie al loro elevato valore estetico e paesaggistico e alla loro facile accessibilità. Il grande patrimonio di biodiversità che questo habitat rappresenta e la bellezza delle varietà di forme e colori degli organismi presenti, conferisce alle biocostruzioni ampie potenzialità di sviluppo economico e turistico.

Con l'attuazione e il finanziamento del progetto **"Ricognizione e verifica del patrimonio geologico esistente"** si è avviato e concluso il primo censimento ai sensi della Legge Regionale n.33/2009.

I geositi, rappresentano una nuova opportunità economica da valorizzare per riuscire a coniugare le bellezze geologiche con la tutela del paesaggio e della natura. In Puglia sono stati individuati già 440 siti di interesse geologico (geositi ed emergenze geologiche), delineati secondo le loro diverse caratteristiche. Si tratta d'una attività di ricerca complessa e importante perché ha lo scopo di restituire ai pugliesi la consapevolezza dell'oggettiva rilevanza della geodiversità. Il patrimonio geologico, infatti, può diventare una ulteriore opportunità ricavata dalla fruizione responsabile dell'ambiente. Infatti, rappresenta, per le comunità locali e per tutti, una risorsa non soltanto ambientale, ma sociale ed economica la cui conoscenza e la conoscenza dei processi che li hanno prodotti è essenziale nella pianificazione territoriale. Occorre quindi che ciascuno sia consapevole di poterla utilizzare in maniera sostenibile, salvaguardandone così nel tempo le caratteristiche uniche che il tempo stesso ci ha consegnato attraverso le ere geologiche.

2

L'Inventario Nazionale dei geositi e l'attività dell'ISPRA in Italia

di M. Cristina Giovagnoli⁽¹⁾

Ogni volta che ci soffermiamo a guardare un paesaggio vediamo il risultato dell'interazione tra uomo e natura, tra patrimonio naturale e valori storici, spirituali e culturali della gente che vive su quel territorio. Del paesaggio la componente geologica rappresenta la base, quella su cui si sono impostate tutte le altre e la geodiversità è conseguentemente all'origine della grande varietà di bellezze paesaggistiche che tanto caratterizzano la penisola italiana. Il patrimonio geologico, e quindi i geositi che lo costituiscono, sono l'espressione della geodiversità di un territorio.

L'attenzione nei confronti del patrimonio geologico si è sviluppata in Italia a partire dagli anni novanta facendo seguito a quanto già avveniva in altri Paesi europei. A differenza però di quanto avveniva all'estero, dove l'interesse e l'attività conoscitiva nascevano dalla pubblicazione di una legge di tutela, in Italia una legge nazionale di protezione del patrimonio geologico è, ad oggi, ancora attesa. L'unico strumento legislativo a livello nazionale è il Codice dei Beni Culturali e Ambientali, anche detto Codice Urbani (2004), che inserisce i geositi nella pianificazione territoriale e che individuando la categoria "bene geologico", termine praticamente corrispondente a quello di geosito, e di "singolarità geologiche" della legge n.1497/1939 "Protezione delle bellezze naturali", pone l'accento sull'aspetto del "bene", cioè del valore culturale del bene ambientale e, in quanto tale, della sua importanza per la comunità. Il geosito ha dunque sia valenza scientifica, dal momento che si tratta di un luogo che permette di chiarire aspetti relativi all'evoluzione geologica del territorio, sia valenza culturale e, non da ultimo, economica, giacché in molti casi può diventare risorsa economica inserito in progetti di geoturismo. La conoscenza del patrimonio geologico italiano, mediante il suo "inventario" è conseguentemente alla base di qualsiasi azione di sua tutela e valorizzazione.

L'ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, che comprende il Servizio Geologico, gestisce proprio in un'ottica di conoscenza e di diffusione di tale conoscenza, l'Inventario Nazionale dei geositi italiani. L'attività attuale è l'erede del censimento iniziato dal Servizio Geologico all'inizio degli anni 2000, in collaborazione con il Dipartimento POLIS

dell'Università di Genova, progetto realizzato principalmente su base bibliografica.

Dal 2009 l'Inventario accoglie segnalazioni di geositi provenienti da collaborazioni ufficiali tra l'ISPRA e amministrazioni regionali e provinciali oltre alle segnalazioni spontanee che giungono da tutto il territorio, principalmente ad opera di geologi liberi professionisti, universitari e studenti.

Le segnalazioni avvengono mediante la consegna, via email, all'ISPRA della documentazione prevista e disponibile sul sito web dell'Inventario: <http://sgi.isprambiente.it/geositiweb/> che comprende la scheda ISPRA per la segnalazione, lo *shapefile* con la sua ubicazione, un file di testo con la descrizione estesa del geosito e la documentazione fotografica (almeno una foto).

La documentazione arrivata viene valutata con la collaborazione dei geologi del Servizio Geologico ed eventualmente con la consulenza di esperti esterni che decidono se possa entrare a far parte dell'Inventario, se necessiti di ulteriore documentazione per la valutazione o se debba essere accantonata. Il processo di selezione dei geositi si basa sul loro "interesse scientifico", cioè la caratteristica geologica prevalente in base alla quale il geosito viene classificato: geomorfologico, paleontologico, idrogeologico, ecc.; inoltre vengono considerate la sua rappresentatività, la rarità, il valore scientifico e l'impatto paesaggistico del sito. A volte geositi vicini e rappresentativi dello stesso fenomeno geologico (ad esempio più doline in un'area ristretta; una caldera vulcanica e i resti di una colata di lava che ne taglia l'orlo; ecc.) vengono raggruppati nell'areale di un unico geosito. All'ISPRA spetta inoltre il compito di stabilire se il grado di interesse scientifico di un geosito sia nazionale, regionale o locale.

L'Inventario comprende anche alcuni, pochi, esempi di geositi "fatti dall'uomo": una cava può infatti essere una finestra utilissima ad interpretare la storia geologica di un'area. Anche alcune frane, sia pure particolari, sono state inserite. Si tratta di casi in cui la frana ha avuto un ruolo determinante nell'evoluzione della presenza dell'uomo in quel territorio. L'Inventario è gestito da un geodatabase, pubblicato sul sito web che è liberamente

(1) ISPRA, Dipartimento Difesa della Natura Servizio Aree Protette e Pianificazione territoriale Settore Tutela del patrimonio geologico, Roma (cristina.giovagnoli@isprambiente.it)

consultabile, mediante una breve e semplice registrazione. L'applicazione web permette di accedere a tutte le informazioni contenute nel database, le quali sono organizzate secondo l'impostazione e i contenuti della scheda ISPRA per la segnalazione di un geosito. Si è però presentata la necessità di stabilire delle eccezioni e di tenere "nascosti" alcuni geositi. Si tratta di affioramenti di grande importanza scientifica ma particolarmente fragili ed esposti alla rischio di essere facilmente danneggiati. Sono prevalentemente di tipo paleontologico e mineralogico, e possono essere esposti al rischio di irresponsabili attacchi da parte di collezionisti di fossili o di minerali. Per questo motivo questi geositi rari e in pericolo, sono stati inventariati ma le informazioni non sono visibili a chi consulta il geodatabase e sono disponibili soltanto su richiesta documentata.

Attualmente l'Inventario contiene ancora un gran numero di segnalazioni raccolte nei primi anni del progetto e quindi, come detto sopra, raccolte su base bibliografica. Molte di queste segnalazioni corrispondono a schede con pochissime informazioni, non verificate. Parte del lavoro in corso è quindi quello di verificare la validità di queste segnalazioni, al fine di eliminare dall'inventario quelle non attendibili.

L'ISPRA, nella sua veste di istituzione nazionale ha il compito, sancito nel suo statuto, di "svolgere attività per la tutela, la valorizzazione, la fruizione e la gestione dei siti di interesse geologico (geositi, geoparchi, aree minerarie)". In questa prospettiva collabora alla realizzazione di progetti di divulgazione, valorizzazione e promozione del patrimonio geologico italiano. Partecipa quindi, sostenendole, alle iniziative della Rete Europea dei Geoparchi (EGN, *European Geoparks Network*) condividendo l'idea che è all'origine dell'istituzione della Rete, quella di un territorio in cui il patrimonio geologico si trasforma in opportunità di sviluppo locale e in cui il patrimonio geologico beneficia di strategie di valorizzazione e protezione. Per assicurare la fruizione dei siti minerari dismessi, con il loro alto valore di testimonianza culturale e antropologico, oltre che geologico, l'ISPRA ha allo studio l'attivazione di un tavolo di lavoro operativo tra le Istituzioni competenti, sulle problematiche normative inerenti i parchi minerari.

BIBLIOGRAFIA

BRANCUCCI G., CARTON M. & PAVIA G. (1999) - *Scheda inventario geositi*. *Geoitalia* 4, 43-49.

GEOPARCHI ITALIANI (2013) - Sito ufficiale dei geoparchi italiani
<http://www.geoparchiitaliani.it/>

GRAY (2004) - *Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature*.
Chichester, U.K., John Wiley & Sons.

ISPRA (2011) - *Geodatabase Geositi* <http://sgi.isprambiente.it/GeositiWeb/default.aspx>

UNESCO (2008) - *European Geoparks, Earth Heritage Protection and sustainable local development*. Greece, 165pp.

WIMBLEDON W.A.P. (1996a) - *Geosites-a new conservation initiative*. *Episodes* 19(3): 87-88.

WIMBLEDON W.A.P. (1996b) - *National selection, a step on the way to a European geosite list*. *Proceedings of the Special Symposium "Geological Heritage in South_East Europe"*, May 1995. *Geologica Balcanica* 26, 15-27.

3

I geositi nei siti web ufficiali delle Regioni italiane

di Gerardo Brancucci⁽¹⁾

I geositi rappresentano un'ottima opportunità per lo sviluppo del territorio in termini di salvaguardia, ambientale, promozione della cultura geologica e sviluppo economico/turistico.

Con il presente lavoro, del tutto preliminare e non certo esaustivo, condotto interrogando siti web ufficiali delle Regioni italiane, si è voluto indagare quanto ci sia traccia di questa opportunità, se esista o meno un censimento on line consultabile e, infine, se la regione analizzata ha o meno uno strumento di legge relativo appunto ai geositi in particolare o al patrimonio geologico più in generale. Il presupposto di fondo è basato sul fatto che se i geositi (o i loro sinonimi) hanno traccia nelle documentazioni regionali, potrebbe significare, almeno in teoria, che le regioni stesse prendono in considerazione l'argomento.

L'analisi è stata condotta secondo il seguente criterio:

- a) Collegamento al sito web ufficiale di ciascuna regione italiana e del sito ISPRA (Tab. 1)
- b) Nella sezione **cerca** sono state in successione, inserite le seguenti parole chiave: geositi, geotopi, patrimonio geologico, geodiversità
- c) Per ciascuna di queste parole chiave si è annotato il numero di documenti che dalla ricerca risultano contenere una delle parole chiave.
- d) Analisi delle risultanze.

Si è inoltre indagata la presenza di un censimento on line e la presenza di riferimenti a una o più leggi sull'argomento utilizzando le stesse parole chiave precedentemente citate, nei motori di ricerca dei Bollettini Ufficiali Regionali (BUR). Il motore di ricerca utilizzato è Google. Ovviamente non si è entrati nel merito della documentazione.

I risultati sono stati sintetizzati nella tabella e nel relativo grafico (cfr. pagina successiva).

Discussione

Geositi e geotopi: queste due parole chiave utilizzate per la ricerca, sono in realtà sinonimi anche se, nell'accezione più scientifica bisognerebbe distinguere il fatto che il termine geosito (dall'inglese geosite) ha sostituito il termine geotopo (*geotop*, in tedesco). Si dovrebbe, volendo specularlo terminologicamente, distinguere con geosito l'area che contiene e con geotopo l'elemento singolo in essa contenuto; comunque come detto, con

il termine geosito si intende "come località area o territorio in cui è possibile individuare un interesse geologico o geomorfologico per la conservazione (W.A. Wimbledon, 1995)" ed è diventato termine standard nel linguaggio scientifico. Nell'indagine si sono ricercati entrambi ipotizzando una sorta di "datazione" dell'interesse regionale sull'argomento ossia, se in un sito regionale è presente il termine geotopo, può significare che quella regione "tratta" l'argomento grossomodo prima del 1995. Come di evince dalla tab. 1 le regioni nelle quali compare almeno una volta citato questo termine sono 7; spiccano La Toscana (20), l'Emilia-Romagna (13), la Liguria (9) e la Sardegna (7). Per quanto riguarda il termine geosito notiamo 1233 documenti nel sito della regione Emilia-Romagna e 446 per la Valle d'Aosta. Staccata la Liguria con 68 citazioni, 60 la Basilicata e a seguire le altre fino ad arrivare a nessuna citazione nei documenti presenti nel sito della regione Abruzzo (vedremo che nessuna parola chiave trova riscontro in questo territorio). Globalmente i due termini sono citati in 2052 documenti (1996 i geositi – 54 nel sito ISPRA e 56 i geotopi – 2 nel sito ISPRA).

Geodiversità. "Il termine Geodiversità, di recente introduzione nel mondo scientifico, esprime il valore connesso alla variabilità dei processi abiotici presenti in un dato territorio. La Geodiversità, che riconosce nella varietà degli ambienti geologici la base della vita sulla Terra, è infatti un concetto che si collega alle componenti viventi degli ecosistemi." (<http://www.arplazio.it/>). Geodiversità è quindi un concetto più esteso dei precedenti e tende a traguardare il complesso dei fenomeni e degli elementi geologici compresi nei territori regionali. In prima approssimazione, vista la vastità appunto della fenomenologia comprensibile nel termine, ci si aspetterebbero molte citazioni. In realtà non è così.

Delle 668 citazioni delle quali ben 536 nella regione Emilia-Romagna, 131 sono così distribuite 68 in Liguria, 49 nel Lazio e 14 in Toscana. Le restanti 21 citazioni suddivise in 17 regioni. Nel sito ISPRA la geodiversità è citata 19 volte.

Patrimonio geologico. "Il Patrimonio Geologico è costituito dalla somma dei beni geologici presenti in un territorio" (*La conservazione del patrimonio geologico del Lazio: materiali, modelli, esperienze*. Cristiano Fattori & Dario Mancinella. Roma - Edizioni ARP, 2010). Concetto ancor più ampio di quello di geodiversità quindi. I temi inerenti questa definizione sono citati 2736 volte nei siti delle 21 regioni (68 nel sito ISPRA). Toscana (1338)

(1) Dipartimento Scienze per l'Architettura – Scuola Politecnica – Università di Genova (brancucci@arch.unige.it)



PARTE 2

LA REALIZZAZIONE DI UN PROGETTO



4

La geologia e la fruizione culturale

di Ruggero Francescangeli⁽¹⁾

Dagli anni 90 del secolo scorso, dopo un lungo percorso di carattere soprattutto culturale oltre che legislativo, in Italia è stato avviato su scala nazionale un processo di standardizzazione e centralizzazione dei dati catalografici, che ha preso in considerazione i beni naturalistici, espressione paesaggistica del patrimonio culturale italiano.

In particolare, agli inizi del '900 i beni paesaggistici sono tutelati quali "bellezze naturali e degli immobili di interesse storico" di notevole interesse pubblico o perché «bellezze panoramiche» (Legge 778/1922).

Non c'è traccia di affermazioni che riguardino l'interesse scientifico.

È necessario attendere il 1939 perché nella Legge n.1089/1939 "Tutela delle cose di interesse storico e artistico" si possa leggere "...le cose che interessano la paleontologia" e perché nella Legge n.1497/1939 "Protezione delle bellezze naturali" si possa leggere "le cose immobili che hanno cospicui caratteri di bellezza naturale o di singolarità geologica".

Pertanto, nel 1939 si riconosce ai beni paesaggistici un interesse che prevale il concetto della sola bellezza e nel Regio Decreto del 1940, n.1357, si chiarisce che "la singolarità geologica è determinata segnatamente dal suo interesse scientifico".

E' certamente un passaggio legislativo, ma soprattutto è un nuovo approccio culturale, frutto del fermento scientifico e naturalistico dei secoli precedenti, che ha riconosciuto nelle infinite forme della natura la straordinarietà del risultato di specifici processi fisici, chimici e biologici, un progresso del mondo scientifico che ha definito le regole di base per una loro nuova lettura, nonché, il loro valore nei confronti del patrimonio della conoscenza dell'uomo.

In ogni caso, per ancora diverso tempo, il bene culturale ed il bene paesaggistico appaiono separati, anche in sede europea, seppure oggetto di conservazione e tutela. A tal proposito, la Conferenza generale dell'Organizzazione delle Nazioni Unite per l'educazione, la scienza e la cultura (UNESCO), riunita a Parigi dal 17 ottobre al 21 novembre 1972 in diciassettesima sessione, individua gli elementi del "patrimonio naturale" meritevoli di tutela, con particolare riferimento alle formazioni geologiche e fisiografiche di valore scientifico universale o eccezionale, oltre che per l'aspetto estetico.

In Italia, con la Legge Galasso (Legge 431/1985), si compie un altro importante passo, vengono

recepite le indicazioni dell'UNESCO e, ope legis, si pone il vincolo paesaggistico su una serie di beni ambientali (territori costieri, fiumi, torrenti, montagne per la parte eccedente 1.600 metri, ghiacciai e i circhi glaciali, parchi e riserve, territori coperti da foreste e da boschi, zone umide, vulcani, zone di interesse archeologico ed altro). Inoltre, con la legge quadro sulle Aree Protette n.394 del 1991 si definisce il nuovo concetto di geotopo (divenuto poi geosito), quale elemento del «Patrimonio naturale», valore da tutelare per le generazioni future.

Da questo momento, anche confortate dalla nuova normativa, assumono concretezza una serie di iniziative promosse, in particolare, dalle associazioni ambientaliste e indirizzate a far emergere il nostro patrimonio naturalistico attraverso la catalogazione.

È probabilmente con il Decreto Legislativo 22 gennaio 2004, n. 42, ovvero, con il Codice dei Beni Culturali e del Paesaggio deliberato ai sensi dell'articolo 10 della legge 6 luglio 2002, n. 137, che viene certificato l'ultimo e forse più significativo riconoscimento per i beni di interesse paesaggistico: all'articolo 2 del D. Lgs. si legge "Il patrimonio culturale è costituito dai beni culturali e dai beni paesaggistici". Per la prima volta, essi entrano a far parte del Patrimonio culturale, al pari con i "beni culturali".

La stessa legge, inoltre, fissa un altro principio fondamentale dal punto di vista del significato di "bene" e di "valorizzazione" del Patrimonio culturale. Infatti, nello stesso articolo 2, si legge che i beni "sono destinati alla fruizione della collettività". Il concetto viene poi ribadito nell'articolo 6 e numerose altre volte nel testo. Tale principio è del tutto innovativo e, salvo casi particolari riconducibili ad esempio alla conservazione, lega il concetto di bene al concetto di fruizione: **un bene si può definire tale se è fruibile ed è finalizzato a "promuovere lo sviluppo della cultura"**.

La naturale conseguenza di questo nuovo modo di intendere il bene paesaggistico è la necessità di conoscenza del patrimonio posseduto e di tutti quegli aspetti che sono di base ad ogni eventuale iniziativa di conservazione e valorizzazione. Lo strumento più diretto per raggiungere tale condizione è la catalogazione.

Anche in questo caso la nuova normativa non ha trascurato il problema e, all'Art.17, individua nel Ministero, negli enti pubblici territoriali e nelle università, ciascuno secondo le proprie

(1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro" (ruggero.francescangeli@uniba.it)

prerogative, gli attori del coordinamento, dell'applicazione di metodologie e degli studi più idonei ed opportuni per lo sviluppo del processo catalografico, per la sua disciplina e la sua gestione.

Sulla scorta delle indicazioni del legislatore, iniziative da tempo avviate, ovvero auspiccate, hanno preso corpo e, ad oggi, possiamo individuare due azioni principali, che riguardano i Beni di interesse geologico, e che hanno preso avvio per iniziativa di entità di livello nazionale: la prima riguarda i beni immobili ed è stata promossa dall'ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale; la seconda riguarda i beni mobili ed ha il proprio riferimento in una Organizzazione governativa, l'ICCD o Istituto Centrale per il Catalogo e la Documentazione.

Come si può facilmente intuire, osservando lo schema riportato in basso, le due iniziative hanno origine differente, si muovono su canali paralleli e presentano anche caratteristiche piuttosto differenti. In ogni caso, senza entrare nel dettaglio dei due strumenti catalografici e dei tracciati utilizzati per descrivere i beni e le loro peculiarità, il diverso approccio trova ampia giustificazione nelle implicazioni che le due tipologie di beni comportano.

I beni immobili hanno una forte valenza territoriale ed interferiscono pesantemente con la gestione del territorio, pertanto, particolarmente curati sono tutti quegli aspetti, ad esempio, relativi al catasto e alla vincolistica, che assumeranno importanza nella pianificazione territoriale, nonché in tutte le iniziative finalizzate alla tutela, conservazione e valorizzazione dei geositi.

I beni mobili sono per lo più conservati in edifici, talvolta storici, di pertinenza privata o pubblica e nel tracciato catalografico sono molto curate tutte le informazioni relative alla proprietà dell'oggetto, all'inventariazione e particolare attenzione è dedicata alla raccolta di tutti quei dati storici che trasformano un oggetto in "bene" di interesse mineralogico, petrologico, planetologico o paleontologico.

Pertanto i due sistemi catalografici, al momento, risultano privi di punti di contatto. Nonostante le differenze però, grazie alle attuali e diffuse tecnologie, essi trovano il loro potenziale punto di convergenza nella georeferenziazione degli oggetti che compongono le rispettive banche dati, garantendo, in un futuro che auspichiamo non troppo lontano, la loro integrazione. Tale circostanza, oltre a permettere una parziale ricontestualizzazione di una parte importante del patrimonio posseduto, rappresenterebbe un importante passo avanti nella possibilità di gestione e pianificazione del patrimonio paesaggistico nazionale. Per concludere, possiamo certamente affermare che la catalogazione e l'integrazione del patrimonio geologico «immobile» e «mobile» all'interno di sistemi strutturati, a disposizione del grande pubblico, è il primo atto, il più diretto e il più economico, per favorire la tutela, la conservazione, la valorizzazione e quindi la fruizione di beni che testimoniano l'evoluzione del pensiero scientifico dell'uomo ma, soprattutto, caratterizzano il territorio e la comunità che quel territorio ha eletto a propria dimora.



5

L'individuazione dei siti, il rilevamento e la redazione della scheda

di Giuseppe Mastronuzzi⁽¹⁾, Oronzo Simone⁽²⁾

Negli ultimi anni sono stati codificati specifici protocolli a cura dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA, già ANPA e APAT), il cui fine specifico è raccogliere in modo sistematico ed organico tutte le caratteristiche e gli attributi che ciascun bene naturale possiede; fra questi sono inclusi i beni del paesaggio e, evidentemente, quelli geologici senso lato. La maggior parte di questi protocolli soddisfa specifiche finalità, ma alla base di ciascuno di essi è quasi sempre presente un lavoro preliminare di schedatura sistematica di dati e metadati. La catalogazione delle informazioni relative ad un dato sito geologico deve soddisfare certe condizioni; ad esempio, gli elementi per la valutazione devono risultare archiviabili, aggiornabili, implementabili secondo criteri ben definiti e possibilmente comuni a tutti.

Le prime procedure adottate con questo scopo consistevano nella compilazione di schede appositamente predisposte per assolvere alle esigenze di specifici casi, spesso di interesse locale. Il successivo sviluppo di supporti informatici ha cambiato radicalmente le tecniche per l'archiviazione di questo tipo di dati, aprendo la strada alla preparazione di archivi digitali basati su schede formate da un numero di campi non necessariamente fisso; al contrario, il numero di record è piuttosto destinato a crescere nel tempo con l'affinarsi delle metodologie di indagine e con la crescita di domanda di informazioni utili. Per ottimizzare il lavoro di censimento dei beni geologici è stato quindi necessario predisporre una scheda adatta all'archiviazione in un database geografico.

Numerosi sono gli esempi di schede di questo tipo che non prendono in considerazione gli aspetti quantitativi ma solo quelli qualitativi. Tra di essi va senz'altro menzionata la scheda proposta dall'ex Servizio Geologico d'Italia, utilizzata ampiamente in ambito nazionale. Tale Ente attivò nell'anno 2000 il progetto "Conservazione del patrimonio geologico italiano", finalizzato a costituire un centro di coordinamento delle informazioni relative alla conoscenza, valorizzazione e conservazione del patrimonio geologico nazionale, nonché a dotare la Pubblica Amministrazione di uno strumento nella pianificazione territoriale. Tra gli obiettivi del progetto era prevista la compilazione di una "Scheda sperimentale per l'inventario dei geositi", costituita da una scheda di rilevamento sul campo e dal suo corrispondente informatico. A tale scopo il Servizio Geologico impiegò la scheda di "Rilevamento dei siti di interesse geologico" elaborata nell'ambito di ProGEO Italia (Brancucci, Carton e

Pavia, 1999), prodotta in via sperimentale in formato cartaceo per la catalogazione delle emergenze geologiche nella Regione Liguria (Brancucci e Burlando, 2001) e modificata in successivi progetti di ricerca (MIUR COFIN 2001-2003, Geosites in the Italian Landscape). Acquisita definitivamente dal Servizio Geologico tramite un accordo con il Dipartimento Polis di Genova, ora Dipartimento di Scienze per l'Architettura (in seno al quale erano state condotte le varie sperimentazioni), dopo ulteriori rielaborazioni la scheda fu utilizzata nel 2003 dal Settore "Tutela del Patrimonio Geologico" dell'APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici). Nell'ambito delle attività del Dipartimento Difesa della Natura dell'ISPRA, Servizio Aree Protette e Pianificazione Territoriale la scheda modificata costituisce la base su cui si fonda il database nazionale "Geositi" (Auteri, Brancucci, Colacchi, D'Andrea, Duronio, Gramaccini, Lisi, Luger, Recchia, 2005).

A tal fine l'ISPRA ha sviluppato una scheda che raccoglie le informazioni necessarie alla formalizzazione dell'interesse del singolo sito

Sulla base di questa scheda è stata realizzata la scheda ottimizzata per il censimento delle emergenze geologiche e dei geositi della Regione Puglia

Il censimento

La realizzazione del censimento ha comportato la necessaria formulazione di un percorso costitutivo che è riassunto nel diagramma di flusso di Fig. 1.

Il rilievo dei siti sul terreno e la compilazione delle schede sono stati preceduti dalle azioni quali:

- 1 – individuazione delle aree di interesse come da bando;
- 2 – raccolta della documentazione sul contesto paesaggistico (PUTT/p; PPTR, PTCP);
- 3 – raccolta della documentazione cartografica e fotografica (25.000 IGM, CTR, ortofoto, catastali);
- 4 – raccolta della documentazione bibliografica di natura strettamente geologica e speleologica (cartografia geologica s.l., pubblicazioni scientifiche) ma anche pluridisciplinare (biologica s.l., storica, archeologica, architettonica);
- 5 – attivazione di convenzione con la Federazione Speleologica Pugliese.

(1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro" (giuseppeantonio.mastronuzzi@uniba.it)

(2) SIGEA Sezione Puglia (orsimone@hotmail.com)

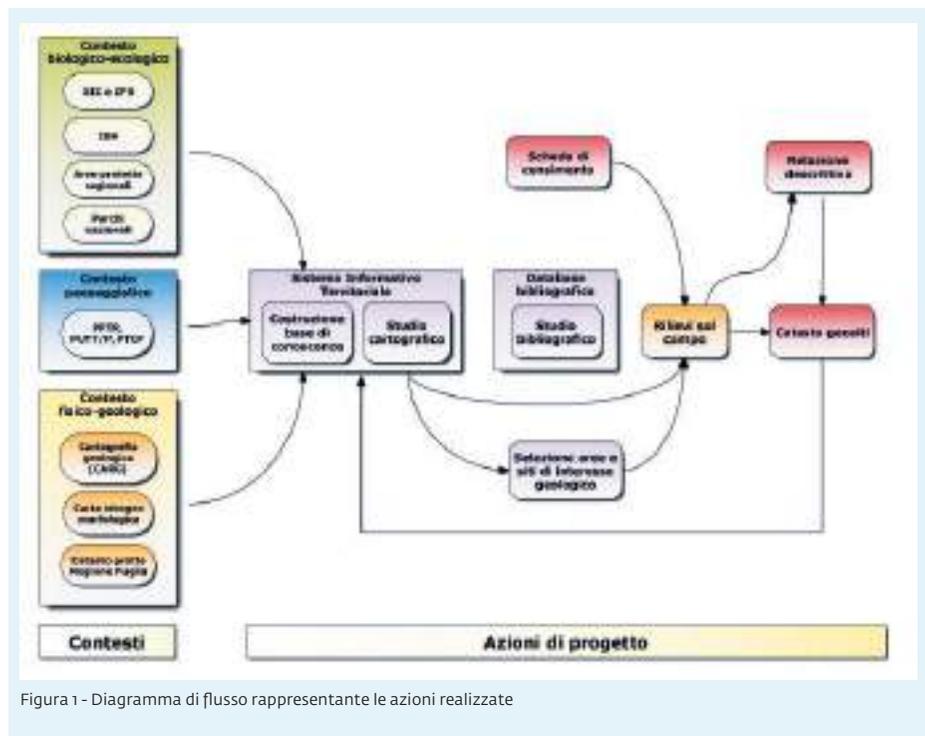


Figura 1 - Diagramma di flusso rappresentante le azioni realizzate

In particolare la redazione delle schede è partita dalla raccolta sistematica e dall'analisi critica del materiale bibliografico disponibile derivante dal lavoro effettuato da ricercatori dell'Università degli Studi di Bari Aldo Moro e di altri enti nazionali e internazionali sul territorio regionale.

Questa fase del lavoro è stata particolarmente complessa a causa della marcata disomogeneità dei dati disponibili. In particolare, nonostante la messe di dati acquisita durante gli anni '60 e '70 del secolo scorso per la redazione della cartografia geologica ufficiale dello Stato in scala 1:100.000, oggi la conoscenza aggiornata del patrimonio geologico pugliese è assolutamente discontinua e frammentaria, non essendo stata completata la redazione della nuova cartografia geologica alla scala 1:50.000 secondo le nuove norme ISPRA (i fogli completati coprono all'incirca il 20% del territorio regionale).

La ricerca di informazioni sui siti pugliesi di interesse geologico è stata agevolata da un gran numero di lavori scientifici purtroppo pubblicati su riviste a vario grado di diffusione, nazionale ed internazionale, e reperibilità. Tra i documenti risultati più utili, numerose guide alle escursioni edite a corollario di importanti convegni geologici, alcuni patrocinati dall'UNESCO o dalla IUGS, organizzati da ricercatori dell'Università degli Studi di Bari Aldo Moro. In tali volumi, redatti per specialisti del settore, sono stati proposti itinerari tematici attraverso siti degni della ribalta scientifica nazionale ed internazionale.

A nostro avviso, di particolare significato metodologico e scientifico-divulgativo sono due volumi: il primo, la Guida Geologica Regionale Puglia e Monte Vulture, dedicato alla descrizione di alcuni itinerari geologici della Puglia (Pieri e Ricchetti, 1999) e il secondo dal titolo "Il Patrimonio geologico della Puglia. Territorio e geositi" (Fiore e Valletta, 2010) distribuito gratuitamente e disponibile on line sul sito della SIGEA Sezione Puglia. Esso è stato ristampato nell'ambito del presente progetto quale testo di riferimento per l'attività didattica e la formazione.

L'individuazione dei siti e la compilazione della scheda hanno rappresentato due fasi distinte del censimento. Si è provveduto a redigere un primo numero di n. 50 schede corrispondenti ad altrettanti siti di interesse geologico (potenziali emergenze o geositi) individuati su base bibliografica e in parte corrispondenti a quelli riportati nel PPTR. Quindi si è provveduto a selezionare i rilevatori che, coordinati dal Gruppo di Lavoro (GdL), hanno provveduto ad individuare e rilevare circa 450 ulteriori siti. In circostanze particolari, il lavoro sul campo è stato integrato con rilievi di dettaglio (laser scanner 3D) per implementarne il quadro conoscitivo. In alcuni casi, l'analisi critica dei dati raccolti e le verifiche sul campo hanno suggerito l'opportunità di accorpate siti limitrofi.

I siti sono stati scelti e descritti tenendo conto del loro significato prevalente (geologico in senso lato, stratigrafico, paleontologico, geomorfologico ecc.). Tuttavia, per la maggior parte dei geositi individuati, i processi che ne hanno determinato la formazione e l'importanza scientifica sono spesso più di uno e, di conseguenza, è quasi impossibile una loro classificazione in una categoria precisa. Per esempio, si consideri la grotta che si trova nel Santuario di Santa Maria degli Angeli (Cassano delle Murge): questa è una cavità carsica in cui, in un periodo successivo alla sua formazione, si è accumulata una breccia ossifera i cui elementi scheletrici sono appartenuti ad una mammalofauna di clima caldo (tra cui elefanti, rinoceronti ecc.). Alcune decine migliaia di anni dopo, la Chiesa ha consacrato questo luogo, dedicandolo al culto della Vergine degli Angeli. Ecco come un solo sito assume diverse valenze tra cui quella geomorfologica (azione dei processi carsici), paleontologica (presenza di una breccia ossifera), paleoclimatica (presenza di una fauna di clima caldo) e quella relativa all'articolato rapporto tra uomo ed ambiente fisico (la grotta è un luogo sacro).

Alcuni tra i siti descritti sono conosciuti a scala nazionale ed internazionale (per esempio, la grotta di Lamalunga, o il sito a dinosauri di Cava Pontrelli), altri sono ben noti agli appassionati dell'escursionismo (per esempio, i puli murgiani, la Gravina di Castellaneta ecc.); per contro, altri sono pressoché sconosciuti, nonostante rappresentino delle singolarità geologiche degne di considerazione (per esempio, i depositi da tsunami salentini e garganici, la sorgente di San Nazario ecc.).

Infine, alcuni siti, pur essendo delle emergenze non caratterizzate da particolari rarità ed interesse (in senso geologico), acquisiscono una certa importanza a causa del valore aggiunto dato dal loro significato conservazionistico; tra questi sono da ricordare gli stagni temporanei carsici delle Murge e del Gargano, dove l'esigenza di salvaguardia della biodiversità della nostra

regione incontra quella della conservazione della geodiversità.

Completato il censimento e la redazione delle schede secondo i canoni a cui si è fatto cenno, la successiva rielaborazione critica delle informazioni, in stretta collaborazione con i referenti della Regione Puglia, ha permesso di proporre la qualificazione di ogni sito come Emergenza, Geosito, Geosito speciale o Monumento naturale. Infine, ancora una volta in collaborazione con i referenti della Regione, sono state definite le aree di rispetto funzionali all'identificazione del sito ed alla sua conservazione.

In definitiva, il primo censimento del patrimonio geologico della regione pugliese si è concluso con l'individuazione di 440 siti di cui si è proposta la classificazione quale emergenza geologica o geosito, e la compilazione di altrettante schede.

La scheda

La scheda utilizzata per il censimento è composta da più parti, di seguito descritte.

Identificativo Scheda (Punto 1). Le informazioni identificative della scheda comprendono: la categoria - geosito o emergenza geologica - in cui è stata proposta la classificazione del sito (dato che deriva da quanto riportato nella scheda nella sua integralità) e una sigla alfanumerica che identifica la scheda nell'ambito del Censimento Geositi della Regione Puglia (intervallo CGP0001 - CGP0440).

Nella documentazione fornita alla Regione Puglia su supporto digitale, le cartelle delle singole schede sono identificate con la sigla CGP0000 seguita dal nome sintetico della scheda.

Al Punto 1.1 è riportato, se necessario, l'elenco delle sole sigle identificative delle schede associabili per significato, argomento ecc.; nel caso di schede relative a siti ipogei costituenti il patrimonio speleologico regionale, è anche riportata la sigla identificativa nel Catasto delle Cavità naturali ed artificiali redatto dalla Federazione Speleologica Pugliese.

In alcuni casi (Punto 1.2) si è ritenuto di consigliare la non divulgabilità delle informazioni; questa scelta è stata guidata da particolari condizioni di vulnerabilità del sito (fragilità, pericolo di asportazione di materiale di interesse "collezionistico" ecc.).

Nel campo A è riportato il nome completo del sito (lo stesso figura, sintetizzato, nel nome del file relativo alla scheda).

Nel campo B sono riportate informazioni sull'ubicazione del sito, in parte rilevate sul terreno, in parte derivate dall'elaborazione dei dati geografici in ambiente GIS.

Nel campo C sono fornite le indicazioni sull'interesse principale del sito rispetto ai diversi possibili caratteri geologici in esso individuabili. Uno è il carattere principale; più di uno possono essere i caratteri secondari. In C.1 sono indicati e qualificati altri tipi di interesse, strettamente collegati a quello geologico per la fruibilità del sito da parte del pubblico interessato; in C.2, quando riconosciuti, sono indicati interessi non strettamente pertinenti alle Scienze della Terra.

Nei campi C.3 e C.4 sono espressi in maniera sintetica i caratteri che supportano - non in via esclusiva - la decisione del rilevatore di proporre il sito quale emergenza geologica, geosito,

The image shows a screenshot of a web-based form for identifying and verifying geosites in Puglia. The form is titled "RICOGNIZIONE E VERIFICA DEI GEOSITI E DELLE EMERGENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE PUGLIA". It includes logos for the Italian Government, the Puglia Region, the University of Bari, and the Puglia Region's Department of Heritage. The form is divided into several sections:

- 1 - Identificazione scheda:** Includes a dropdown for "Geositi" with "Emergenza geologica" selected. It contains a table with fields for "Prenome-Cognome", "Codice SPISID", "PUBBLICAZIONE MONDO", "Acquario (PUBBLIC)", "CGP0432", and "01/04/2014". Below this is a list of codes (CGP0001 to CGP0440) and a field for "Localizzazione sintetica il Fronte" with the value "Localizzazione sintetica il Fronte".
- B - Ubicazione:** A table with fields for "Regione" (Puglia), "Località" (TARANTO), "Comune" (Taranto), "Toponimo/Località" (Il Fianco), "Sommità" (Sommità), "Elevazione" (X), "Longitudine (WGS84)" (17.21288), "Latitudine (WGS84)" (40.47540), "Quota max (m s.l.m.)" (10.0), "Quota min (m s.l.m.)" (0.0), and "Quota media (m s.l.m.)" (0.0).
- Altre note cartografiche:** A table with fields for "MGR" (N. foglio: 210 E 140), "Densificazione" (Taranto), "C.T.R." (N. foglio: 430), "Catastro" (Foglio: 040), and "Particella" (1).
- C - Interesse Scientifico per la Conservazione (1= Primario - 2= Secondario):** A grid of checkboxes for various scientific interests. The checked boxes are: "Geologia estrinseca" (1), "Geologia strutturale" (1), "Geomorfologia" (2), "Mineralogia" (3), "Petrografia" (2), "Petrologia" (2), "Petrografia" (2), "Sedimentologia" (2), "Vulcanologia" (3), "Civiltà-scopie" (2), and "Geologia applicata" (2).

Figura 2 - Esempio di scheda compilata nella prima pagina

geosito speciale, monumento naturale. È evidente che l'esistenza di letteratura scientifica internazionale su un dato sito può non essere sufficiente a decretarne la connotazione di geosito, né tantomeno di geosito speciale. Nella stessa maniera non è assolutamente necessario che, per essere definita geosito, geosito speciale o monumento naturale, un'area debba essere oggetto di pubblicazioni internazionali o, addirittura, di pubblicazioni. Per contro, l'assenza di pubblicazioni non preclude la possibilità che un sito sia proposto quale emergenza geologica o addirittura geosito, anche se in questo caso è evidente che i presupposti per tale classificazione



Figura 3 - Esempio di geosito censito per la Regione Puglia

Berma da tsunami - Torre Sant'Emiliano, Otranto

Un poderoso tsunami ha colpito le coste salentine il 20 febbraio 1743. A Torre Sant'Emiliano è possibile osservare un accumulo di grandi blocchi di roccia che, strappati dalle onde di maremoto in prossimità della linea di riva, sono stati depositati fino ad oltre 80 m dalla linea di riva.

Figura 4 - Esempio di geosito censito per la Regione Puglia

Grotta Zinzulusa - Castro

La grotta Zinzulusa è una delle più famose grotte pugliesi; essa si affaccia sul litorale tra Castro e Santa Cesarea Terme in una piccola rientranza della costa. L'ampio antro davanti all'ingresso (circa 80 m di larghezza e 40 m di altezza) è ciò che rimane di una camera sotterranea le cui



pareti sono state smantellate dall'azione erosiva del mare. Il percorso sotterraneo accessibile al visitatore comune si sviluppa per circa 150 metri prima di terminare ai margini di un laghetto sotterraneo, il Cocito.

Figura 5 - Esempio di emergenza geologica censita per la Regione Puglia

Vuotàno Santiquando - Cassano delle Murge

Le aree carsiche pugliesi sono caratterizzate dall'assenza di una vera e propria idrografia superficiale attiva. I pochi corpi idrici presenti sono rari ed effimeri specchi d'acqua, alimentati esclusivamente da acque piovane, che occupano depressioni naturali. Questi ospitano una comunità biologica costituita da organismi specializzati e adattati a completare il proprio ciclo vitale in un ambiente che scompare periodicamente.



Figura 6 - Esempio di emergenza geologica censita per la Regione Puglia

Lago Pescara - Biccari

Il Lago Pescara è ubicato nel territorio di Biccari (FG). Lo specchio d'acqua si trova ad un'altitudine di circa 900 m ed è dominato dalle cime del Toppo Pescara (1066 m) e del Monte Sidone (1061 m). Prima dell'intervento dell'uomo (metà del XIX secolo), la depressione non era completamente allagata e versava le sue acque nel canale dell'Organo, tributario del Torrente Vulgano.

derivano solo dal rilievo condotto sul campo. Ancora, i caratteri di rarità, rappresentazione e esemplificazione derivano dalla diffusione di certi caratteri sul territorio. Siti molto rappresentati numericamente quali doline e gravine non sono tutti classificabili come geositi, ciò a causa del loro numero elevato e dei caratteri peculiari di ognuno di essi. In maniera più semplice e diretta, al Punto C.4 è messo in evidenza il carattere oggettivo o soggettivo che ha guidato la scelta. In particolare, il giudizio espresso come "soggettivo" deriva da una decisione condivisa tra rilevatore, GdL e rappresentanti dell'Ente Appaltante; il giudizio "oggettivo" deriva, invece, dalla presenza di diffusa pubblicistica scientifica che sottolinea l'importanza del sito in sé.

In definitiva, quanto indicato in C.3 non è direttamente condizionante la scelta espressa nel campo 1, definita oggettiva o soggettiva in C.4. Infine, è da sottolineare che i siti sono stati individuati a prescindere da qualsiasi altro valore che non fosse strettamente connesso al suo significato geologico quale, per esempio, quello estetico o botanico-faunistico o storico-archeologico.

Nel campo D è riportata, in primis, la descrizione del sito (D.1). In esso è indicata la motivazione scientifica, didattica e culturale in base alla quale un sito deve essere considerato emergenza geologica, geosito, geosito speciale e/o monumento naturale. Il campo è stato compilato usando un linguaggio di facile accesso ai non tecnici, evitando il ricorso a noiose descrizioni dei caratteri geologici s.l. e limitando gli elenchi di fossili (che pur caratterizzano imprescindibilmente un sito paleontologico) alle sole specie più significative. La sintesi finale, imposta dalle limitazioni di spazio delle schede, non fornisce tutte le argomentazioni individuate dal RTI a sostegno del contenuto scientifico *sensu lato* e del relativo valore didattico e culturale del singolo sito.

In D.2, quando disponibili e conosciuti, sono indicati i riferimenti e i contatti per l'accesso al sito. Sono stati evitati indicazioni che potessero ledere i caratteri di privacy.

Nel campo E sono elencati i file che rappresentano la documentazione a supporto della descrizione. Essa è fornita su supporto digitale allegato alle schede; in esso le cartelle delle singole schede sono identificate con la sigla CGP0000 seguita dal nome sintetico della scheda. La cartella relativa ad ogni sito contiene una scheda in formato.doc e tre ulteriori cartelle. La scheda è identificata dalla sigla progressiva, dal nome sintetico, dalla indicazione del comune e della provincia di appartenenza e da un'ulteriore sigla che rimanda al rilevatore. Le tre cartelle sono destinate rispettivamente a contenere: ì - l'elenco bibliografico; ïì - l'ubicazione su stralci aerofotogrammetrico, cartografico IGM 25.000, catastale e CTR; ïïï - un numero variabile di immagini relative al sito. Per quanto riguarda l'elenco bibliografico si è rinunciato a fornire file in formato.pdf delle pubblicazioni in quanto protette dalle leggi sul copyright.

Nel campo F sono riportati, ancora in maniera sintetica, i caratteri litologici e quelli geocronologici, il processo genetico e l'età della roccia e/o del processo che ha determinato le peculiarità di ogni sito.

Nel campo G sono riportati i caratteri morfometrici del sito (estensione, forma, esposizione)

Nel campo H sono riportate informazioni generali sull'accessibilità (H.1-H.4).

Nel campo I sono riportate indicazioni sull'uso del suolo (I.1) o, per quanto riguarda i siti

subacquei, il tipo di fondale (I.2).

Nel campo L (L.1 e L.2) è schematicamente riportato il regime dei vincoli territoriali che insistono sulle aree in cui sono stati individuati i siti. Alcuni siti, in parte o in toto, non ricadono nelle aree eleggibili ai sensi della compilazione del presente censimento; questi sono stati inclusi perché, in un ottica ecologico-paesaggistica, essi mostrano, alternativamente o cumulativamente, di essere: ì - in connessione ecologica; ïì - in connessione idrologica; ïïï - in connessione costiera; ïv - in continuità paesaggistica.

Il campo M è dedicato alla descrizione dello stato dei luoghi e all'individuazione dell'eventuale degrado. In M.2 sono indicati i fattori di degrado esistenti e l'impatto sullo stato di conservazione; la compilazione è stata effettuata in funzione degli interventi a realizzarsi per assicurare la fruibilità e la conservazione nel presente. In M.3 sono riportate informazioni rispetto a potenziali fattori attivi di degrado; quanto riportato è da interpretare in funzione della futura protezione finalizzata alla conservazione.

Il campo N è stato compilato quando il sito individuato nella scheda, oltre ad avere caratteri di geosito o di emergenza, può essere considerato ricadente in categorie di interesse superiore; e cioè Geosito speciale o Monumento Naturale, sono riportati i riferimenti agli articoli delle leggi regionali n. 19/1997 e n. 33/2009.

Con la compilazione del campo O si è fornita l'indicazione delle aree minime di rispetto che assicurino la protezione del sito.

Bibliografia essenziale

AUTERI M., BRANCUCCI G., COLACCHI S., D'ANDREA M., DURONIO F., GRAMACCINI G., LISI A., LUGERI N., RECCHIA V. (2005) - *La scheda sperimentale per l'inventario dei geositi ed il Database*. In: Patrimonio geologico e geodiversità, Esperienze ed attività dal Servizio Geologico d'Italia all'APAT, a cura di Myriam D'Andrea - Angelo Lisi - Tiziana Mezzetti, Rapporti 51/2005, pp. 29-33.

BRANCUCCI G., CARTON A., PAVIA G. (1999) - *Scheda inventario geositi*. GeolItalia, n. 4, pp. 43-45.

BRANCUCCI G., BURLANDO M. (2001) - *La salvaguardia del patrimonio Geologico. Scelta strategica per il territorio. L'esperienza in Liguria*. Franco Angeli ed., 96 pp.

FIGLIANO A., VALLETTA S. (eds) (2010) - *Il patrimonio geologico della Puglia. Territorio e paesaggio*. Geologia dell'Ambiente, Supplemento 4/2010, 160 pp.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (eds) (2003) - *Quaternary coastal morphology and sea level changes*. Puglia 2003, Final Conference - Project IGCP 437 UNESCO - IUGS, Otranto / Taranto - Puglia (Italy) 22-28 September 2003, GI²S Coast Coast - Gruppo Informale di Studi Costieri, Research Publication, n. 5, 184 pp, Brizio srl - Taranto.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P., BRUCKNER H., PIGNATELLI C., VOTT A., CAPUTO R., COPPOLA D., DI BUCCI D., FRACASSI U., MAY S.M., MILELLA M., SELLERI G. (2008) - *Paleotsunami imprints along the coast of the central Mediterranean sea. 2nd International Tsunami Field Symposium*. Ostuni (Puglia, Italy) - Lefkas (Ionian Islands, Greece), 21-27 September 2003, GI²S Coast Coast - Gruppo Informale di Studi Costieri, Research Publication, n. 7, 198 pp, Digilabs s.r.l., Bari.

RICCHETTI G., PIERI P. (eds) (1999) - *Guida Geologica della Puglia e del Monte Vulture*. Società Geologica Italiana, 288 pp, BE-MA Editrice, Milano.

6 Emergenze, geositi, monumenti naturali e grotte: classificazione e relazioni tra i catasti istituiti dalla Legge Regionale 33/2009

di Vincenzo Iurilli⁽¹⁾

L'introduzione del concetto di *geosito*, nella sua attuazione pratica sul substrato geo-culturale pugliese, ha dovuto ricollocare concetti acquisiti da decenni (come il *monumento naturale*), o da secoli (come quello di *grotta*) in un quadro logico coerente, sia nell'ambito dello stesso progetto, sia con gli strumenti di pianificazione della nostra Regione (PUTT vigente e PPTR adottato, L.R. 19/1997); quest'ultimo è il senso del primo comma dell'articolo 6 della Legge Regionale n. 33 del 4.12.2009.

Il progetto Geositi parte con il riconoscimento delle "emergenze geologiche"; il Gruppo di Lavoro e i collaboratori, attingendo all'esperienza di ricerca e indagine sul territorio e alla letteratura scientifica pubblicata, hanno riconosciuto "...dal punto di vista geologico s.l., caratteri distintivi rispetto alle aree circostanti..." per 440 siti, scelti in un campione molto più numeroso di "emergenze geologiche". Dopo aver acquisito dati di letteratura e di campagna per ognuno di essi, è stato possibile analizzare specifici caratteri per poter distinguere, in tale insieme di emergenze, quelle da definire *geositi*, *geositi speciali*, *geositi ipogei* e *monumenti naturali*. Non è superfluo ricordare che tale analisi implica, quasi banalmente, il confronto tra le segnalazioni oggetto del progetto e quelle presenti nel catasto speleologico già costituito per l'attuazione della stessa L.R. 33/2009. Tale confronto ha portato in evidenza, d'altra parte, talune necessità di approfondimenti metodologici che, a seguito dei due progetti di censimento (grotte e geositi), dovranno rendere accurata ed efficace l'applicazione delle tutele. I vari concetti sopra elencati individuano insiemi e sottoinsiemi che possono o meno intersecarsi; al fine di fare chiarezza è opportuno, a questo punto, specificare le relazioni tra essi:

i) Tra le emergenze, sono state riconosciute come **geosito** quelle i cui caratteri distintivi hanno già un riconoscimento di valenza scientifica, in genere comprovata dall'esistenza di pubblicazioni, anche se questa non si è ritenuta una condizione strettamente necessaria. Si considerino, ad esempio i siti di Torre San Vito (CGP0052) e Punta Penne (CGP0087), entrambi nei pressi di Taranto, entrambi emergenze di interesse stratigrafico: il secondo è *geosito* per via della presenza, in aggiunta ai caratteri stratigrafici visibili, di numerosi esemplari del

Persististrombus latus, già noto in letteratura come *Strombus bubonius*. Inoltre il geosito CGP0008 è un esempio di rilevanza nella storia della scienza e nell'evoluzione delle Scienze della Terra, per gli studi condotti all'inizio del secolo XVII dal naturalista Fabio Colonna sui resti, trovati nella calcarenite, di un mollusco brachiopode da lui chiamato *Concha anomia* e in seguito rinominato *Terebratula terebratula*.

Poiché ciascun sito è oggetto a progressivi approfondimenti delle conoscenze, non si esclude, e si può pertanto ritenere probabile, che in futuro si riconosca la valenza scientifica di talune emergenze e che pertanto esse siano riclassificate come geositi.

ii) L'attribuzione del valore di **monumento naturale** ad emergenze geologiche è indipendente dalla presenza dei requisiti di *geosito*; è anche indipendente da qualsivoglia altra classificazione. Dunque possono essere monumenti naturali (di tipo geologico l.s.) sia i geositi, che quelli speciali ed ipogei, allo stesso modo di qualsivoglia sito che sia *emergenza geologica* senza ulteriori specificazioni. L'individuazione dei *monumenti naturali* è stata realizzata tenendo conto di due definizioni correnti:

1) quella della L.R. n. 19/1997, richiamata nella L.R. 33/2009:

"singoli elementi o piccole superfici dell'ambiente naturale (formazioni fisiche, geologiche, geomorfologiche, biologiche, vegetazionali) di particolare pregio naturalistico e ambientale".

2) quella dell'European Environment Agency (glossario on line: <http://glossary.eea.europa.eu/>): "A natural/cultural feature which is of outstanding or unique value because of its inherent rarity, representative of aesthetic qualities or cultural significance. Guidance for selection of a natural monument is: a) The area should contain one or more features of outstanding significance (appropriate natural features include spectacular waterfalls, caves, craters, fossil beds, sand dunes and marine features, along with unique or representative fauna and flora; associated cultural features might include cave dwellings, cliff-top forts, archaeological sites, or natural sites which have heritage significance to indigenous peoples).; b) The area should be large enough to protect the integrity of the feature and its immediately related surroundings".

(1) SIGEA - Società Italiana di Geologia Ambientale (vincenzo.iurilli@uniba.it)

In base alle definizioni sopra riportate, 49 dei 440 siti sono anche definiti **monumenti naturali** per via dei loro intrinseci valori di significatività, caratteri scenici, ed eventuali caratteri culturali associati. Tanto per fare alcuni esempi, largamente conosciuti, tra questi sono annoverati la grotta di Lamalunga, il faraglione di Pizzomunno, il Pulo di Altamura e quello di Molfetta, le Grotte di Castellana e anche altre meno note ma sempre ricchissime di forme e fenomeni naturali, come quella di Cava Zaccaria a Ostuni, o di testimonianze storico-archeologiche, come le grotte dei Cervi, del Cavallo e la Romanelli, in provincia di Lecce.

iii) I **geositi ipogei** presentano i fenomeni oggetto di interesse scientifico primario ubicati in ambiente ipogeo (CGP0079 ad esempio, è una cavità carsica che presenta caratteristiche di geosito). Possono essere allo stesso tempo monumenti naturali (p.es. CGP0217, la grave di Faraualla, la grotta di S. Maria di Agnano, o le Grotte di Castellana, CGP0019, che presentano i caratteri di monumento naturale per via non solo della rilevanza scientifica e peculiarità naturalistica dei fenomeni riscontrati, ma anche per il valore scenico con cui questi si manifestano).

iv) I **geositi speciali** devono - necessariamente - essere geositi, presentando maggiore rilevanza per i propri caratteri *scientifici* rispetto ad altri siti; possono anche essere ipogei, se interessano in tutto o in parte ambienti ipogei (p.es. CGP0268, la grotta del Cavallo, con la sua stratigrafia interna ricca di importanti reperti paleontologici, è geosito *ipogeo* e anche *speciale*). Da quanto scritto al punto i), i geositi speciali possono essere *anche* monumenti naturali, se ne hanno i requisiti; la grotta di Lamalunga, ad esempio (CGP0024), è un geosito speciale, ipogeo e monumento naturale, mentre i siti con orme di dinosauri di Pontrelli (CGP0031) e San Leonardo (CGP0137) sono geositi speciali (ma non ipogei) oltre che monumenti naturali. I geositi speciali sono 18, pari al 10,5% del totale di 171.

Relazioni tra il censimento del patrimonio geologico e il patrimonio speleologico

Confrontare i risultati del progetto Geositi con il censimento del patrimonio speleologico, realizzato in attuazione della stessa L.R. 33/2009, può dare alcune indicazioni preliminari su "quanto" il patrimonio speleologico sia correlato col patrimonio geologico in una regione, come la nostra, ampiamente caratterizzata dal carsismo; un'idea, d'altro canto, approssimativa e provvisoria, essendo legata ad un *primo* censimento del patrimonio geologico, pertanto parziale, che viene confrontato con un censimento delle grotte realizzato e aggiornato nel corso di diversi decenni. Attualmente, ai sensi della legge, il catasto speleologico comprende le due sezioni delle grotte e delle cavità artificiali. Queste ultime sono realizzate dall'uomo nel sottosuolo, in molti casi in rocce non carsificate ma facilmente lavorabili, quali ad esempio le calcareniti; pertanto non ha senso considerarle nel valutare l'incidenza del carsismo nel patrimonio geologico, quanto piuttosto per quantificare la relazione tra i censimenti allo stesso modo delle cavità naturali.

Le grotte naturali

Nell'analisi dei primi 440 siti, se ne riscontrano 78 corrispondenti a cavità carsiche (il 18% del totale). Nel sottoinsieme delle emergenze definite *geositi*, le grotte (di genesi carsica) rappresentano, con 34 casi, il 18 %, mantenendo la proporzione; nel caso particolare dei *geositi speciali*, che sono diciotto, le cinque grotte rappresentano il 28% del campione. Considerando la categoria dei monumenti naturali, che consta di 49 elementi, vi si trovano 14 grotte, ossia il 29%.

Il fatto che risultino pressoché uguali i valori percentuali delle grotte rispetto alle emergenze e ai geositi, e che lo stesso si riscontri nel rapporto con i geositi speciali e con i monumenti naturali, è indice di due aspetti del *patrimonio speleologico* censito: in primo luogo esso è molto diffuso (con oltre 3000 voci in catasto), e non tutti i suoi elementi presentano caratteristiche di particolare rilievo; d'altra parte, grazie alle caratteristiche conservative di tali ambienti, è facile che i casi più studiati assumano maggiore importanza numerica nell'ambito di quei beni "particolarmente significativi" ricadenti nelle due suddette classi.

Le cavità artificiali

Nel totale delle 440 emergenze geologiche compaiono 16 (3,6 %) cavità artificiali, di diverse epoche e tipologie, che vanno dai luoghi di culto, cristiani e presumibilmente ereditati da culti pre-cristiani, ai canali sotterranei per acquedotti, antichi e moderni, precedenti la capillare realizzazione dell'Acquedotto Pugliese, e pertanto di notevole interesse storico. Solo sette di esse corrispondono a geositi: quattro di essi sono acquedotti, uno è miniera preistorica, uno miniera moderna, e un altro opera di drenaggio. Nessuna cavità scavata dall'uomo è attualmente inclusa tra i *geositi speciali*, e nessuna è, coerentemente con le definizioni, *monumento naturale*, ma ciò non si può escludere *a priori* in quanto le cavità, sia pure "artificiali" per la realizzazione, possono mostrare al loro interno il substrato naturale e i fenomeni in esso riconoscibili.

Il patrimonio geologico e quello speleologico, riconosciuti e censiti in ottemperanza alla Legge Regionale pugliese, non si intersecano solo nei casi di beni geologici coincidenti *grasso modo* con elementi "speleologici" (le virgolette sono necessarie per l'ampiezza dei concetti rappresentati nel catasto speleologico, che include anche alcune grandi doline e cavità antropiche non carsiche); in diversi casi le delimitazioni dei beni geologici includono una o più cavità, naturali o artificiali, senza che la relazione sia di stretta coincidenza. Si considerino come esempi le depressioni, gravine e doline, in cui si aprono numerose cavità: il Pulo di Molfetta (CGP0034) presenta numerosi ingressi di grotte dissecate dai suoi versanti (Figg. 1 e 2); la Gravina di Riggio (CGP0062), invece, oltre alle grotte che taglia, presenta numerose cavità scavate nei versanti dall'uomo. La coincidenza può non essere stretta anche in quei casi in cui la geologia vede concetti scientifici e fenomeni più ampi del solo fenomeno di interesse speleologico: ne sono esempi quelle doline, a diverso grado

di evoluzione e situate in diversi contesti (Figg. 3 e 4, p.es.), che sono parte integrante di un sistema geomorfologico comprendente i relativi *inghiottitoi*, quali fenomeni ipogei accessibili (CGPo263, con la voragine PU_1268 di Notarvincenzo; CGPo366 con la voragine del Cavone PU_21).

Complessivamente si riscontrano intersezioni tra cavità e beni geologici in 166 casi su 440

(il 37,7%), e non tutti corrispondono a beni censiti nel catasto speleologico. A tal proposito va ricordato che il lavoro del progetto è stato rafforzato da un'intesa di collaborazione non onerosa con la Federazione Speleologica Pugliese, la quale ha messo a disposizione le proprie conoscenze più aggiornate nell'intento comune di condividere dati quanto più possibile accurati circa l'ubicazione delle cavità, la loro identificazione e la corretta denominazione.

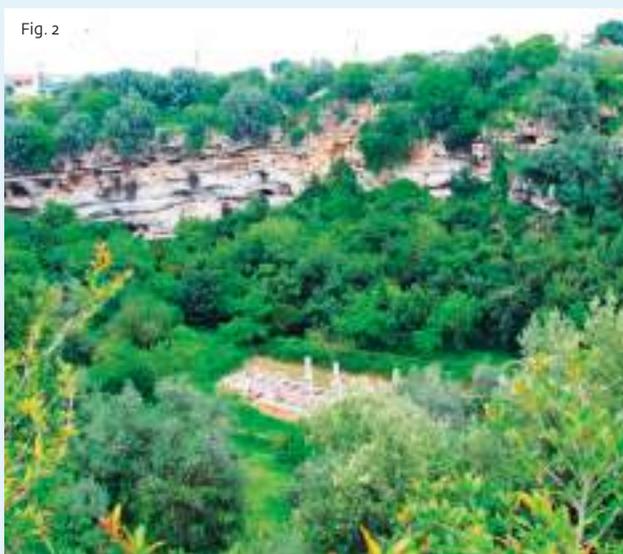


Figura 1 - Geosito "Pulo di Molfetta" (CGP0034). La delimitazione (linea viola) segue il limite morfologico, includendo i numerosi ingressi alle cavità (i punti verdi con i numeri identificativi delle cavità nel catasto speleologico) intersecate dai versanti della dolina.

Figura 2 - Geosito "Pulo di Molfetta" (CGP0034). La parete della dolina di crollo, molto ripida per via della genesi ed evoluzione geologicamente recente di questa forma, mette a giorno diverse cavità carsiche; le maggiori di esse sono censite nel catasto speleologico.

Figura 3 - Geosito "Dolina e voragine del Cavone" (CGP0366). La delimitazione (linea viola) segue il limite del bacino idrografico della dolina, includendo la voragine e il suo imbocco (punto verde col numero 21, identificativo della voragine nel catasto speleologico).

Figura 4 - Geosito "Dolina e voragine del Cavone" (CGP0366). La veduta aerea panoramica (da Ovest) evidenzia la forma a "imbuto" corrispondente al fondo del bacino, che prosegue nel pozzo della sottostante voragine (foto Gruppo Speleologico Ruvese).

Tale collaborazione ha consentito scambi di informazioni aggiornate, a vantaggio di entrambe le parti: da un lato l'utilizzo dei dati speleologici corretti e aggiornati, e viceversa di rilevare col progetto Geositi la presenza di beni ipogei non ancora presenti nel catasto speleologico e che, pertanto, lo saranno nell'immediato futuro (p.es. l'ipogeo Ognissanti di Valenzano, CGPo276, e altri).

Considerazioni sulla delimitazione delle emergenze

I limiti delle aree "di pertinenza" (secondo la dizione presente nel PUTT/P) delle emergenze sono stati individuati usando una combinazione di evidenze strutturali o morfologiche epigee e, quando presenti, anche ipogee. Ciononostante in alcuni casi il rilievo non ha tenuto conto di cavità (carsiche o antropiche) anche molto prossime esternamente a tale limite, qualora non siano state ritenute strettamente e strutturalmente connesse al bene censito. La scelta fatta in questo primo censimento non esclude la possibilità di integrare alcune aree, nei casi in cui, in altra sede, un riesame delle caratteristiche globali nell'intorno dell'emergenza (o geosito) consigli di estendere l'area di pertinenza e/o di rispetto, nella prospettiva di un'applicazione integrata ed efficace delle tutele.

Per quanto scritto a proposito delle relazioni spaziali col patrimonio speleologico e col relativo catasto regionale, dove sussistono fondate possibilità di revisione delle delimitazioni sulla base delle estensioni sotterranee di cavità, col fine di tutelare i volumi di roccia che ne garantiscono l'equilibrio statico o i bacini idrogeologici ad esse relativi, sarà utile, ed è auspicabile, la realizzazione di rilievi speleo-topografici georeferenziati. A parere di chi scrive questa necessità si ravvisa in gran parte dei casi di emergenze geologiche o geositi che includono cavità anche solo per ragioni topografiche; la realizzazione di tali rilievi, e la definizione dei criteri guida, può essere tra gli obiettivi di un seguito dei progetti di censimento recentemente realizzati.

Considerazioni sulla classificazione delle emergenze

Tutto quanto scritto circa i criteri qui definiti e applicati per l'assegnazione delle emergenze geologiche alle varie categorie (uno schema sintetico è in Fig. 5) è fondato sulla conoscenza acquisita attraverso indagini sul territorio e studi che vengono approfonditi man mano che la conoscenza del territorio progredisce. Per questa ragione i giudizi e le assegnazioni sono potenzialmente variabili; potranno cambiare in futuro le conoscenze circa i singoli siti e i fenomeni generali ivi riconosciuti, e i maggiori approfondimenti potranno e dovranno portare a una continua verifica delle assegnazioni dei siti alle categorie sopra elencate. È dunque probabile che alcune emergenze, a seguito di studi, possano essere riconosciute come geositi, e appare improbabile, sebbene non impossibile, il contrario. Il carattere speciale di un geosito, per la stessa ragione, può essere riconosciuto da ulteriori studi, e allo stesso modo un'area attualmente non censita può essere considerata sulla base di studi e rilievi una nuova emergenza o geosito (speciale o meno) o monumento naturale. Va ricordato a tal

riguardo che il numero di 440 è determinato esclusivamente dai termini della convenzione tra la Regione e l'A.T.I. che ha realizzato il progetto, e che il campione di partenza superava ampiamente tale numero. Mancano tuttora, in questo primo popolamento del catasto del patrimonio geologico, diverse emergenze (alcune delle quali citate e rappresentate nel PPTR) meritevoli di opportune forme di tutela, particolarmente se minacciate da progetti di interventi, così come mancano le segnalazioni di geositi presenti in piani locali (p.es. i PUG di diversi comuni) non ancora resi pubblici durante lo svolgimento del progetto Geositi.

Queste considerazioni suggeriscono alcuni orientamenti per un futuro progetto riguardanti il patrimonio geologico in prosecuzione "naturale" del primo censimento:

- i. in primo luogo, comporta il necessario ampliamento del catasto, a partire dall'analisi dei casi già presenti nel PPTR come geositi e nei PUG nel frattempo approdati agli uffici regionali;
- ii. potrà e dovrà avvalersi di un *feedback* derivante dalla verifica pratica dell'applicazione delle tutele ai beni già censiti;
- iii. potrà avere come attività parallela una messa a punto rigorosa dei criteri di valutazione del patrimonio di geodiversità regionale nonché di classificazione dei beni segnalati.

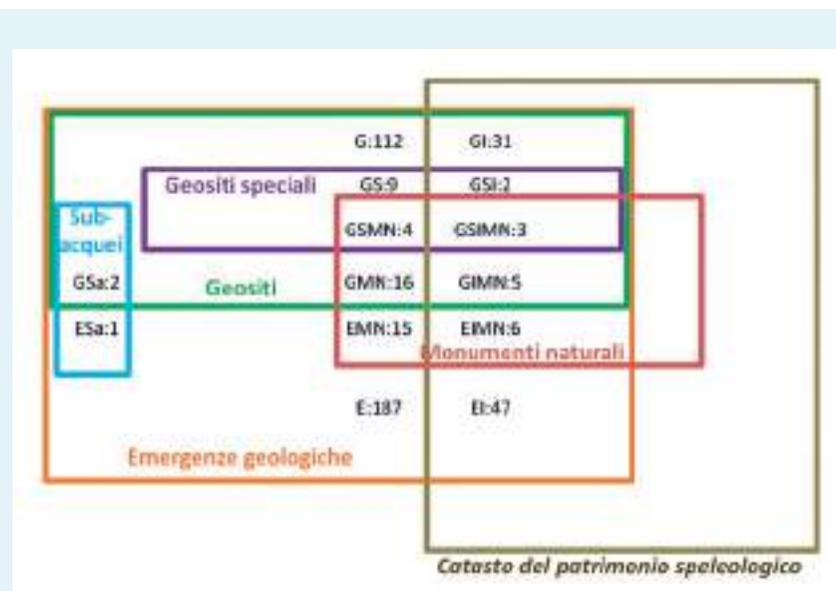


Figura 5 - Grafico delle relazioni tra gli insiemi considerati nel progetto e loro relazioni con il catasto del patrimonio speleologico, già esistente. In ciascun sottoinsieme si legge il numero di elementi censiti associato alla sigla che lo identifica (G=geositi, E=emergenze, MN=monumenti naturali, S=speciali, Sa=subacquei, I=ipogei).

7

Le attività di informatizzazione

di Pietro Blu Giandonato⁽¹⁾

Il portale web costituisce il punto d'accesso alla base conoscitiva del catasto dei geositi, è stato progettato e realizzato tenendo costantemente in conto la sua usabilità anche da parte di utenti con scarse competenze tecnologiche. La sua interfaccia da un lato è semplice e intuitiva, dall'altro offre potenti funzioni di ricerca e fruizione delle informazioni, adatte a ogni tipologia di utente. Le attività di informatizzazione nell'ambito del progetto hanno condotto alla realizzazione di:

- 1. Geoportale** – Ovvero un sito web che consente sia la fruizione delle informazioni del catasto relative ai singoli siti geologici mediante un webgis, sia le attività di informazione e divulgazione, i sentieri realizzati.
- 2. Webgis** – Si tratta di un'applicativo integrato nel portale, che consente la consultazione mediante browser web su una mappa interattiva delle informazioni relative ai siti geologici contenuti nel catasto.
- 3. Database** – E' un applicativo web che consente la gestione di tutte le informazioni relative ai singoli siti geologici, strutturato secondo le schede di censimento ufficiali di ISPRA e Regione Puglia. Si tratta di uno strumento di gestione accessibile solo al personale regionale deputato alla gestione del catasto.
- 4. Applicativo mobile di realtà aumentata** – Disponibile sia per smartphone e tablet android che per dispositivi iOS (iPhone e iPad), consente all'utente di poter consultare le informazioni presenti nel catasto in modalità di realtà aumentata, direttamente in campo.

Tutti gli applicativi software sviluppati nell'ambito del progetto geositi sono stati realizzati con software open source, la Regione Puglia potrà dunque rendere disponibili liberamente i sorgenti, per favorirne il riuso e la diffusione.

7.1 Geoportale e webgis

Il geoportale - attualmente disponibile all'URL <http://www.geositipuglia.eu> - rappresenta il principale strumento per l'esplorazione del contenuto della banca dati georeferenziata dei siti geologici. Oltre a questi contenuti, estremamente dinamici e interattivi descritti più avanti con maggior dettaglio sul portale sono state predisposte anche una serie di pagine che ospitano proposte di itinerari, contenuti didattici e una sezione informativa sul progetto.

La mappa (Fig. 1) mostra l'ubicazione puntuale dei siti geologici presenti in banca dati, renderizzati sotto forma di centroidi. Sfruttando le caratteristiche di interoperabilità offerte dagli standard OGC, sono stati altresì importati alcuni strati geografici provenienti da server WMS esterni dei quali è titolare la Regione Puglia, come il catasto delle grotte e il SIT Puglia. Questi layer, quando visibili, sono utili a caratterizzare meglio il contesto territoriale in cui sono inseriti i geositi. E' possibile anche selezionare la cartografia di sfondo, passando senza limitazioni dalla base predefinita, esposta da MapBox e basata sul OpenStreetMap, a due diversi mosaici di ortofoto.

Cliccando sul singolo geosito comparirà un piccolo callout che mostra il nome del geosito, il codice identificativo e la tipologia. Più sotto sono presenti 4 pulsanti che consentono, procedendo da quello più a sinistra:

1. L'apertura della mini scheda di dettaglio contenente una delle foto presenti nel database, uno stralcio cartografico che mostra il perimetro del geosito, nome e codice del geosito più altre informazioni sintetiche.

(1) Coordinamento e project management (p.giandonato@gmail.com)

2. L'estrazione direttamente dal database della scheda, completa e scaricabile, del geosito in formato PDF.
3. Lo zoom dinamico al geosito.
4. Il calcolo del percorso in Google Maps per ottenere indicazioni per la navigazione.

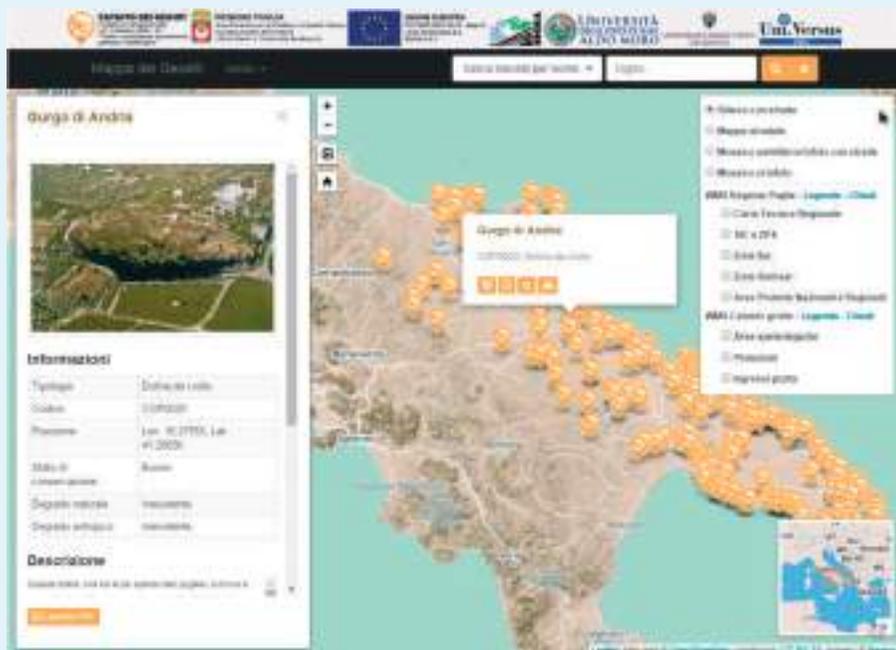


Figura 1 - Applicazione di web mapping per la fruizione dei geositi



Figura 2 - Calcolo del percorso verso il geosito

Il calcolo del percorso è estremamente intuitivo. Una volta cliccato sul pulsante apposito, un piccolo callout consentirà l'inserimento della località e dell'indirizzo di partenza, cliccando sul pulsante verde il percorso verrà calcolato e disegnato sulla mappa dei geositi (Fig. 2). Cliccando ulteriormente su "Vedi il percorso in Google Maps" verrà aperta una nuova finestra nel browser web nella quale potrà essere consultato il percorso, e nel caso venisse visualizzato in un device mobile (smartphone o tablet) potrà essere aperto direttamente il navigatore per assistere la guida verso il geosito.

La ricerca nel database avviene mediante una casella apposita presente nell'angolo in alto a destra della mappa web. Può essere effettuata liberamente o per il nome del geosito o per il codice identificativo. Quando l'utente inizia a digitare qualcosa vengono automaticamente suggeriti i siti il cui nome o codice corrisponde alla stringa inserita e l'elenco dei suggerimenti si raffina in tempo reale man mano che si va avanti con la digitazione (Fig. 3).

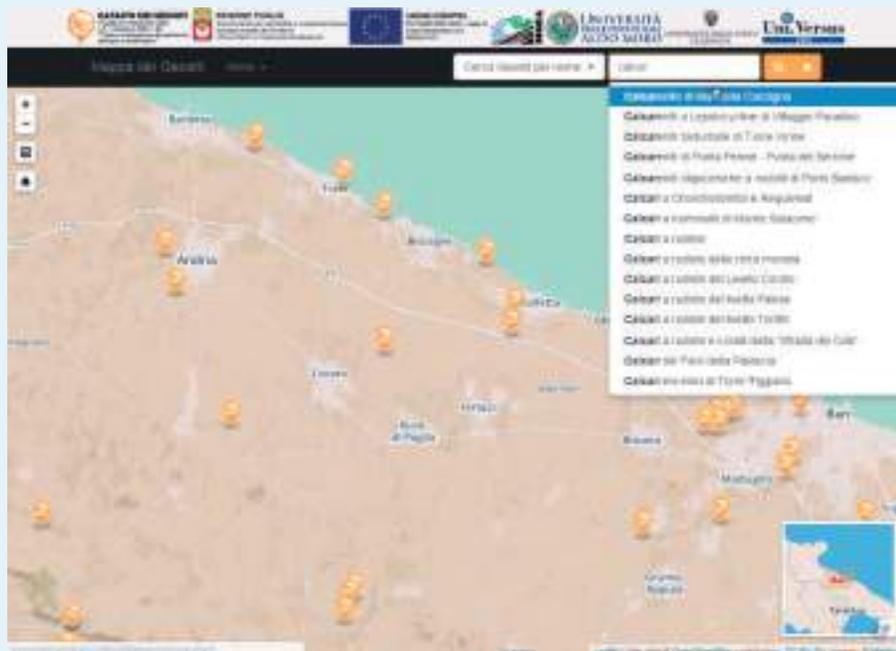


Figura 3 - Ricerca dei geositi per nome o per codice



Figura 4 - Pagina dedicata ai servizi e al download dei dati

Il portale presenta una sezione dedicata ai servizi OGC di interoperabilità dei dati geospaziali (Fig. 4), che espongono i dati del catasto geositi secondo standard. In particolare, tramite questi servizi, gli utenti sono in grado di scaricare i dati in diversi formati e visualizzarli nel proprio GIS desktop o web, integrandoli e mettendoli a confronto con altri dati, sia locali che provenienti da altre fonti remote. Si tratta, quindi, di uno strumento dedicato agli utenti più esperti e abituati all'uso di software e tecniche GIS.

In particolare, sono stati predisposti, mediante GeoServer, due tipologie di servizi che mettono a disposizione il contenuto della banca dati in tre diversi sistemi di riferimento (EPSG:4326, EPSG:3857, EPSG:32633):

Web Map Service (WMS) - Questo standard produce dinamicamente mappe a partire da informazioni geografiche. Questo standard restituisce un'immagine digitale della mappa, idonea ad essere visualizzata su browser web o nelle diverse tipologie di programmi GIS per desktop e mobile.

Web Feature Service (WFS) - Questo standard permette la richiesta e l'importazione da parte di un client di oggetti geografici attraverso il Web, usando chiamate indipendenti dalla piattaforma. Tramite il servizio WFS, l'utente può quindi scaricare i dati sul disco o importarli nel proprio ambiente GIS per scaricarli successivamente. Nella pagina Download del portale, comunque, ci sono dei bottoni che, tramite l'opportuna chiamata al servizio WFS, consentono un rapido download dei dati nei formati più diffusi: KML, Shapefile, CSV.

I dati possono quindi essere ottenuti in tre modalità:

1. servizio WMS esposto da Geoserver
2. servizio WFS esposto da Geoserver (accesso autenticato)
3. accesso diretto ai dati tramite provider PostGIS di QGIS Desktop (accesso autenticato), come mostrato in Fig. 5.

7.2 L'applicazione mobile di realtà aumentata

L'applicativo mobile di realtà aumentata che è stato realizzato specificamente per questo progetto, consente agli utenti di poter fruire in maniera arricchita, direttamente sul proprio dispositivo mobile, il catasto dei geositi pugliesi. Verrà resa disponibile in maniera totalmente gratuita sul play store di Google per i dispositivi Android e su iTunes per quelli iOS (iPhone, iPad).

L'applicazione si apre in modalità mappa, questa è centrata sulle coordinate dell'utente e mostra i pin rappresentanti i geositi. Per trovare la posizione dell'utente vengono sfruttate le funzionalità di identificazione della posizione dello smartphone, sia tramite identificazione della cella a cui è agganciato il dispositivo, sia tramite GPS.

Toccando il singolo pin è possibile accedere alla scheda di dettaglio del geosito. Tramite un pulsante sul fondo dello schermo è possibile cambiare in modalità realtà aumentata.

La modalità realtà aumentata mostra l'inquadratura della fotocamera dell'utente sopra la quale sono impressi i pin rappresentanti i geositi con il relativo nome. Un radar presente sulla schermata in alto a sinistra aiuta l'utente nell'individuazione dei geositi nei dintorni. Inoltre tramite uno slider presente in alto a destra è possibile filtrare i geositi visualizzati in modalità realtà aumentata in base alla distanza.

Anche in questo caso toccando il singolo pin è possibile accedere alla scheda di dettaglio del geosito, che presenta il nome del geosito stesso e quattro tab navigabili ognuno dei quali possiede uno specifico contenuto informativo: dati generali, mappa, interesse scientifico, fruizione.

Sono inoltre presenti due pulsanti che danno la possibilità di attivare il navigatore dello smartphone per raggiungere il geosito o accedere alla galleria fotografica dello stesso.

Ulteriori interfacce sono rappresentate da un help che spiega le funzionalità principali dell'applicazione ed una interfaccia che mostra i credits.

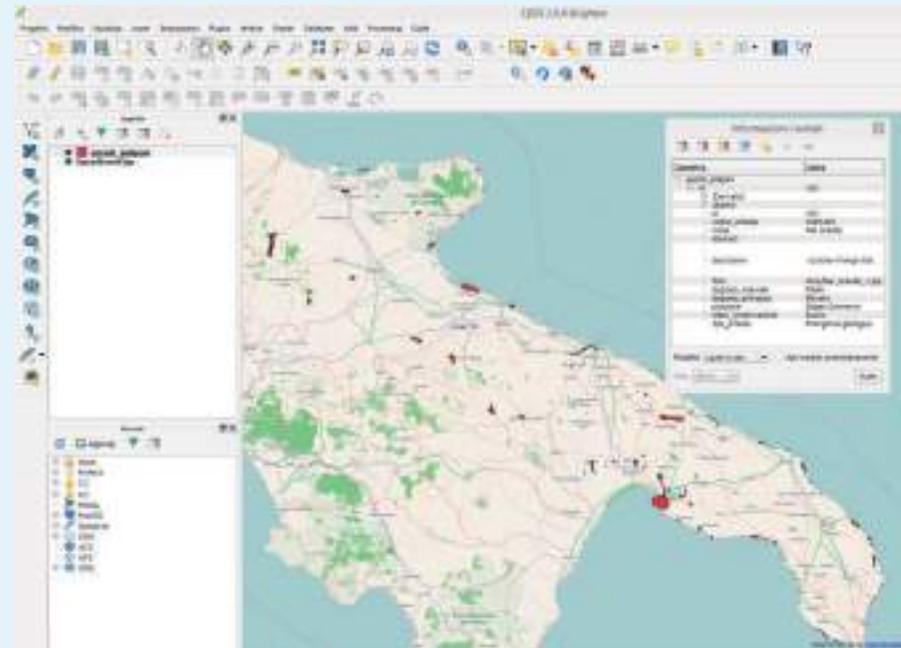


Figura 5 - Accesso ai dati del catasto mediante QGIS Desktop

8 La formazione e la divulgazione

di Anna Damiani⁽¹⁾, Antonello Fiore⁽²⁾, Salvatore Valletta⁽²⁾

Il linguaggio scientifico, molto spesso formale e altamente specializzato, delle Scienze della Terra e delle diverse discipline in cui sono suddivise, rende necessario, in tematiche come il patrimonio geologico che vedono un continuo interesse da parte della popolazione, una vera e propria mediazione. Una mediazione ancor più utile se si pensa che i temi della geodiversità trovano una valenza nel campo del patrimonio paesaggistico, culturale e turistico, con ricadute anche socio economiche. Questa mediazione, che si realizza attraverso figure formate per divulgare, si deve porre come obiettivo quello di rivelare, illustrare, rendere accessibile quello che immediatamente accessibile non è o si pensa che non lo sia. Una mediazione che stimoli la curiosità dell'interlocutore e che lo spinga verso una voglia di apprendimento e di padronanza tanto da diventare esso stesso testimonial e custode del bene.

La campagna di formazione e divulgazione del patrimonio geologico pugliese è stata elaborata sin dalla fase di progettazione del censimento dei siti di importanza geologica, voluto dalla Regione Puglia. Parallelamente alle attività di raccolta e catalogazione dei dati sui geositi e sulle emergenze geologiche, è stata progettata la promozione dei concetti di geodiversità e di patrimonio geologico finalizzata alla tutela e valorizzazione del patrimonio naturale pugliese.

L'attività di divulgazione ha coinvolto vari settori della società civile e degli Enti preposti alla tutela e valorizzazione del patrimonio geologico-naturalistico della Regione Puglia. I target individuati per gli aspetti di divulgazione concernente la conoscenza, tutela e valorizzazione del patrimonio geologico sono:

- sei scuole medie superiori, una per ogni provincia;
- Enti parco nazionali, regionali ed Enti pubblici;
- addetti al settore del turismo;
- associazioni di protezione ambientale e guide escursionistiche

Tali realtà sono da considerarsi solo alcuni degli interlocutori dell'ampia sfera della società civile e amministratori interessati a scoprire, conoscere e valorizzare la geodiversità della regione.

Per uniformare e meglio strutturare le attività di divulgazione, partendo sia dall'esperienza personale degli 8 divulgatori selezionati con un avviso pubblico sia dai contenuti specialistici del progetto, sono stati organizzati corsi di formazione sul patrimonio geologico e sulle tecniche di divulgazione scientifica. I divulgatori sono stati supportati dai tutor e dai borsisti. Ogni divulgatore è stato affiancato da un tutor e le varie fasi di divulgazione in aula e in campo hanno visto il coinvolgimento di 12 borsisti selezionati tramite un corso-concorso dal titolo "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico". Due sono stati i corsi di formazione organizzati per i divulgatori, la cui frequenza è stata obbligatoria, ai quali hanno partecipato con entusiasmo anche i borsisti e i tutor:

- "Fuga dalla Torre di Avorio: teoria e tecniche della divulgazione scientifica" (Fig.1) le cui docenze sono state tenute da giornalisti specializzati in comunicazione ambientale che hanno affrontato le tecniche di comunicazione e di divulgazione dei temi scientifici;
- "I geositi di Puglia" che ha sviluppato i temi più propriamente del progetto.



Figura 1 - Un momento di formazione in aula

(1) Universus - CSEI (a.damiani@universus.it)

(2) SIGEA - Società Italiana di Geologia Ambientale (puglia@sigeaweb.it)

Completata la fase di formazione del gruppo dei formatori composto da 26 collaboratori, si sono organizzati laboratori didattici di preparazione alle lezioni e alle escursioni in campo; questi laboratori sono stati finalizzati a raccogliere e uniformare il materiale didattico e programmare in maniera coordinata la comunicazione relativa ai temi del progetto. Le attività di divulgazione sono partite con diversi seminari ed escursioni sul territorio (Figg. 2 e 3). Le iniziative sono state distribuite in tutto il territorio della Regione Puglia, coinvolgendo oltre 300 studenti delle scuole medie superiori e numerosi addetti del settore.



Figura 2 – Escursione con gli studenti presso sito minerario dismesso della Murgetta Rossa (Spinazzola)



Figura 3 – Escursione con gli studenti nei pressi della Gravina di Riggio (Grottaglie)

Il materiale bibliografico, alcuni materiali didattici predisposti per i seminari e la selezione di immagini fotografiche e video registrati durante le attività in aula e in campo, sono stati resi disponibili in una apposita sezione del portale web dedicato al progetto.

In occasione di tutti gli incontri previsti dalle varie fasi della divulgazione e del convegno finale sul progetto, tenutosi a Bari presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali il 17 ottobre 2014 al fine di presentare i risultati acquisiti e le attività svolte (Fig. 4), è stato distribuito il volume "Il patrimonio geologico della Puglia. Territorio e geositi", edito dalla Sigea nel 2010. Tale volume è stato ristampato nell'ambito del Progetto Geositi

in considerazione dell'importanza dello stesso per la conoscenza e la fruizione di alcuni elementi di rilievo del patrimonio geologico regionale rivolto a tutti gli appassionati che intendono approfondire le conoscenze sui beni geologici pugliesi. Inoltre il file del volume è stato inserito nella sezione "Divulgazione" del portale web di progetto.

Efficace e necessario strumento di comunicazione, è la creazione di un logo identificativo di progetto, così come per i prodotti commerciali è fondamentale associare una marca, che aiuta il consumatore a identificare la storia e la bontà del prodotto stesso. Il logo identifica quindi il progetto, anche attraverso una immediata e facile comunicazione visiva, richiama in maniera stilizzata i principali caratteri del patrimonio geologico pugliese; deve essere anche facile da memorizzare con una grafica e testi, utilizzabile come puntatore su carte e mappe. Dopo una serie di proposte si è valutato che la migliore risposta grafica l'avrebbe data un logo composto da un disegno e da un testo. Nel disegno, che rappresenta un puntatore di una mappa digitale, sono rappresentati tre elementi della geodiversità regionale; la



Figura 4 – Convegno finale del Progetto Geositi (Bari)

paleontologia, la geologia e la geomorfologia. Sono stati stilizzati una pista di orme di dinosauro, la stratificazione delle rocce, il susseguirsi delle dolci forme delle colline e dei monti della Puglia. Il testo "Geositi della Puglia", essenziale e con colori che richiama il territorio, il mare e lo sfondo di ogni paesaggio (il cielo) completa il logo.

Concludendo, la rilevanza che si è inteso riservare alla divulgazione nell'ambito delle attività progettuali, parte dalla consapevolezza che oggi si rende sempre più necessario trasferire le conoscenze scientifiche, in questo caso sul patrimonio geologico, con un linguaggio semplice in grado di essere compreso da tutti. Nel campo scientifico, come in quello umanistico, la diffusione delle conoscenze rappresentano una crescita culturale della collettività che si traduce anche in crescita sociale e benessere individuale.



9 Percorsi e sentieri per scoprire i geositi

di Silvia Ciurlia⁽¹⁾, Flaviana Defilo⁽¹⁾, Antonello Fiore⁽²⁾, Mario Parise⁽³⁾

Al fine di valorizzare il patrimonio geologico del territorio, oltre che garantirne la sua conservazione, è stato individuato un itinerario geo-turistico con un titolo che ne richiama la sua duplice funzione: *Turismo e Geologia nel Salento orientale*.



Lo scopo dell'itinerario, che si propone come modello per progettazioni future, è quello di attirare un pubblico interessato e responsabile in luoghi fino ad ora oggetto di fruizione turistica concentrata per lo più nei mesi estivi e con elevato impatto sul territorio; un'opportunità, quindi, per gli operatori del settore, di prolungare la stagione turistica ad altri periodi dell'anno, con positive ripercussioni sull'economia locale.

L'itinerario riunisce nel suo sviluppo elementi del patrimonio geologico con altri di rilevante interesse *scientifico*, come parchi naturali e siti archeologici, e di tipo *ricreativo*, come passeggiate e percorsi eno-gastronomici.

I suoi circa 53 km sono percorribili in automobile e in bicicletta, oltre che, per brevi tratti, a piedi.

Il percorso comprende 13 geositi e attraversa aree del Parco Regionale *Costa Otranto-Santa Maria di Leuca e Bosco di Tricase* di particolare rilevanza paesaggistica, ambientale, storico-artistica e dalla spiccata vocazione turistica. Il paesaggio è blandamente ondulato per effetto di una serie di dorsali, le Serre, allungate in direzione NW-SE e separate da aree pianeggianti più o meno estese di quota inferiore.

Sviluppato in gran parte lungo la fascia litoranea, consente di godere viste panoramiche del paesaggio costiero, mentre il tratto interno attraversa il tipico paesaggio della campagna salentina con uliveti, muretti a secco, pagliare e masserie.

Per motivi logistici, il punto di partenza consigliato è la città di Otranto, ma l'itinerario può essere seguito a partire da uno qualunque dei geositi, non essendoci una sequenza specifica nella successione degli stessi.

La prima tappa è data dai *Depositi a granchi ed ittiodontoliti di porto Craulo*, all'estrema punta settentrionale della baia di Otranto, di rilevante importanza paleontologica per l'abbondante fauna in posizione di crescita.

Dall'altro lato della baia, dove la costa assume le caratteristiche di falesia, si osserva la *Successione pliocenica del Porto di Otranto* che mostra il contatto fra due formazioni geologiche di età e ambienti di sedimentazione differenti.

Immediatamente a ridosso di Otranto, lungo la Valle dell'Idro, l'*Acquedotto di Carlo Magno* rappresenta un intervento di ingegneria idraulica in sotterraneo, primo acquedotto pubblico nella provincia di Lecce. A sud di Otranto, in località Le Orte, la *Miniera di bauxite Le Orte* offre un suggestivo contrasto di colori tra il lago ospitato al fondo della depressione, già oggetto di estrazione, e le rocce circostanti.

Procedendo verso sud si giunge a Punta Palascia, la punta più orientale d'Italia, e proseguendo ancora si raggiunge il geosito *Berma di tsunami, Torre Sant'Emiliano*, nei pressi dell'omonima torre costiera costruita con funzioni difensive: qui grossi blocchi di roccia strappati dalle onde di maremoto in prossimità della linea di riva sono stati depositati fino ad oltre 80 m nell'entroterra.

(1) Libero professionista

(2) SIGEA (puglia@sigeaweb.it)

(3) CNR-IRPI, Bari

Un tratto in prevalente discesa consente di raggiungere la baia di Porto Badisco, alla cui sinistra idrografica si trova la *Grotta dei Cervi*, una grotta carsica non visitabile, di estrema importanza per l'eccezionalità delle pitture di età neolitica in guano di pipistrello e ocre rosse che raffigurano forme geometriche, umane e animali; sul suo margine settentrionale è visibile il geosito delle *Calcareni oligoceniche a rodoliti di Porto Badisco* in cui le rodoliti (noduli di alghe) testimoniano le particolari condizioni di sedimentazione del deposito.

Proseguendo verso sud si percorre un tratto caratterizzato da alte falesie da cui nelle giornate di cielo terso si intravedono le montagne dell'Albania. Nei pressi di Villaggio Paradiso si trovano le *Calcareni* a grandi *Lepidocycline del Villaggio Paradiso*, di rilevanza paleontologica per l'abbondanza e le dimensioni di questi fossili. Poco oltre, un taglio stradale nei *Calcareni eocenici di Torre Specchialaguardia* offre uno dei rari affioramenti dell'Eocene.

Raggiunta Santa Cesarea, si trova l'*Area termale di Santa Cesarea*, dove uno stabilimento termale sfrutta le acque sulfuree che vengono a giorno in corrispondenza delle grotte costiere; poco più avanti, al livello del mare, tracce di antiche cave per l'estrazione di materiale da costruzione costituiscono il geosito dal nome dialettale *Li Tamantili*. Per godersi il panorama dei due geositi se ne consiglia una visione dal mare.

punta su Palmariggi. Circa a metà strada tra i due paesi, una deviazione a sinistra porta al *Masso della Vecchia*, in un secolare uliveto ove grossi blocchi monolitici prodotti da processi carsici e erosionali hanno alimentato una serie di leggende popolari.

L'itinerario procede quindi, in un paesaggio dolcemente ondulato, in direzione dell'ultimo geosito dell'itinerario, i *Laghi Alimini*: alimentati direttamente dalla falda attraverso una serie di sorgenti, e dall'acqua dolce che proviene da vari canali, essi occupano due depressioni di origine tettonica.

Una serie di **cartelli stradali** guida l'escursionista nella esplorazione del paesaggio con l'ausilio di grafici, mappe, immagini e descrizioni dei geositi, segnalando, tra l'altro, le Aree Naturali protette, i Siti archeologici, Musei, Punti panoramici, sentieri della rete escursionistica REP, e le strutture turistiche come campeggi e hotel. Viene inoltre indicata la modalità di accesso al geosito (bicicletta, automobile, a piedi, in barca o a cavallo). Per completare le informazioni, in corrispondenza dei punti di inizio percorso e del singolo geosito sono riportate le coordinate geografiche. Nei tratti ciclo-pedonali, segnava in legno, monoliti di roccia o cumuli di pietre colorate indicano le direzioni in corrispondenza di bivi e incroci.

La **Guida** dell'itinerario, a partire da una descrizione generale, specifica poi le peculiarità e il valore scientifico dei geositi proposti, con una loro dettagliata descrizione.

Una sezione relativa agli approfondimenti consentirà anche al turista non esperto di addentrarsi nella materia, comprendere meglio i fenomeni geologici descritti e collocarli nella giusta dimensione temporale, sia durante l'escursione, oppure prima o dopo, come preparazione o ripasso.

A corredo del percorso una **mappa** in formato A1 modificato (750 x 748 mm), su base di ortofoto digitale, riporta il percorso geoturistico, il riferimento delle strade principali, i tratti ciclo-pedonali, i geositi, oltre alle indicazioni già descritte per la cartellonistica di supporto sul campo. Una scala grafica in calce permette di valutare facilmente le distanze da percorrere e pianificare il tragitto.



A questo punto dell'itinerario si può tornare indietro e da Porto Badisco inoltrarsi all'interno, in direzione di Uggiano La Chiesa e poi di Minervino di Lecce; oltrepassato quest'ultimo si



PARTE 3

CARATTERI GEOLOGICI DELLA PUGLIA



Geologia della Puglia

di Luisa Sabato, Marcello Tropeano⁽¹⁾

Per comprendere la geologia della Puglia, le cui tappe note risalgono al Paleozoico, è necessario considerare l'attuale configurazione dell'Italia meridionale, che è determinata da un processo di orogenesi. Tale processo porta all'individuazione di tre principali domini geologici (avampaese, avanfossa e catena) che in Italia meridionale rispettivamente prendono il nome di: Avampaese apulo (Promontorio del Gargano, Altopiano delle Murge e Serre Salentine); Fossa bradanica (Tavoliere delle Puglie e Fossa Premurgiana); Catena Appenninica meridionale (comprendente i Monti della Daunia) (D'Argenio *et al.*, 1973) (Fig. 1).

Il processo di orogenesi coinvolge una porzione della superficie terrestre nota come Placca Apula (o Adria) il cui lembo residuo corrisponde all'attuale regione mediterranea centrale su cui insiste la penisola italiana (Carminati & Doglioni, 2004) (Fig. 2). La Placca Apula è interessata dalla convergenza fra la Placca Africana e quella Europea, che determina prima la formazione della Catena Alpina, a partire dall'inizio del Cretaceo, e successivamente, a partire almeno dal passaggio Oligocene-Miocene, la formazione della Catena Appenninica (Boccaletti *et al.*, 1990). La Placca Apula si individua nel Paleozoico superiore, quando, durante la frammentazione del supercontinente Pangea, un nuovo oceano in via di formazione, l'Oceano Ligure-Piemontese, separa progressivamente la Placca Europea da quella Africana; quest'ultima assume una forma che presenta una protuberanza settentrionale: la futura Placca Apula (Channell *et al.*, 1979) (Fig. 3).

A partire dal Paleozoico superiore e per tutto il Mesozoico, la porzione di Placca Apula da cui avranno origine gli elementi che attualmente costituiscono il sistema orogenico sudappenninico occupa una posizione di "margine continentale passivo" (cioè rivolto verso aree oceaniche in via di formazione), che favorisce lo sviluppo di ampie zone ribassate, occupate da bacini marini profondi, intervallate da ampie zone di alto relativo (Mostardini & Merlini, 1986; Bernoulli, 2001). La Placca Apula è un'area subsidente, cioè in lento e costante abbassamento, e ciò porta gradualmente le zone di alto relativo a trovarsi al di sotto del livello del mare, in condizioni di bassofondo intraoceanico. Tali zone di alto sottomarino a pelo d'acqua che si affacciano su mari profondi sono ampie decine di migliaia di km² e vengono confrontate per dimensioni e condizioni ambientali alle attuali isole Bahamas (Eberli *et al.*, 2004). Durante il Mesozoico, le caratteristiche ambientali

di questi alti sottomarini favoriscono l'accumulo di imponenti spessori di particelle carbonatiche, grazie alla precipitazione di carbonato di calcio e all'abbondanza di resti di organismi marini vegetali e animali (macroscopici e microscopici) costituiti anch'essi da carbonato di calcio (D'Argenio, 1974). Le condizioni di alto intraoceanico a pelo d'acqua restano praticamente costanti nel tempo (subsidenza compensata da sedimentazione) e la graduale trasformazione in roccia calcarea di questi accumuli carbonatici porta allo sviluppo verticale di una potente successione sedimentaria il cui spessore è di alcuni chilometri (una "piattaforma carbonatica") (Ricchetti, 1975). La Placca Apula è caratterizzata al suo interno dalla presenza di più piattaforme carbonatiche che, seppur fiancheggiate da bacini marini profondi, conservano collegamenti di superficie che permettono la migrazione di dinosauri dall'Africa (Bosellini, 2002; Zarcone *et al.*, 2010) (Fig. 3). Per quello che riguarda la nostra regione è importante sottolineare la presenza di una di queste piattaforme, nota come Piattaforma Apula, le cui vestigia si riconoscono nei grandi ammassi rocciosi calcarei del Gargano, delle Murge e del Salento (Ricchetti *et al.*, 1988); questi ultimi rappresentano lembi di modeste dimensioni rispetto alla originale estensione della Piattaforma Apula. Durante la sua crescita, la Piattaforma Apula attraversa periodi di parziale emersione, dovuti sia a variazioni globali del livello del mare (eustatismo) sia a motivi locali di deformazione tettonica (blandi inarcamenti della piattaforma). Entrambi i fenomeni permettono l'esposizione di ampie aree della piattaforma, con la formazione di vaste paludi e acquitrini attraversati da dinosauri, come testimoniato dal ritrovamento di numerose orme nelle successioni rocciose delle Murge e del Gargano (Nicosia *et al.*, 2000; Conti *et al.*, 2005), e dalla formazione di "terre rosse" o "bauxiti", depositi "residuali" che occupano tasche irregolari intercalate alla successione di piattaforma (Mindszenty *et al.*, 1995). Per un processo globale di lento abbassamento del livello del mare, alla fine del Cretaceo la Piattaforma Apula emerge e diventa un'ampia area continentale soggetta a carsismo (Pieri, 1980). I margini della piattaforma restano prevalentemente sommersi e sono sede di sedimentazione carbonatica lungo pendii deposizionali, frequentemente interessati da frane sottomarine. Tali successioni sono oggi visibili sul promontorio del Gargano, la cui porzione orientale rappresenta un segmento esposto del margine orientale della vecchia piattaforma (Bosellini *et al.*, 1999a).

(1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro" (luisa.sabato@uniba.it)

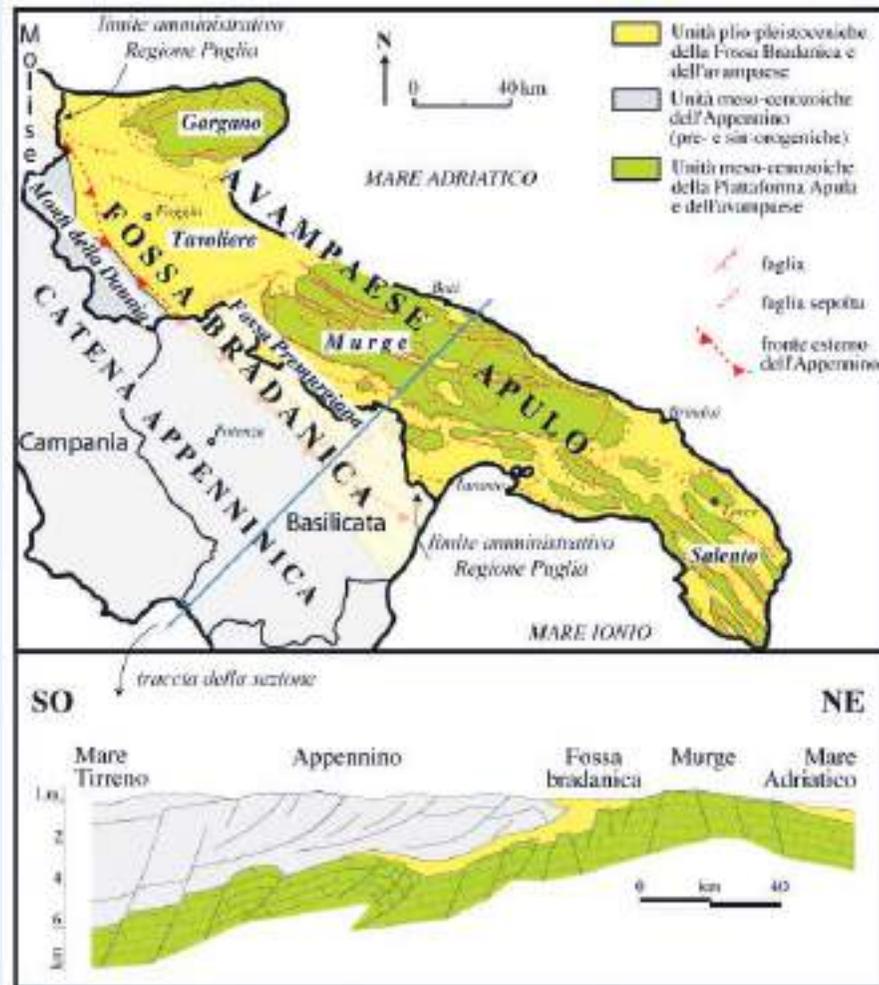


Figura 1 - Carta geologica schematica della regione Puglia (da Pieri et al., 1997, mod.) e relativa sezione geologica (da Sella et al., 1988, mod.).

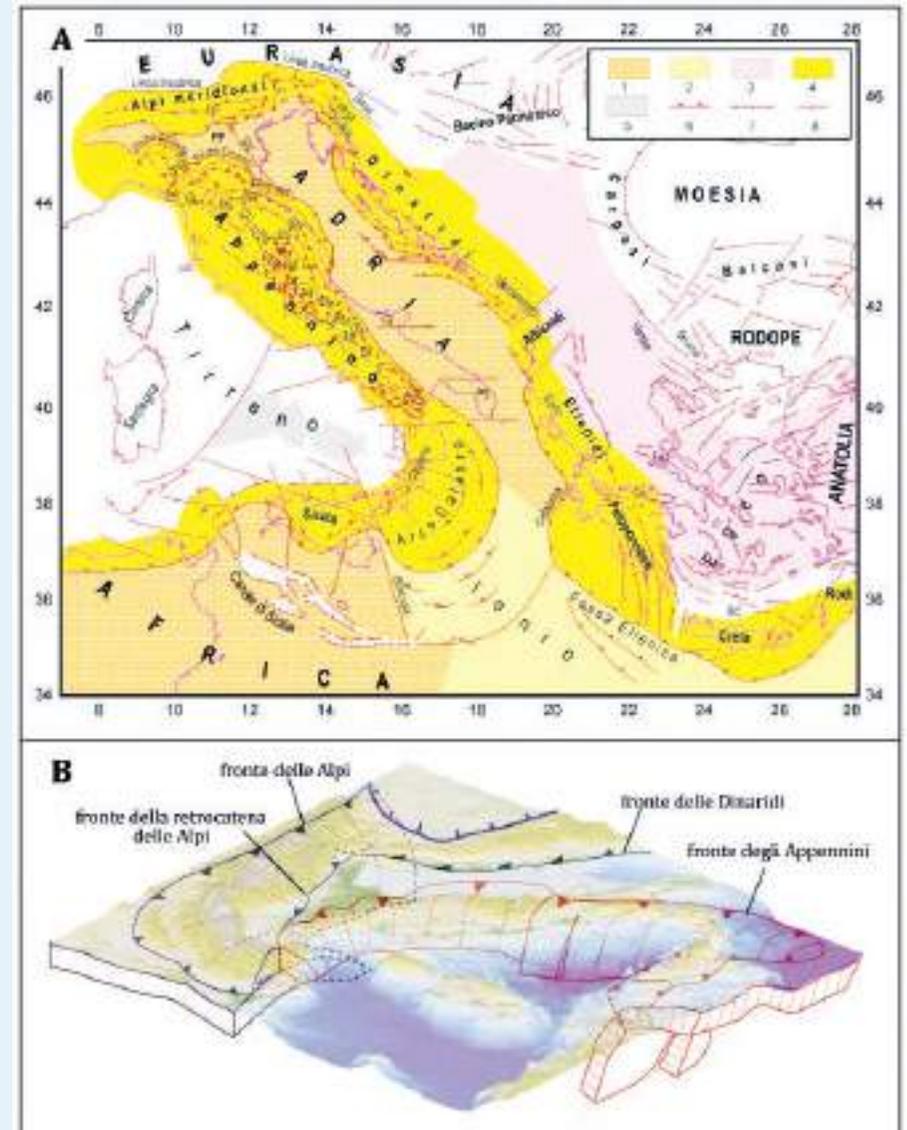


Figura 2 - A) Quadro tettonico dell'area mediterranea centrale (da Mantovani et al., 2013).
 1 = dominio delle placche Adria e Africa; 2 = dominio oceanico ionico;
 3 = fascia metamorfica anatolica-egaea-balcanica; 4 = principali fasce orogeniche (catene montuose in via di formazione); 5 = piana batiale del bacino tirrenico; 6-7-8 = principali lineamenti tettonici.
 B) Schema 3D che raffigura la penisola italiana (da Carminati & Doglioni, 2012, mod.). Questa, eccetto che per l'area che ricade in Puglia, è rappresentata dalla catena appenninica, che si forma a spese della porzione superficiale della Placca Adria. Quest'ultima è in evidente flessione con conseguente apertura del bacino tirrenico.

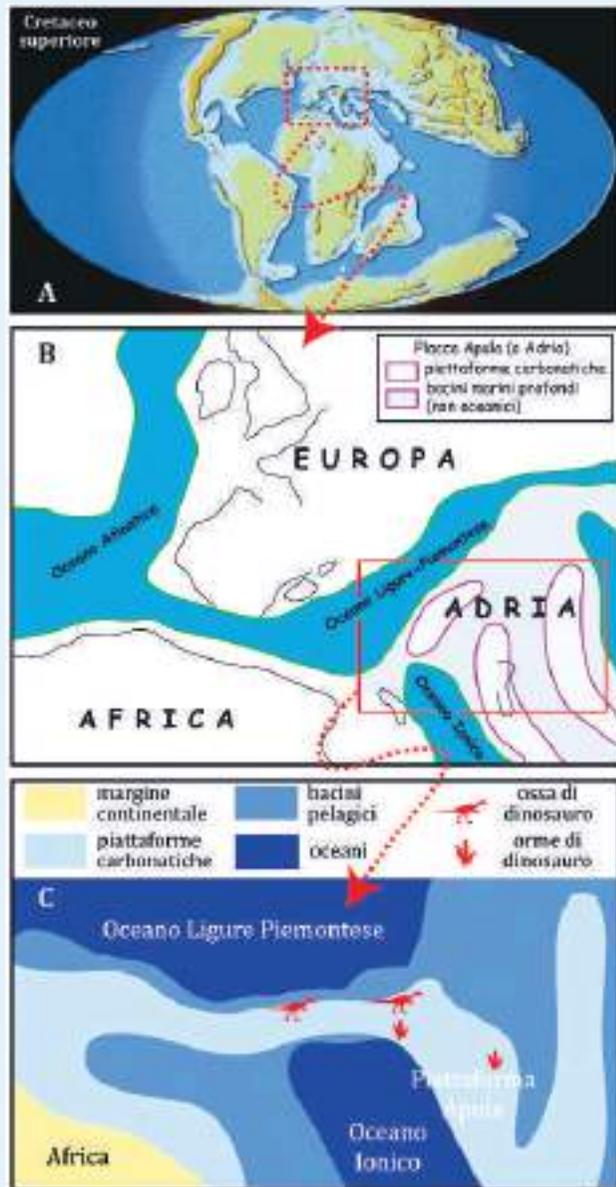


Figura 3 - A) Paleogeografia della Terra nel Cretaceo superiore (da: <<http://paleo.com/>>, mod.).
 B) La Placca Apula (Adria) durante il Cretaceo superiore (distribuzione delle piattaforme secondo DERCOURT *et al.*, 1986, mod.; distribuzione degli oceani secondo CIARAPICA & PASSERI, 2002, mod. e SCHMID *et al.*, 2008, mod.).
 C) Connessione continentale fra l'Africa e le piattaforme carbonatiche di Adria (da ZARCONI *et al.*, 2010, mod.).

Le prove della lunga emersione dell'interno della piattaforma derivano sia dai ritrovamenti, in tasche carsiche, di resti di faune continentali a mammiferi di età terziaria, descritti prevalentemente nell'area del Gargano (De Giuli *et al.*, 1986), che dalla presenza di profonde depressioni carsiche di superficie, fra cui spiccano i "puli" (nome locale attribuito alle doline), oltre a forme carsiche sotterranee (Boenzi & Caldara, 1991).

Tornando alla crescita della Piattaforma Apula, questa avviene sia in precedenza che durante i movimenti di convergenza fra la Placca Africana e quella Europea. Tali movimenti iniziano già a partire dal Giurassico superiore determinando prima la chiusura degli oceani compresi fra le due placche, e successivamente il coinvolgimento diretto della Placca Apula, i cui margini sono deformati dalle orogenesi alpina, dinarica ed appenninica (Ricchetti *et al.*, 1988) (Fig. 2). Quando, a partire dal Miocene inferiore, l'orogenesi appenninica raggiunge i domini paleogeografici che avrebbero poi costituito l'attuale Italia meridionale, questi vengono accavallati tettonicamente sulla porzione occidentale della Piattaforma Apula, andando progressivamente a costituire la Catena Appenninica meridionale (Patacca & Scandone, 2007) (Figg. 1, 4, 5).

L'orogenesi appenninica migra da occidente verso oriente, e per ogni tappa della costituzione della Catena Appenninica può essere riconosciuta un'area di avanfossa ed una di avampaese. L'avanfossa miocenica è un'area di bacino marino profondo nella quale si depositano fitte alternanze di argille e sabbie (silicoclastiche o carbonatiche) che costituiscono le successioni arenaceo-argillitiche ("flysch") caratterizzanti la porzione più orientale dell'Appennino meridionale, fra cui anche i Monti della Daunia (Dazzaro & Rapisardi, 1987; Dazzaro *et al.*, 1988; Pescatore, 1988). I rilievi di questi ultimi raggiungono i 1150 m e il loro aspetto morfologico è quello di una serie di dorsali, con versanti a pendenza elevata, allungate in senso appenninico (NO-SE) e all'incirca parallele fra loro.

Contestualmente alla strutturazione della catena, l'Avampaese Apulo registra una serie di fenomeni di natura locale (tettonici) o globale (eustatici) che determinano il ritorno del mare su porzioni marginali della vecchia Piattaforma Apula (ormai esposta dalla fine del Cretaceo). Questi fenomeni sono testimoniati da depositi carbonatici marini di età differente che, più diffusamente nel Salento, poggiano in lembi discontinui sulle successioni di piattaforma precedentemente esposte. In alcuni casi sono anche ospitate scogliere coralline aderenti ai fianchi della scarpata rivolta verso il Canale d'Otranto, ben esposte in virtù del successivo sollevamento regionale (Bosellini *et al.*, 1999b). Durante queste fasi di costituzione dell'Appennino, lo stesso avampaese viene inarcato e suddiviso in blocchi, che subiscono abbassamenti e sollevamenti relativi. Le aree più sollevate corrispondono al Gargano (un promontorio che raggiunge quote di circa 1000 metri), alle Murge (un altopiano che raggiunge quote di circa 700 metri) ed al Salento (formato da rilievi collinari, Serre Salentine, con elevazioni fino a 200 metri), mentre le aree ribassate formano sia ampie aree depresse, come quelle presenti fra il Gargano e le Murge (Graben dell'Ofanto)

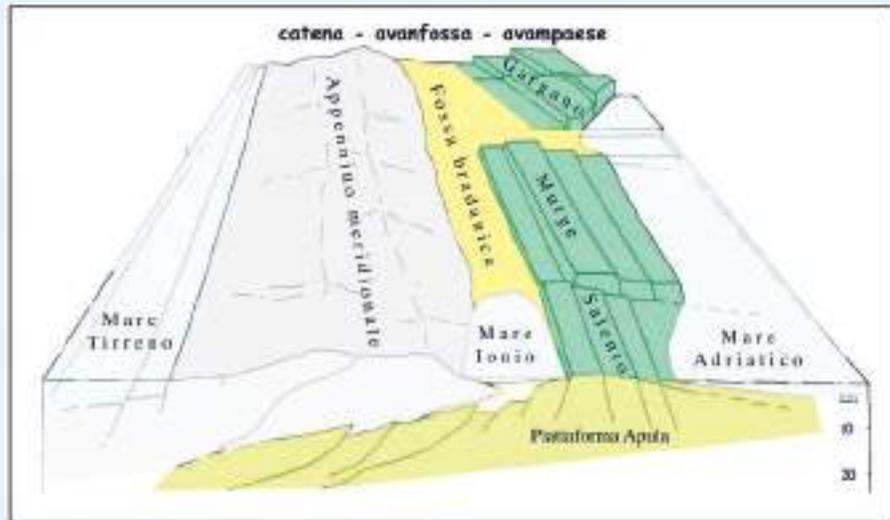


Figura 4 - Schema geologico 3D dell'Italia meridionale (da Funicelli *et al.*, 1991, *mod.*).

e fra le Murge ed il Salento (depressione o Piana di Brindisi) (Ricchetti *et al.*, 1988), sia due imponenti gradinate che immergono verso oriente nel Mare Adriatico e verso occidente al di sotto della Catena Appenninica meridionale (Ricchetti, 1980) (Fig. 4). Quest'ultimo sistema a gradinata corrisponde al substrato della Fossa bradanica che rappresenta la più recente avanfossa appenninica (Casnedi, 1988). In questo bacino, lungo il bordo della catena, si costituiscono sistemi costieri a sedimentazione sabbioso-ghiaiosa (D in Fig. 6c-d) simili a quelli che caratterizzano l'attuale costa ionica della Calabria, mentre distalmente prevale una sedimentazione di tipo argilloso (A in Fig. 6b-d); nei settori depocentrali e più profondi si depositano successioni spesse oltre 2000 m, prevalentemente caratterizzate da torbiditi (Pieri *et al.*, 1996). Dall'altra parte del bacino, le aree carbonatiche e subsidenti dell'Avampaese Apulo formano un vasto arcipelago in via di annegamento, costituito da isole rocciose calcaree di diversa ampiezza (simili a quelle dalmate) su cui si depositano esclusivamente sedimenti carbonatici grossolani (C in Fig. 6b-d) (Tropeano & Sabato, 2000). Con la progressiva subsidenza le isole vengono portate sotto il livello del mare e

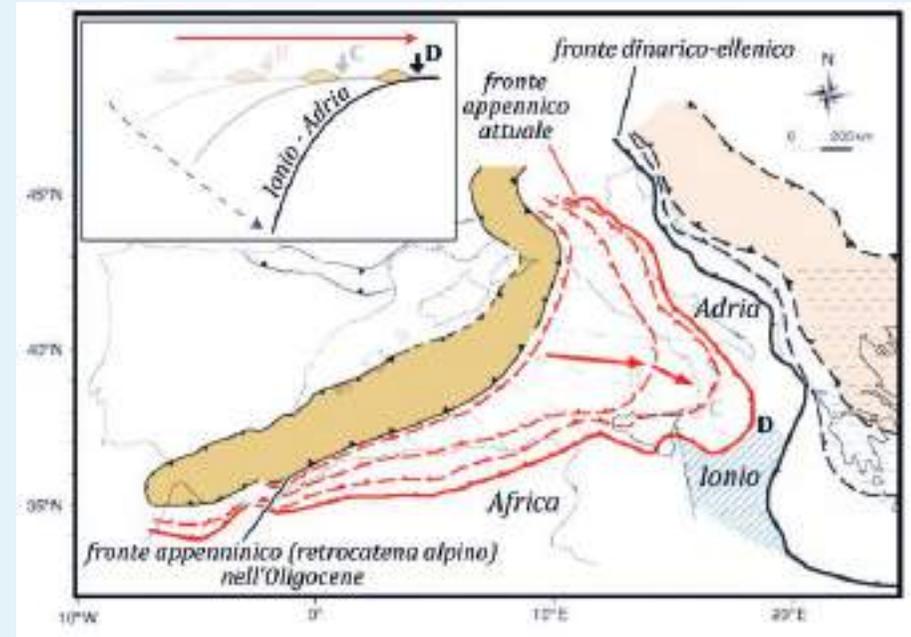


Figura 5 - Migrazione dall'Oligocene (A) ad oggi (D) del fronte dell'Appennino, con conseguente rotazione del blocco sardo-corso e apertura del bacino tirrenico per retroflessione della Placca Adria (da Carminati & Doglioni, 2004, *mod.*). Si confronti con la Figura 3.

successivamente sepolte dai depositi argillosi provenienti dalla catena. Questa evoluzione dell'avanfossa sudappenninica termina circa 1 milione di anni fa, quando l'intero sistema catena-avanfossa-avampaese comincia a sollevarsi e la Fossa bradanica a colmarsi (Doglioni *et al.*, 1996) (Fig. 6). Il riempimento del bacino determina un conseguente ritiro del mare che procede dalle aree più interne, attualmente più sollevate e prossime alla catena, fino alle linee di costa del Fortore e del Golfo di Manfredonia e del Golfo di Taranto, che risultano al momento le zone di più recente emersione (Tropeano *et al.*, 2002). Il sollevamento dell'area, inoltre, induce anche una significativa erosione, ed in particolare nella zona di transizione fra le Murge e la Fossa bradanica si sviluppano alcune peculiari incisioni vallive che dopo aver eroso le tenere coperture sedimentarie dell'avanfossa raggiungono i calcari del substrato e si infornano formando le cosiddette "gravine" (Boenzi, 2004).

A ridosso della costa si rinvergono i "depositi marini terrazzati" del Pleistocene medio e superiore che, insieme ad una serie di spianate di abrasione marina, definiscono il classico paesaggio a gradinata che caratterizza le fasce costiere pugliesi, e che sono il risultato del

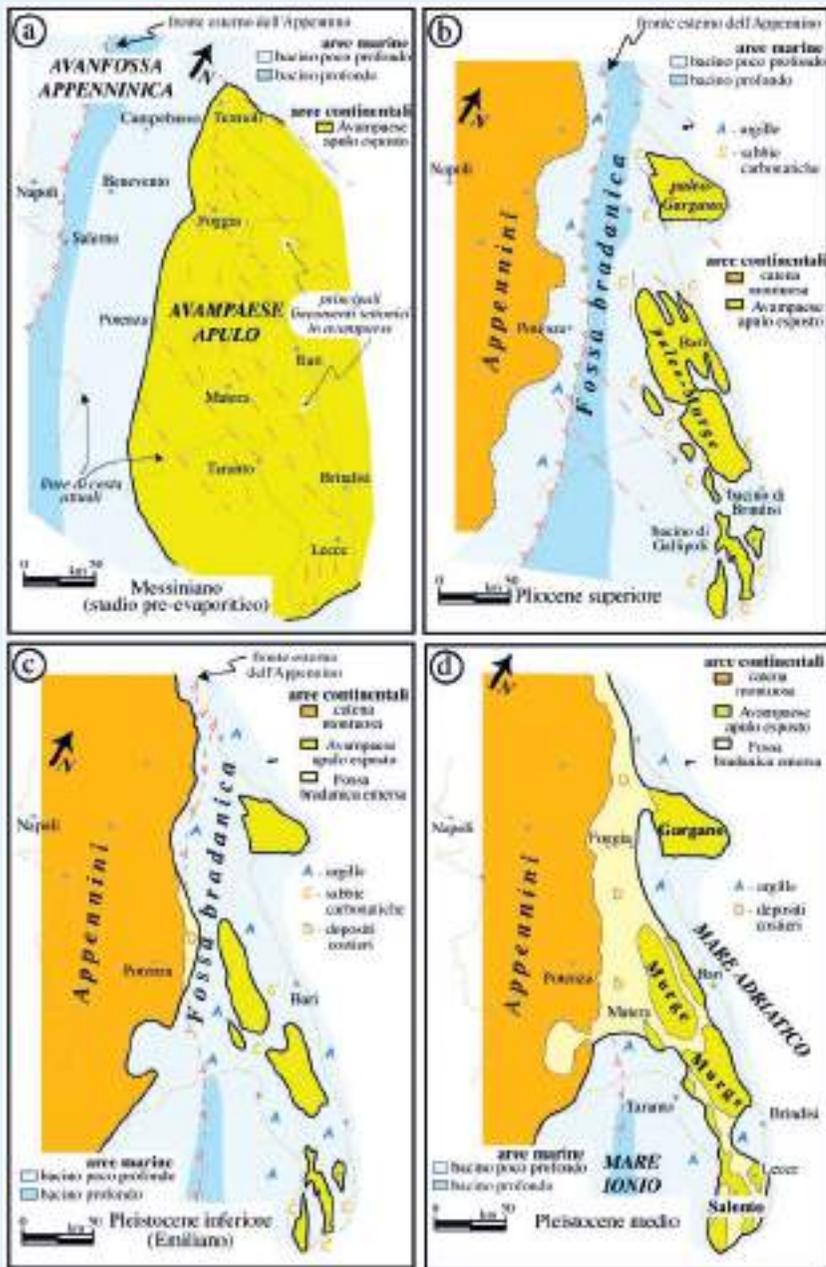


Figura 6 - Schemi paleogeografici dell'Italia meridionale dal Messiniano al Pleistocene medio (da Tropeano et al., 2002, mod.)

sollevamento tettonico combinato con le fluttuazioni glacio-eustatiche del livello del mare (Ciaranfi et al., 1988). L'ultima di queste fluttuazioni ha il suo culmine circa 20.000 anni fa, quando il livello del mare si posiziona a circa -120m rispetto all'attuale. La successiva ed ultima risalita eustatica è rapida e termina circa 5-6.000 anni fa. La configurazione attuale della fascia litorale, adriatica e ionica, comprensiva di piane costiere, spiagge, laghi costieri e lagune, è quindi il risultato di fenomeni accaduti in queste ultime migliaia di anni in cui, a parte fluttuazioni minori del livello del mare, quest'ultimo ha raggiunto una certa stabilità eustatica (Mastronuzzi et al., 1989).

BIBLIOGRAFIA

BERNOULLI D. (2001) - *Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*. In: MARTINI I.P. & VAI G.B. (Eds.) *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, 307-326. Kluwer Academic Publishers.

BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the pery-Tyrrhenian area during the Neogene*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77, 41-50.

BOENZI F. (2004) - *Gravine*. In: Italia - atlante dei tipi geografici dell'IGM, Tavola 20, 164-166.

BOENZI F. & CALDARA M. (1991) - *Appunti sul paesaggio carsico pugliese*. Itinerari speleologici, s. II, n.4, 17-30.

BOSELLINI A. (2002) - *Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform*. *Earth-Science Reviews*, 59, 211-234.

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A. & VESCOGNI A. (1999b) - *Stratigraphic architecture of the Salento Coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy)*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105, 397-416.

BOSELLINI A., MORSILLI M. & NERI C. (1999a) - *Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy)*. *J. Sediment. Res.*, 69, 1241-1252.

CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2004) - *Europe - Mediterranean tectonics*. In: *Encyclopedia of Geology*, 135-146. Elsevier.

CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2012) - *Alps vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth*. *Earth-Science Reviews*, 112, 67-96.

CASNEDI R. (1988) - *La Fossa bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 439-448.

CHANNELL J., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography*. *Earth-Science Reviews*, 15, 213-292.

CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988) - *Note illustrative alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 449-460.

CIARAPICA G. & PASSERI L. (2002) - *The paleogeographic duplicity of the Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Sp. 1, 67-75.

- CONTI M.A., MORSILLI M., NICOSIA U., SACCHI E., SAVINO V., WAGERSOMMER A., DI MAGGIO L. & GIANOLLA P. (2005) - *Jurassic dinosaur footprints from southern Italy: footprints as indicators of constraints in paleogeographic interpretation*. *Palaios*, 20, 534-550
- D'ARGENIO B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13 (2), 137-159.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. *Accademia Nazionale dei Lincei*, 182, 49-72.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1987) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 241-246.
- DAZZARO L. & DI NOCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M.R. & TORRE M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio (Monti della Daunia - Appennino meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 411-422.
- DE GIULI C., MASINI F., TORRE D. & VALLERI G. (1986) - *Mammal migration events in emerged areas of the Apulian Platform during the Neogene*. In: BOCCALETTI M., GELATI R. & RICCI LUCCHI F. (Eds.), *Paleogeography and Geodynamics of the Peritryrhenian Area*. *Giornale di Geologia*, serie 3, 48, 145-162.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.-E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.-C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since Lias*. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- DOGLIONI C., TROPEANO M., MONGELLI F. & PIERI P. (1996) - *Middle-late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the apenninic foreland*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 101-117.
- EBERLI G.P., ANSELMETTI F.S., BETZLER C., VAN KONIJNENBURG J.-H. & BERNOULLI D. (2004) - *Carbonate platform to basin transitions on seismic data and in outcrops: Great Bahama Bank and the Maiella Platform margin, Italy*. In: *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*, AAPG Mem. 81, 207-250.
- FUNICIELLO R., MONTONE P., PAROTTO M., SALVINI F. & TOZZI M. (1991) - *Geodynamical evolution of an intra-orogenic foreland: the Apulia case history (Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 419-425.
- MANTOVANI E., VITI M., BABBUCCI D., CENNI N., TAMBURELLI C., VANNUCCHI A., FALCIANI F., FIANCHISTI G., BAGLIONE M., D'INTINOSANTE V., FABBRONI P., MARTELLI L., BALDI P. & BACCHETTI M. (2013) - *Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*. Regione Toscana, Centro stampa Regione Toscana, Firenze, pp. 167.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G. & RICCHETTI G. (1989) - *Aspetti della evoluzione olocenica della costa pugliese*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 42, 167-178.
- MINDSZENTY A., D'ARGENIO B. & AIELLO G. (1995) - *Lithospheric bulges recorded by regional unconformities. The case of Mesozoic-Tertiary Apulia*. *Tectonophysics*, 252, 137-161.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *L'Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 177-202.
- NICOSIA U., MARINO M., MARIOTTI N., MURARO C., PANIGUTTI S., PETTI F.M. & SACCHI E. (2000) - *The Late Cretaceous dinosaur tracksite near Altamura (Bari, Southern Italy) I-geological framework*. *Geologica Romana*, 35, 231-236.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Sp. 7, 75-119.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 37-46.
- PIERI P. (1980) - *Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge*. *Murgia sotterranea*, *Boll. Gruppo Speleo Martinense*, 2, 13-19.
- PIERI P., FESTA V., MORETTI M. & TROPEANO M. (1997) - *Quaternary tectonic activity of the Murge area (Apulian foreland, southern Italy)*. *Annali di Geofisica*, 40, 1395-1404.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 501-515.
- RICCHETTI G. (1975) - *Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini del sottosuolo*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 1083-1108. Roma.
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 49, 421-430.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 57-82.
- SCHMID S.M., BERNOULLI D., FUGENSCHUH B., MATENCO L., SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M. & USTASZEWSKI K. (2008) - *The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units*. *Swiss J. Geosci.*, 101, 139-183.
- SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1988) - *Sintesi geopetroliera della Fossa bradanica (avanfossa della catena appenninica meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 87-107.
- TROPEANO M. & SABATO L. (2000) - *Response of Plio-Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate system to forced regressions: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia, SE Italy*. In: HUNT D. & GAWTHORPE R.L. (Eds.). *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 172, 217-243.
- TROPEANO M., SABATO L. & PIERI P. (2002) - *Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough (Southern Italy)*. In: JONES S.J. & FROSTICK L.E. (Eds.). *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 191, 55-79.
- ZARCONI G., PETTI F.M., CILLARI A., DI STEFANO P., GUZZETTA D. & NICOSIA U. (2010) - *A possible bridge between Adria and Africa: new palaeobiogeographic and stratigraphic constraints on the Mesozoic palaeogeography of the Central Mediterranean area*. *Earth-Science Reviews*, 103, 154-162.

11

Lineamenti di geomorfologia della regione pugliese

di Massimo Caldara, Vincenzo De Santis⁽¹⁾

La regione pugliese dal punto di vista geomorfologico, nonostante la sua apparente fisiografia piatta ed uniforme, possiede caratteri molto vari che ci permettono di contraddistinguere più distretti geomorfologici con differenti peculiarità fisiche.

Nel complesso si riconoscono da ovest verso est i tre domini geologici tipici dell'Italia meridionale: la Catena appenninica, l'Avanfossa e l'Avampaese apulo. Questi, in Puglia, a loro volta danno origine a varie subregioni naturali (Fig. 1) quali: il Subappennino dauno (nella Catena appenninica), il Massiccio del Gargano, l'Altopiano delle Murge, le Murge tarantine e le Serre salentine (nell'Avampaese apulo), il Tavoliere di Puglia, la Fossa Bradanica s.s., la Piana brindisina e la Piana tarantino-metapontina (nell'Avanfossa).

La Catena appenninica è limitata arealmente alla parte più occidentale della provincia dauna e qui è nota come Monti della Daunia o come subappennino dauno. Rappresenta l'unica area pugliese con caratteri di montagna con alcuni rilievi che raggiungono e superano i 1.000 metri di quota (Monte Cornacchia 1151 m). Il paesaggio è condizionato sia dalla litologia che dalla tettonica (Fig. 2); è contraddistinto da aree collinari con rilievi morbidi e arrotondati, modellati su un substrato di rocce tenere e poco coerenti, e da aree con rilievi più accentuati asimmetrici dove affiorano rocce più tenaci, allungati normalmente nord-sud, con i fianchi a reggipoggio più acclivi. Il paesaggio è inoltre profondamente inciso dall'azione erosiva di un fitto reticolo idrografico che ha prevalentemente un carattere torrentizio a cui si aggiunge un intenso ed esteso rimodellamento dei

Figura 1 - Carta schematica dei principali distretti geomorfologici della regione pugliese.



Figura 2 - Tipico paesaggio del subappennino dauno



(1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro" (massimoangelo.caldara@uniba.it)



Figura 3 - Fenomeni di instabilità dei versanti, diffusi sui terreni poco coerenti nel subappennino dauno.

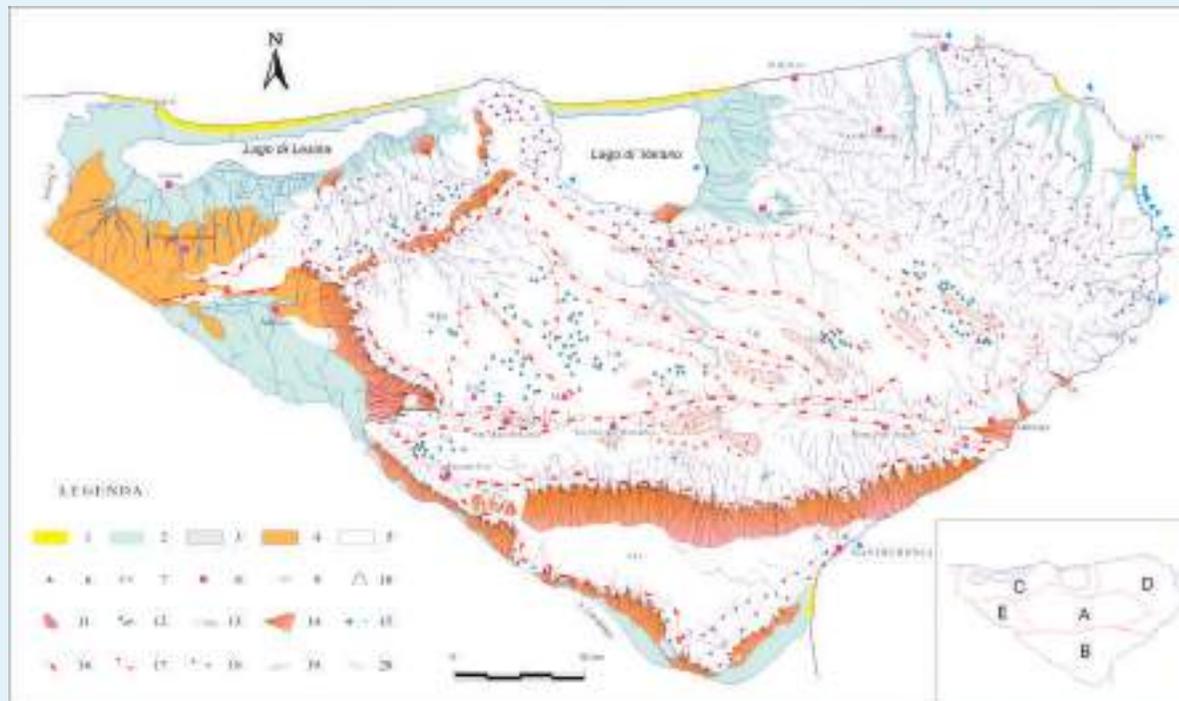


Figura 4 - Schema geomorfologico del promontorio del Gargano (modificato da Boenzi e Caldara, 1999)

A = l'altopiano carsico centrale; **B** = la regione dei terrazzi meridionali; **C** = la regione dei terrazzi nord-occidentali; **D** = il versante orientale di rimodellamento torrentizio; **E** = lembo di Tavoliere

Legenda: 1 = sabbie e cordoni dunari; 2 = sedimenti alluvionali; 3 = detriti di falda; 4 = coperture marine terrigene; 5 = substrato carbonatico; 6 = Monte (A = M. Aquilone, Ca = M. Calvo, Ce = M. Celano, D = M. della Donna, E = M. D'Elia, M = Montenero, Sa = M. Sacro, Sp = M. Spigno), Coppa (Ap = C. D'Apolito, G = C. della Guardiola, MS = C. di Mastro Stefano); 7 = altri toponimi (BS = Baia di San Felice, BZ = Baia delle Zagare, C = Chiancate, Ch = Chiancarella, FU = Foresta Umbra, Mt = Mattinatella, Nz = Sorgente di San Nazario, PC = Piano Canale; Pgc = Pugnochiuso, PMC = Piano di Monte Calvo, PN = Punta Pietre Nere, PSV = Piano di S. Vito, VC = Valle Carbonara, VI = Valle dell'Inferno, VR = Valle Ragusa, VS = Valle di Stignano, VSG = Valle di San Giovanni R.); 8 = centri abitati; 9 = punti quotati; 10 = grotte (Pg = G. Paglicci, Sc = G. Scalaria, Mc = G. di Manaccore); 11 = polje (P = Pantanello, SE = S. Egidio, SG = San Giovanni Rotondo, SM = S. Marco in Lamis); 12 = doline e campi di doline; 13 = grosse doline (Pzt = Pozzatina); 14 = conoidi alluvionali; 15 = risorgenze; 16 = scarpate di faglia principali; 17 = scarpate di origine prevalentemente tettonica; 18 = orli di terrazzi marini; 19 = tratti di valli a V; 20 = tratti di corsi d'acqua incassati

versanti ad opera dei processi di denudazione (Fig. 3), con particolare riferimento ai processi gravitativi sia lenti (soliflusso, reptazione) che veloci (frane propriamente dette).

L'Avampaese apulo costituisce l'ossatura dell'intera regione pugliese. Ne fanno parte il Massiccio del Gargano, l'Altopiano delle Murge, le Murge tarantine e le Serre salentine.

Si tratta di una piattaforma carbonatica di età mesozoica, bordata e in parte ricoperta da depositi calcarenitici neogenici e quaternari. Nel complesso si presenta scarsamente deformata seppur suddivisa in alcuni principali blocchi (Gargano, Murge e Salento) evolutisi in modo differente (Ricchetti *et al.*, 1992).

Il Massiccio del Gargano corrisponde ad un elevato rilievo calcareo con quote che raggiungono anche i 1.000 metri (quota massima: Monte Calvo 1056 m), delimitato da ripide scarpate ed allungato da ovest ad est, che si innalza bruscamente dalla circostante pianura del Tavoliere di Puglia e dal Mar Adriatico.

Da un punto di vista morfologico il Massiccio del Gargano può essere suddiviso in quattro principali distretti morfologici: l'altopiano carsico centrale, la regione dei terrazzi meridionali, la regione dei terrazzi nord-occidentali e il versante orientale di modellamento torrentizio (Fig. 4).



Figura 5 – Veduta dell'altopiano carsico centrale delimitato dalla scarpata di faglia che lo separa dal ripiano più alto della regione dei terrazzi meridionali, su cui sorge l'abitato di San Marco in Lamis. Si nota anche il tipico aspetto del paesaggio carsico del terrazzo superiore con doline ed incisioni riempite da terra rossa.



Figura 6 – Scarpata di faglia con estese conoidi al piede (Rignano Garganico, regione dei terrazzi meridionali).

L'altopiano carsico centrale (Fig. 5) costituisce la parte centrale del Gargano ed è rappresentato da una superficie subpianeggiante, debolmente inclinata verso NO, degradante tra i 900 e i 450 metri di quota, dalla quale spuntano rilievi isolati che si elevano fin oltre i mille metri. Questa superficie risulta più regolare e continua nella parte occidentale, mentre è più articolata in quella orientale, dove allineamenti di faglie NO-SE hanno creato un susseguirsi di depressioni (corrispondenti a polje, ad esempio: *Piano S. Vito*, *Piano di M. Calvo*, *Piano Canale* e il piano fra Monte Spigno e valle Ragusa) e di strette dorsali fra loro parallele. L'altopiano è riconducibile ad un'unica superficie di spianamento (di tipo *pediment*) prodottasi sotto un clima tropicale. Oggi la superficie appare completamente rimodellata dal carsismo che ha portato alla formazione di un numero elevato di piccole doline tanto da far assumere al paesaggio un aspetto molto simile a quello del Montenegro (Boenzi e Caldara, 1990). Rare risultano le doline con diametro superiore a 200 metri (fra queste vi è la dolina Pozzatina, la più grande pugliese). Il reticolo idrografico è poco sviluppato, o addirittura del tutto assente al di sopra dei 600 m; unica eccezione è quella relativo alla Valle di S. Giovanni.

La regione dei terrazzi meridionali, posta a ridosso dell'altopiano centrale, è costituita da due ampi ripiani che rappresentano molto probabilmente lembi ribassati dello stesso (Fig. 5). Le spianate sono limitate da ripide scarpate di linea di faglia rimodellate e solcate da brevi ed incassate incisioni (ad esempio: la Valle dell'Inferno) che si estinguono nella spianata sottostante in corrispondenza di estese conoidi di deiezione, in alcuni casi coalescenti, attualmente in fase di reincisione (Fig. 6).

Il terrazzo superiore, per effetto della faglia trascorrente della Valle Carbonara, che in più luoghi coincide con la scarpata superiore, è interessato da ampie polje (i bacini di S. Marco in Lamis e di S. Giovanni Rotondo; il Pantano, più conosciuto come conca o ex lago di S. Egidio e il Pantanello) e da due lunghe valli (la stessa Valle Carbonara, che si versa



Figura 7 – Aspetti della costa garganica.
 a) Tratto più orientale, caratterizzato da una serie irregolare di promontori e insenature.
 b) Tratto meridionale, caratterizzato da alternanza di falesie intagliate nei calcari e nelle conoidi, queste ultime allo sbocco delle valli fluviali.

in mare nei pressi di Mattinata, e la Valle di Stignano, che scende verso il Tavoliere in direzione opposta).

La superficie di questo ripiano nella sua parte più occidentale si mostra rimodellata anche dal carsismo, con un paesaggio del tutto simile a quello dell'altopiano centrale (Fig. 6), mentre nella sua parte orientale prevalgono le incisioni che sfrangiano il terrazzo e isolano alture orientate N-S; il carsismo è limitato alle forme ipogee (grotta di S. Michele).

Il terrazzo inferiore, posto fra i 150 e i 100 metri di quota, ha una pianta sub-triangolare e mostra una superficie perfettamente spianata dall'azione del mare con modeste scarpate di erosione marina sul lato rivolto verso il Golfo di Manfredonia. Ne consegue che le forme di modellamento carsico sono molto limitate e di origine recente (doline a pozzo: Grava Signoritti, Grava di S. Leonardo; o da crollo: dolina Caniglia). Più diffuse sono le forme carsiche ipogee fra le quali vanno ricordate la Grotta Paglicci e la Grotta Scaloria ubicate sulla scarpata che separa i due terrazzi.

La regione dei terrazzi nord-occidentali è separata dall'altopiano carsico centrale da una faglia trascorrente sinistra, dotata di un evidente rigetto verticale, e ne rappresenta quindi un lembo ribassato. E' configurata in due principali ripiani posti a circa 250 e 100 m di quota. Il ripiano più alto, quello di Sannicandro G., è stato interessato da un rimodellamento carsico subaereo contraddistinto da piccole doline e bacini chiusi, mentre quello più basso è stato rimodellato dall'azione del mare durante le ripetute oscillazioni registratesi nel Quaternario. Altra peculiarità di questo distretto morfologico è fornita dalla presenza di due laghi. Si tratta dei laghi costieri di Lesina e Varano, chiusi verso il mare da sottili cordoni sabbiosi accresciutisi recentemente, a partire dall'Età del Bronzo per il lago di Lesina e forse in epoca romana per il lago di Varano.

Il versante orientale di modellamento torrentizio è caratterizzato, fondamentalmente, da un denso reticolo idrografico radiale e centrifugo (Caldara e Palmentola, 1991).

Questo tipo di modellamento è dovuto sia alla litologia (qui affiorano prevalentemente calcari, tipo "scaglia" e "maiolica", sottilmente stratificati e variamente fratturati) sia alla disposizione periclinale dei corpi geologici. Anche l'idrografia sotterranea è molto sviluppata come testimoniato dalle numerose e copiose sorgenti subaeree e/o subacquee che si rinvergono in prossimità della costa (Fig. 4).

Altro elemento paesaggistico di pregio del Gargano è rappresentato dalle coste (Pennetta *et alii*, 2011). Il tratto costiero più orientale è interessato dalle tipiche coste alte in sommersione, con falesie alte e strapiombanti, il cui articolato andamento è caratterizzato da una serie irregolare di promontori e insenature, corrispondenti all'alternanza di rilievi e valli fluviali (Fig. 7a). Le valli fluviali sono spesso sbarrate dal mare da stretti cordoni di dune vegetate che hanno portato alla formazione di aree palustri alle spalle (Sfinale, Molinella, Sfinalicchio). I promontori si presentano con le tipiche forme di erosione differenziale dovute all'azione meteomarina su litotipi tenaci e fortemente fratturati (ad esempio: arco di S. Felice, faraglione di Pizzomunno, Baia delle Zagare). Il tratto costiero settentrionale, procedendo da E a W, si presenta dapprima perfettamente rettificato con promontori smantellati e insenature completamente riempite (fase di prima maturità) per poi passare ad una costa bassa e sabbiosa con cordoni di dune molto sviluppati che hanno sbarrato i laghi costieri di Lesina e Varano (fase di piena maturità). Tale tratto di costa sabbiosa si raccorda infine con la piana alluvionale del Fiume Fortore, caratterizzata da ampie spiagge sabbiose, dalle quali è separata mediante vari ordini di cordoni dunari e, a luoghi, mediante aree palustri in buona parte bonificate. Le dune appaiono colonizzate dalla tipica macchia mediterranea. Il tratto costiero meridionale è contraddistinto da falesie tagliate in conoidi di deiezione singole o coalescenti inattive, poste allo sbocco dei solchi torrentizi; esse sono alte decine di metri ed hanno strette spiagge ciottolose al piede (ad es:



Figura 8 – Paesaggio tipico delle Murge alte, con reticolo idrografico marcato da riempimenti di terre rosse. Sullo sfondo il Pulo di Altamura, una grossa dolina da crollo.



Figura 9 – Tipica gravina con pareti ripide ed fondo stretto (Gravina in Puglia)

Pugnochiuso, Vignanotica, Mattinatella e la costa fra Punta Rossa e Manfredonia). Ai tratti di falesia intagliati nelle conoidi, si alternano tratti di falesia intagliati nei calcari, anch'essi con o senza modeste spiagge al piede (Fig. 7b).

L'Altopiano delle Murge costituisce il blocco più esteso della piattaforma apula ed occupa la parte centrale della regione pugliese. Esso è rappresentato da un vasto pianoro calcareo allungato da NO a SE, bordato ad occidente e a meridione da scarpate di faglia.

Il rilievo murgiano è suddiviso in due differenti subregioni: le "Murge alte" e le "Murge basse" (Neboit, 1975), separate da una netta scarpata. Le prime, costituenti la superficie sommitale, sono ulteriormente separate in due parti dalla cosiddetta Sella di Gioia del Colle, che consente di distinguere le Murge nord-occidentali con quote fino a 686 m di quota (Torre Disperata) dalle Murge sud-orientali o Murge dei Trulli, che non toccano i 500 metri.

Le Murge nord-occidentali presentano un paesaggio brullo, che spesso ha l'aspetto di una pietraia, caratterizzato da un susseguirsi di dossi e di depressioni di origine carsica (Fig. 8) di cui le più diffuse sono le valli morte e le doline, alcune assai profonde altre abbastanza svasate.

Le Murge sud-orientali appaiono meno aspre anche per l'attività dell'uomo che le ha per vasti tratti addolcite e rimodellate. Caratteristica di queste zone è comunque la presenza di alcune ampie depressioni corrispondenti a *polje*, come il lungo Canale di Pirro.

Una delle peculiarità più salienti del paesaggio murgiano interno, conseguenza delle condizioni climatiche regionali del passato, è rappresentata dalle coperture di terra rossa: estese e spesse nelle depressioni e nelle incisioni e con spessori esigui su tutto il resto del substrato calcareo (Fig. 8).

Le Murge basse costituiscono la porzione murgiana che si raccorda dolcemente, con deboli ripiani, alla costa attuale. Rappresentano la parte che durante il Pleistocene è stata più soggetta alle oscillazioni del livello del mare

con conseguente formazione di terrazzi marini che sono l'elemento paesaggistico caratterizzante di questa parte delle Murge. Essi sono costituiti da ripiani allungati parallelamente all'attuale linea di costa e debolmente inclinati verso mare, separati da basse scarpate. Di conseguenza, il paesaggio costiero qui risulta costituito tipicamente da coste basse e rocciose con rari tratti a falesia (es: Polignano, Monopoli, ecc.). Uno degli elementi caratterizzanti il paesaggio delle Murge è costituito dalle "gravine" e dalla "lame". Con il primo termine si usano indicare generalmente valli fluviali profonde e a pareti ripide o subverticali che caratterizzano il versante meridionale delle Murge, più acclive (Fig. 9). Con il secondo termine, si indicano valli fluviali, a pareti basse e fondo più largo, che scendono verso il versante Adriatico, meno acclive. Lame e gravine sono generalmente incassate nei sedimenti calcarenitici e nei sottostanti calcari cretacei, rimodellate ed allargate dal carsismo.

Nella subregione delle Murge basse, le lame interrompono la continuità dei terrazzi marini e, dove esse sfociano a mare, lo stesso penetra all'interno dando alla costa il tipico aspetto a "rias" (Fig. 10).

Le Murge tarantine sono situate a ridosso del margine meridionale dell'Altopiano delle Murge, quasi a raccordarlo con le Serre salentine e la piana tarantina-metapontina. L'area si presenta morfologicamente contrassegnata da una gradinata digradante a meridione, composta da una serie di ripiani, posti a quote differenti, allungati parallelamente alla costa ionica, separati da modeste scarpate. Si tratta di una serie di terrazzi marini pleistocenici che hanno rimodellato ed addolcito il paesaggio murgiano. Anche qui, come nel caso delle lame per il versante Adriatico, la continuità laterale dei terrazzi marini è interrotta dalle gravine.

Le serre salentine costituiscono la parte estrema della Puglia. Si tratta di una regione contraddistinta da un'alternanza di strette e basse dorsali, dette serre, la cui quota massima è di poco superiore ai 200 metri (Serra dei Cianci 201 m), separate da depressioni subpianeggianti.



Figura 10 – Costa bassa e rocciosa delle Murge basse, con il tipico aspetto a "rias". Si noti il solco delle lame che prosegue sotto il livello del mare (località S. Vito, Polignano a Mare)



Figura 11 – Costa alta sul versante adriatico del Salento (località punta Palascia, Otranto) costituita da una scarpata di faglia.



Figura 12 – Costa alta sul versante adriatico del Salento (località Ciolo, Gagliano del Capo) costituita da una scarpata di faglia nella parte alta e da una falesia nella parte bassa. Sullo sfondo si notano i modesti rilievi delle serre salentine.



Figura 13 – Paesaggio del Tavoliere di Puglia: una vasta pianura in cui sono presenti solo modestissime scarpate che delimitano superfici terrazzate di origine marina e/o fluviale.

Le aree rilevate sono costituite da calcari cretacei e, localmente, oligo-paleocenici, sui quali poggiano coperture, più o meno estese, di sedimenti miocenici, prevalentemente calcarenitici, e plio-pleistocenici di varia natura litologica, questi ultimi affioranti nelle depressioni.

Le serre si presentano allungate prevalentemente da NO a SE e mostrano il versante orientale più ripido di quello occidentale. Nel complesso vi è una generale concordanza fra morfologia e tettonica, infatti le serre e le depressioni corrispondono rispettivamente ad alti e bassi strutturali. Inoltre, tutta la regione delle serre, nel suo complesso, è stata interessata da un sollevamento differenziale, maggiore sul versante adriatico, minore o nullo su quello ionico. Conseguenza di ciò è che mentre il versante adriatico è costituito in prevalenza da coste alte, sul versante ionico troviamo un'alternanza tra tratti più isolati di coste alte e tratti prevalenti di coste basse, adiacenti a lembi di superfici pianeggianti (Boenzi e Caldara, 1991). Le coste alte sono dovute a vere e proprie scarpate di faglia (es: il tratto di Costa tra Otranto e Santa Maria di Leuca; Figg. 11 e 12), e localmente a falesie in forte arretramento; mentre le coste basse sono caratterizzate da un'alternanza tra tratti rocciosi e pocket beach: i primi si rinvengono in corrispondenza di litotipi più resistenti, le seconde in corrispondenza di baie riempite durante l'Olocene da sedimenti sciolti.

Il dominio di **Avanfossa** rappresenta l'area di colmamento plio-pleistocenico fra la Catena e l'Avampaese, nota anche con il nome di Fossa Bradanica. Nella Puglia quest'area può essere suddivisa in: Fossa Bradanica s.s., Tavoliere di Puglia, Piana brindisina e Piana tarantino-metapontina.

La **Fossa Bradanica** s.s. si estende fra la scarpata occidentale dell'altopiano murgiano e il confine regionale. Morfologicamente l'area è caratterizzata da una superficie di colmamento tabulare, dovuta al graduale ritiro del mare pleistocenico verso lo Ionio, variamente rimodellata fino ad assumere un paesaggio costituito da un susseguirsi di colline a sommità pianeggianti poste sui 400-500 metri

di quota (Neboit, 1975). Tali rilievi formano delle dorsali allungate da NO a SE, separate da valli fluviali. Sui versanti di queste colline affiorano diffusamente le argille, mentre sulle parti più alte affiorano unità sabbioso-conglomeratiche.

Il **Tavoliere di Puglia** è la più vasta piana alluvionale dell'Italia meridionale, delimitata a nord dal Massiccio del Gargano, ad ovest dal Subappennino dauno ed a sud-sud-est dall'Altopiano delle Murge. Chiusa su tre lati, è aperta solo verso NO lungo la Valle del Fortore e verso E sul Golfo di Manfredonia (Caldara e Pennetta, 1993).

In relazione alle condizioni morfologiche, il Tavoliere può essere distinto in varie zone; queste, da ovest ad est, sono: a) la zona delle colline pedemontane con altitudine media compresa fra i 500 ed i 350 metri, caratterizzata da versanti parzialmente incisi in argilla con evidenti fenomeni erosivi superficiali e profondi; b) la zona a ripiani costituita da una serie di terrazzi da alluvionali a marini sabbioso-conglomeratici, digradanti verso mare e raccordati ad altrettanti terrazzi fluviali, che bordano i principali corsi d'acqua che solcano il Tavoliere; c) la piana costiera recente costituita in parte da colmate naturali ed antropiche che hanno riempito l'antica laguna di Salpi (Caldara *et al.*, 2002); d) una stretta fascia costiera attuale, sabbiosa e fortemente antropizzata, ormai del tutto priva di apparati dunari.

La piana brindisina è una pianura a forma triangolare racchiusa fra l'altopiano delle Murge, le Serre salentine e le murge tarantine. Proprio a ridosso di queste alture vengono raggiunte le quote massime, quasi 150 metri. Si tratta di un'area colmata da depositi marini (sedipiano), in prevalenza sabbie, sabbie limose e/o argillose e calcareniti, accumulatisi durante la generale regressione pleistocenica del mare Adriatico. L'aspetto morfologico generale si presenta quindi costituito da terrazzi molto ampi, con lievi ondulazioni, debolmente digradanti verso mare e separati da scarpate molto modeste.

La piana tarantino-metapontina si presenta morfologicamente contraddistinta da una gradinata arcuata, allungata parallelamente alla costa ionica, composta da



Figura 14 – Piana-tarantino-metapontina, subregione occidentale. Si nota l'ampia fascia costiera di cordoni dunari sabbiosi su cui si è impiantato un bosco a pino d'Aleppo.

una serie di superfici sub pianeggianti, poste a quote via via decrescenti, debolmente inclinate verso il mare, separate da modeste scarpate (terrazzi marini di accumulo). Il distretto morfologico si può suddividere in due subregioni, separate all'altezza di Punta Rondinella, a nord della città di Taranto.

Nella subregione orientale i terrazzi incidono il basamento mesozoico, costituiscono il naturale raccordo tra le murge tarantine e il mare e sono contraddistinti da depositi prevalentemente calcarenitici.

Nella sub regione occidentale i terrazzi incidono i depositi della fossa Bradanica e sono caratterizzati da calcareniti e/o sabbie e/o conglomerati. La piana costiera è costituita da depositi prevalentemente sabbioso-siltosi e sabbioso-conglomeratici di origine marina e fluvio-palustre. Quest'ultima presenta, a ridosso della costa, una serie di più cordoni dunari sabbiosi, su cui si è impiantato un bosco a pino d'Aleppo, tipico dei climi mediterranei, separati da aree depresse più o meno palustri (Fig. 14).

BIBLIOGRAFIA

- BOENZI F., CALDARA M. (1991) - *Appunti sul paesaggio carsico pugliese*. Itinerari speleologici, s. II, n.4(1990), 17-30.
- BOENZI F., CALDARA M. (1999) - *Il Gargano: l'uomo e l'ambiente geologico*. L'Universo a.79(6), 736-754.
- CALDARA M., PALMENTOLA G. (1991) - *Lineamenti geomorfologici del Gargano con particolare riferimento al carsismo*. Itinerari speleologici, s. II(5), 53-66.
- CALDARA M., PENNETTA L. (1993) - *Nuovi dati per la conoscenza geologica e morfologica del Tavoliere di Puglia*. Bonifica, a. 8(3), 25-42.
- CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2002) - *Holocene Evolution of the Salpi Lagoon (Puglia, Italy)* Int. Coastal Symp., Templepatrick, Northern Ireland, March 25th-29th 2002, Journal of Coastal Research SI 36, 124-133.
- NEBOIT R. (1975) - *Plateaux et collines de Lucanie orientale et des Pouilles*. Thesis Sc. Univ. Lille, 715 pp., Librairie Champion, Paris.
- PENNETTA G., CALDARA M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2011) - *La costa della Puglia*. In: La costa d'Italia a cura di Ginesu S., Carlo Delfino editore, 327-352.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F., PIERI P. (1992) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampese Apulo*. Mem. Soc. Geol. It., 41(1988), 57-88.

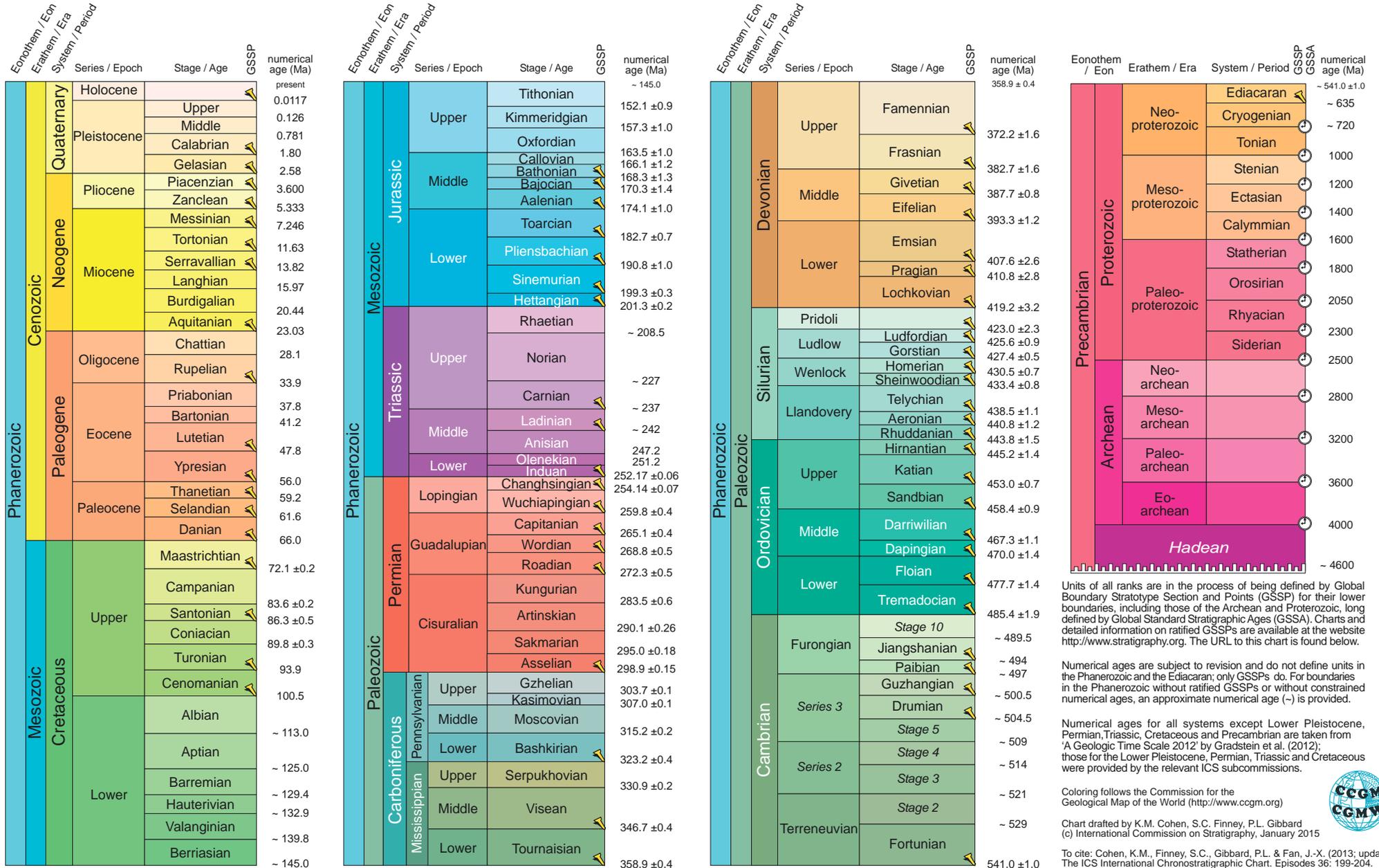


INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2015/01



Scala dei tempi geologici (carta cronostatigrafica internazionale; Cohen et al., 2013). I numeri si riferiscono a milioni di anni.

Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (-) is provided.

Numerical ages for all systems except Lower Pleistocene, Permian, Triassic, Cretaceous and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012); those for the Lower Pleistocene, Permian, Triassic and Cretaceous were provided by the relevant ICS subcommissions.

Coloring follows the Commission for the Geological Map of the World (<http://www.ccgw.org>)

Chart drafted by K.M. Cohen, S.C. Finney, P.L. Gibbard (c) International Commission on Stratigraphy, January 2015

To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2015-01.pdf>





PARTE 4 LE SCHEDE



Le schede pubblicate in questo volume derivano da adattamenti editoriali effettuati dal Gruppo di Lavoro sulle originarie fornite dai singoli rilevatori ai fini del censimento realizzato in esecuzione della L.R. n.33/2009. Nel rispetto dei contenuti scientifici enunciati dai rilevatori, in fase di elaborazione, alcune di esse sono state parzialmente modificate nel testo e nel corredo iconografico.

a cura di Giorgio De Giorgio

CGP: 0131, 0132, 0133, 0134, 0193, 0194, 0195, 0196, 0197, 0198, 0199, 0200, 0201, 0202, 0203, 0204, 0206, 0207, 0208, 0327, 0328, 0329, 0330, 0331, 0332, 0333, 0334, 0335, 0336, 0337, 0338, 0339, 0340, 0341, 0342, 0343, 0344, 0345.

a cura di Stefano Margiotta

CGP: 0054, 0056, 0058, 0060, 0063, 0066, 0068, 0071, 0074, 0077, 0080, 0083, 0085, 0088, 0091, 0094, 0097, 0100, 0103, 0106, 0108, 0110, 0113, 0114, 0115, 0116, 0117, 0118, 0119, 0120, 0121, 0122, 0123, 0124, 0125, 0126, 0127, 0128, 0129, 0130, 0238, 0277, 0417, 0418, 0419, 0420, 0421, 0422, 0423, 0424, 0425, 0426, 0427, 0428, 0429, 0430, 0431.

a cura di Maurilio Milella

CGP: 0051, 0053, 0055, 0059, 0061, 0064, 0069, 0073, 0081, 0086, 0089, 0092, 0096, 0099, 0101, 0104, 0111, 0205, 0240, 0241, 0242, 0243, 0244, 0245, 0246, 0247, 0248, 0249, 0250, 0251, 0252, 0253, 0384, 0385, 0386, 0387, 0388, 0389, 0390, 0391, 0392, 0393, 0394, 0395.

a cura di Marco Petruzzelli

CGP: 0075, 0135, 0137, 0138, 0139, 0254, 0255, 0256, 0257, 0258, 0259, 0260, 0261, 0262, 0263, 0264, 0265, 0267, 0268, 0269, 0270, 0271, 0272, 0273, 0274, 0275, 0276, 0278, 0279, 0280, 0281, 0282, 0283, 0396, 0397, 0398, 0399, 0400, 0401.

a cura di Arcangelo Piscitelli

CGP: 0052, 0057, 0062, 0065, 0070, 0072, 0076, 0078, 0082, 0084, 0087, 0090, 0093, 0095, 0098, 0102, 0105, 0107, 0109, 0112, 0178, 0179, 0180, 0181, 0182, 0183, 0184, 0185, 0186, 0187, 0188, 0189, 0190, 0192, 0304, 0305, 0306, 0307, 0308, 0309, 0310, 0311, 0312, 0313, 0314, 0315, 0316, 0317, 0318, 0319, 0320, 0321, 0322, 0323, 0324, 0325, 0326, 0373, 0375, 0415, 0432.

a cura di Paolo Sansò

CGP: 0158, 0159, 0160, 0161, 0162, 0163, 0164, 0165, 0166, 0167, 0168, 0169, 0170, 0171, 0172, 0173, 0174, 0175, 0176, 0177, 0284, 0285, 0286, 0287, 0288, 0289, 0290, 0291, 0292, 0293, 0294, 0295, 0296, 0297, 0298, 0299, 0300, 0301, 0302, 0303, 0402, 0403, 0404, 0405, 0406, 0407, 0408, 0409, 0410, 0411, 0412, 0413, 0414, 0416.

a cura di Gianluca Selleri

CGP: 0067, 0209, 0210, 0211, 0212, 0213, 0214, 0215, 0216, 0217, 0218, 0219, 0220, 0221, 0222, 0223, 0224, 0346, 0347, 0348, 0349, 0350, 0351, 0352, 0353, 0354, 0355, 0356, 0357, 0358, 0359, 0360, 0361, 0362, 0363, 0364, 0365, 0366, 0367.

a cura di Luigi Spalluto

CGP: 0079, 0136, 0140, 0141, 0142, 0143, 0144, 0145, 0146, 0147, 0148, 0149, 0150, 0151, 0152, 0153, 0154, 0155, 0156, 0157, 0191, 0225, 0226, 0227, 0228, 0229, 0230, 0231, 0232, 0233, 0234, 0235, 0236, 0237, 0239, 0266, 0368, 0369, 0370, 0371, 0372, 0374, 0376, 0377, 0378, 0379, 0380, 0381, 0382, 0383, 0433, 0434, 0435, 0436, 0437, 0438, 0439, 0440.

a cura del Gruppo di Lavoro

CGP: 0001, 0002, 0003, 0004, 0005, 0006, 0007, 0008, 0009, 0010, 0011, 0012, 0013, 0014, 0015, 0016, 0017, 0018, 0019, 0020, 0021, 0022, 0023, 0024, 0025, 0026, 0027, 0028, 0029, 0030, 0031, 0032, 0033, 0034, 0035, 0036, 0037, 0038, 0039, 0040, 0041, 0042, 0043, 0044, 0045, 0046, 0047, 0048, 0049, 0050.

Le schede CGP0029, 0078, 0158, 0422 relative a geositi e le schede CGP0135, 0138, 0257 relative ad emergenze geologiche non sono riportate nelle pagine seguenti perché i siti ivi descritti e rilevati hanno caratteri che per il loro attuale stato possono essere esposti a rischio di perdita parziale o totale.



PARTE 4.1

LE SCHEDE: GEOSITI





Parete orientale della trincea, particolare

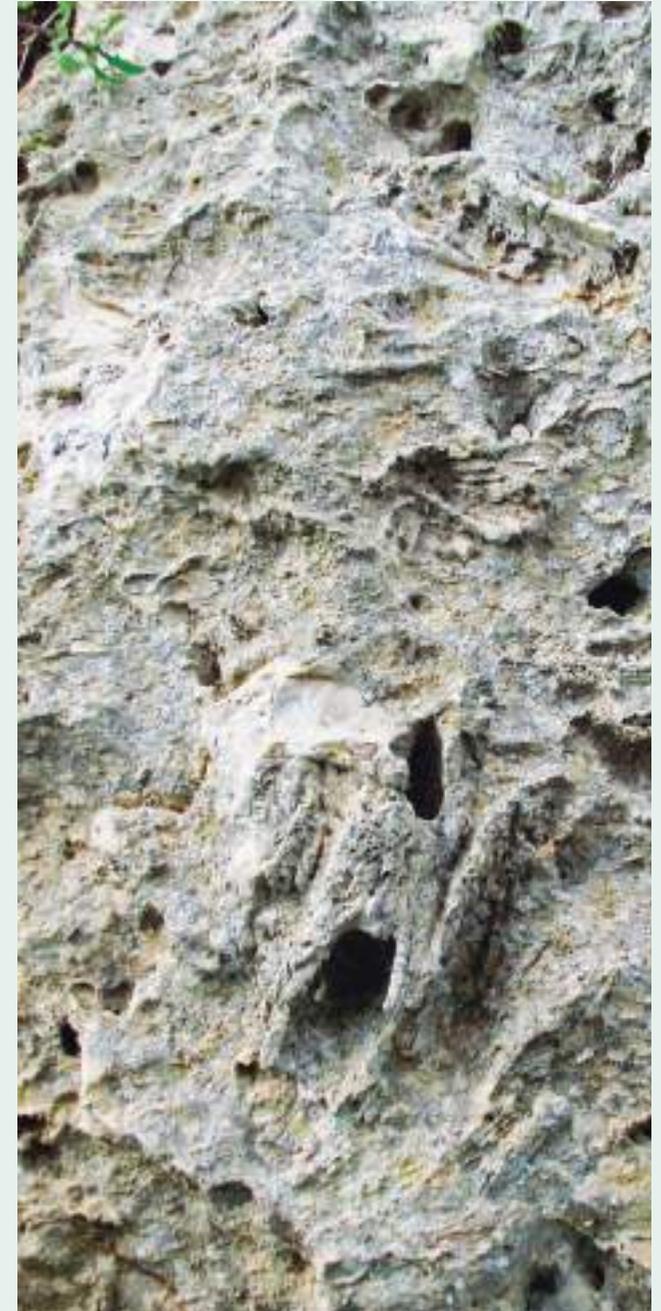
Lungo le pareti di una trincea sulla circonvallazione di Noci (Strada Provinciale 237), in territorio di Putignano, è possibile osservare da vicino i caratteri di una successione di circa 140 m, esposta in affioramento con serie dello spessore variabile tra 10 e 40 metri. Le rocce affioranti appartengono alla Formazione del Calcarea di Altamura del Cretaceo superiore (Coniaciano superiore - Santoniano superiore). La successione risulta essere costituita da strati e banchi di calcari laminati e calcareniti con frammenti di rudiste (1). Risultano inoltre presenti, a vari livelli, sia calcari dolomitizzati che banchi di calcari organogeni a rudiste ancora in posizione di vita che formano delle strutture simili a piccole scogliere. La particolarità della successione di Putignano è data dalla possibilità, non molto frequente sulle Murge, di riconoscere, in affioramento, sezioni di corpi tabulari o a forma di lente convessa, analoghi alle "patch reef" che caratterizzano i mari caldi attuali. Lo studio degli affioramenti di Putignano ha rivelato che la successione è caratterizzata dall'alternarsi di quattro principali tipi di facies, più o meno fossilifere. La combinazione,

in verticale, delle facies riconosciute delinea una serie di sequenze, anche ciclicamente ripetute, del tipo "shallowing upward" (cicli in cui è possibile riconoscere un progressivo superficializzarsi della batimetria). In generale, ogni sequenza è caratterizzata da evidenti cambiamenti di facies da ambienti più profondi, idonei all'insediamento di rudiste che crescevano in folti gruppi, ad ambienti di piattaforma interna con fondali confinati vicini agli ambienti emersi.

(1) Durante il Cretaceo le rudiste costituirono un gruppo di molluschi bivalvi che colonizzarono pressoché tutti gli habitat costieri della Tetide. Verso la fine del Mesozoico, in uno stadio avanzato della loro evoluzione, alcune specie svilupparono un modo di vita tale da costituire, in ambienti litorali aperti, dei corpi elevati rispetto al fondo marino, formati da fitti gruppi di gusci disposti in modo tale da resistere al moto ondoso. Per certi versi, queste strutture risultano analoghe agli attuali corpi di scogliera formati da coralli e alghe incrostanti.



Vista della trincea, parete orientale



Particolare della roccia affiorante, detrito costituito da frammenti di gusci di rudiste

Bibliografia essenziale

Luperto Sinni E., Borgomano J. (1965) - Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paleoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2): 95-136.

Reina A. (1993) - Studio biostratigrafico di una successione carbonatica cretacea affiorante nei dintorni di Noci (Murge sud-orientali - Puglia). Bollettino della Società Geologica Italiana, 112: 181-189.

Longitudine **17,09880** • Latitudine **40,81631**



Le acque cristalline del Chidro sono ambite per le immersioni da parte di subacquei.

Il Chidro è una considerevole risorgiva carsica che dà origine ad un breve corso d'acqua (Canale San Nicola) nell'area costiera tra San Pietro in Bevagna e Torre Colimena, in territorio di Manduria. Alla valenza puramente geologica dell'area si aggiunge un significato religioso e culturale legato al presunto passaggio, in questi luoghi, di San Pietro. Nell'area, la successione geologica è costituita dal basamento calcareo del Cretaceo (Calcare di Altamura) sul quale poggiano calcareniti pleistoceniche e depositi alluvionali, palustri e sabbiosi (spiaggia e dune), formati insieme all'area umida durante l'Olocene. La portata media dell'insieme di scaturigini che alimentano l'area umida è di circa 2.400 l/s, con massimi di poco superiori a 3.100 l/s. Studi effettuati sugli acquiferi carsici pugliesi hanno mostrato che il flusso idrico sotterraneo che alimenta la sorgente del Chidro si origina nelle aree centrali della penisola salentina, laddove avviene il travaso dalla zona sud orientale della Murgia all'acquifero Salentino. L'origine delle sorgenti sarebbe correlata alla presenza, nei calcari mesozoici, di una depressione tettonica originatasi per faglia, delimitata verso mare da un modesto horst. I sedimenti post cretacei al tetto del blocco ribassato avrebbero confinato l'acqua sotterranea circolante nell'acquifero calcareo, mantenendo la falda in pressione. In alcuni punti, l'asportazione (per erosione) dei depositi di copertura ha favorito la venuta a giorno della falda, dando luogo a numerose polle sorgentizie, nel complesso estese per alcuni ettari, alcune delle quali raggiungono una profondità di circa 10 m. Le polle danno origine al Canale di San Nicola che sfocia in mare dopo un percorso di poche centinaia di metri. Le sorgenti del Chidro sono conosciute sin da tempi antichi e costituiscono lo scenario della leggenda secondo cui San Pietro, in viaggio verso Roma, fu costretto a fermarsi in questi luoghi a causa di una tempesta. Mentre pregava, pentito per aver tradito il Messia, le sue lacrime si trasformarono in conchiglie. Un'altra versione della stessa leggenda narra che molti abitanti di Fellingine, affetti da lebbra, furono battezzati dall'apostolo e guariti nelle acque del Chidro. In passato, numerosi documenti riportano che l'area del Chidro fu a lungo contesa da numerose famiglie nobili che ne vantavano il diritto di pescagione. Oggi, questo territorio fa parte dell'area delle riserve del litorale tarantino orientale (istituite dalla Legge Regionale 24/2002). Nell'area umida sono presenti due Habitat di Interesse Comunitario (direttiva 92/43/CEE - Fiumi Mediterranei e Dune con *Ammophila*) e sono state censite specie animali meritevoli di misure di conservazione.



Bibliografia essenziale

DEL PRETE M., CAGGIANO T. - Aspetti idrogeologici e problemi di inquinamento salino della falda profonda del Salento Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata. Disponibile on-line: http://www.inea.it/otris/salinita/delprete_txt.htm

SICOLO N. (2004) - La qualità della risorsa idrica nell'interazione fra suolo, sottosuolo e vegetazione. Tesi di Laurea in "Idrogeologia Applicata" e "Bonifica ed Irrigazione". AA 2003-2004.

SILVESTRI BAFFI R. (1972) - Precisazioni sulla iconografia della chiesa rupestre di San Pietro Mandurino. La Zagaglia, 1972: 251-264

TADOLINI T., ZANFRAMUNDO P. (1975) - Sul regime dei deflussi delle sorgenti Chidro e Boraco. Giornale del genio Civile, fasc. 7-8-9.

Longitudine **17,68313** • Latitudine **40,30631**



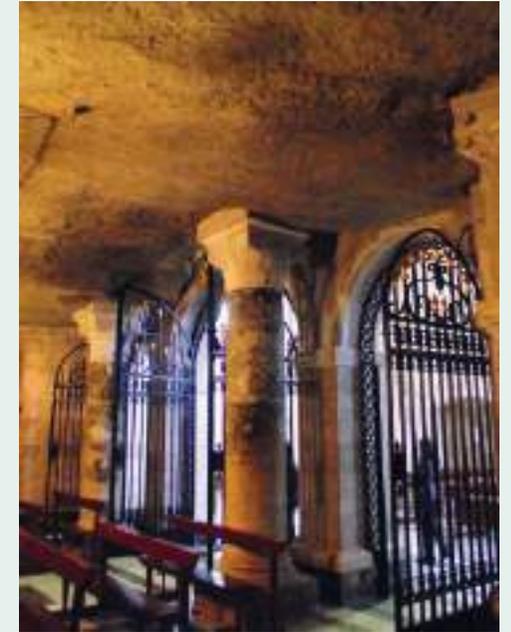
Le polle sorgentizie del Chidro sono circondate da un fitto canneto.



Dettaglio dell'altare. La volta è costituita dalla roccia calcarenitica

La città di Andria e l'area del Santuario di Santa Maria dei Miracoli contribuirono alla ricerca scientifica del '600, grazie agli studi effettuati dal naturalista e botanico Fabio Colonna (1567 - 1640). Il sito di lama Santa Margherita, è il primo luogo in cui sono state fatte osservazioni su una specie fossile di brachiopode (1) il *Terebratula terebratula*; questo brachiopode è la "specie tipo", in pratica l'unità di riferimento, per il Genere *Terebratula*, gruppo tassonomico di rango superiore cui appartengono numerose specie sparse in tutto il mondo, sia nel record fossile che attuale. In quanto località del primo ritrovamento, la lama di Santa Margherita è l'unico luogo di riferimento per futuri studi su questa specie e sulle specie sorelle appartenenti al genere *Terebratula* sparse per il mondo. Data l'antichità dei primi studi sul brachiopode, la località è da considerarsi parte del patrimonio italiano della storia della scienza. Nel "De purpura", opera apparsa nel 1616, il Colonna descrisse ed illustrò, con il nome di *Concha anomia*, alcune conchiglie fossili di brachiopode raccolte ad Andria, sui fianchi della lama di Santa Margherita, nelle immediate vicinanze del Santuario di Santa Maria dei Miracoli. Circa 140 anni dopo la prima descrizione del fossile, Linneo riprese le informazioni dello studioso napoletano e incluse il brachiopode andriese nel suo "Systema naturae" (1758) con il nome di *Anomia terebratula*. Alcuni anni dopo,

nel 1776, Müller cambiò il nome di questa specie in *Terebratula terebratula*. Nel corso del tempo le informazioni di base sul fossile di Colonna (aspetto della conchiglia, età dei fossili, luogo di ritrovamento ecc.) vennero progressivamente ritenute non affidabili. A causa di ciò fu necessario intraprendere degli studi con lo scopo di accertare la validità della specie secondo quanto stabilito dal Codice Internazionale di Nomenclatura Zoologica (ICZN); in pratica, fu ritenuto necessario individuare il luogo del primo ritrovamento e raccogliere nuovi esemplari per costituire una "serie tipo", cioè un insieme di esemplari rappresentativi della specie, tra cui l'individuo formalmente portatore del nome scientifico. Con il "De purpura" alla mano fu possibile, nel 1993, ritrovare il luogo esatto visitato dal naturalista più di 350 anni prima. L'esito delle ricerche fu il definitivo accertamento della validità della specie *Terebratula terebratula*. L'insieme degli esemplari rappresentativi della specie, raccolti nel 1993 e nel 1998, fanno ora parte delle collezioni del Natural History Museum di Londra. Essendo perduto l'esemplare originariamente raffigurato da Colonna, gli autori dello studio hanno designato, come portatore del nome specifico, l'esemplare custodito nel museo londinese contrassegnato dalla sigla NHM BG152. Al significato squisitamente geologico della lama di Santa Margherita si aggiungono alcune emergenze di tipo storicoarcheologico, tra cui spicca il complesso architettonico del Santuario di Santa Maria dei Miracoli e diversi ambienti ipogei scavati nella calcarenite.



Vista dell'interno del santuario scavato nella calcarenite fossilifera

(1) I brachiopodi sono invertebrati marini, bentonici, sessili, sospensivori e a guscio calcareo. Molto diffusi nel Paleozoico, ai giorni nostri questi organismi vivono in areali molto ristretti caratterizzati da particolari condizioni trofiche.



Bibliografia essenziale

LEE D.E., BRUNTON C.H.C. (1998) - *Terebratula* Müller, 1776 (Brachiopoda): proposed designation of *Anomia terebratula* Linnaeus, 1758 as the type species. Bulletin of Zoological Nomenclature, 55 (4): 220-223.

LEE D.E., BRUNTON C.H.C., TADDEI RUGGIERO E., CALDARA M., SIMONE O. (2001) - The Cenozoic Brachiopod *Terebratula*: its type species, neotype, and other included species. Bulletin of Natural History Museum, London, 57 (2), 83-93.

LUPERTO SINNI E., MASSE J.P. (1984) - Données nouvelles sur la micropaléontologie et la stratigraphie de la partie basale du "Calcare di Bari" (Crétacé inférieur) dans la région des Murges (Italie méridionale). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 90, 3: 331-374.

Longitudine **16,26610** • Latitudine **41,23395**



Foto del campione designato come neotipo della specie *Terebratula terebratula*



La conoide vista dalla SP 53, tra il km 4 ed il km 5

Tra le località Tor di Lupo e Vignanotica il versante meridionale del Gargano presenta alcuni conoidi di deiezione. Essi hanno origine allo sbocco di solchi che incidono l'alta scarpata modellata nei calcari e poggiano su superfici oggi sommerse dal mare. La loro parte esterna, in corrispondenza dell'attuale linea di riva, è incisa da un'alta falesia attiva. Tra questi si distingue quello in località Mattinatella (Comune di Mattinata); questo corpo sedimentario proteso in mare mostra come dal momento in cui la conoide incominciò a formarsi al margine di una pianura pedemontana, il livello del mare sia risalito per diverse decine di metri. In particolare, a partire dal Pleistocene superiore (stadio isotopico marino 3), il livello del mare cominciò ad abbassarsi per il progressivo raffreddamento climatico che causò la formazione di spesse calotte glaciali nell'emisfero boreale. Ai piedi del Gargano si formò un'ampia pianura su cui, allo sbocco dei valloni, si accumulavano i detriti trasportati da impetuose piene.

Durante l'ultimo massimo glaciale, circa 18.000 anni fa, il livello del mare raggiunse il suo minimo attestandosi intorno all'isobata -120 m. Con il successivo miglioramento del clima i grandi ghiacciai continentali cominciarono a liberare grandi quantità d'acqua che si riversarono negli oceani. Di conseguenza, il livello del mare tornò a innalzarsi. Inizialmente, tale avanzata favorì, nell'area pianeggiante prospiciente la costa del Gargano e del Tavoliere, la formazione di ampie lagune. Una volta raggiunta la posizione attuale, il mare ha incominciato a smantellare i depositi pedemontani accumulatisi nell'ultimo periodo glaciale, modellando su di questi una falesia. In sintesi, la conoide di Mattinatella costituisce un esempio della recente evoluzione paleogeografica che ha trasformato in area costiera sommersa una piana pedemontana. Gli spessi accumuli di conoidi sul versante meridionale del Gargano sono costituiti prevalentemente da sedimenti ghiaiosi organizzati in strati e lenti di spessore metrico, a struttura interna caotica, che si alternano a lenti ghiaiose caratterizzate da una maggiore organizzazione. Depositi sabbiosi, sabbioso-argillosi e vulcanoclastici sono presenti in minor misura, distribuiti in modo casuale nella successione. A diverse altezze sono presenti dei paleosuoli, alcuni dei quali spessi anche più del metro e lateralmente estesi per decine di metri. Analisi al radiocarbonio e lo studio geochimico dei tephra, suggeriscono che i tratti in affioramento delle conoidi lungo la costa meridionale del Gargano si siano accumulati durante il Pleistocene superiore, poco più di 30.000 anni fa.



Bibliografia essenziale

CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2002) - Holocene Evolution of the Salpi Lagoon (Puglia, Italy). Int. Coastal Symposium, Templepatrick, Northern Ireland, March 25th-29th 2002, Journal of Coastal Research. Special Issue 36, 124-133.

FIORÉ A. (2013) - Evoluzione tardo quaternaria dei sistemi deposizionali alluvionali e costieri del Gargano nord-orientale (fra Mattinatella e San Menaio). Tesi di dottorato, Università Degli Studi della Basilicata: 160 pp.

SIMONE O., FIORÉ A. (2004) - Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina. In: Brancucci G. (Ed.) Geositi e dintorni: 139-143.

Longitudine **16,11614** • Latitudine **41,73279**



L'erosione ha messo in luce l'articolata stratigrafia che caratterizza il corpo sedimentario



Il centro storico della cittadina è abbarbicato sul ciglio del burrone

La Gravina di Castellaneta (o Gravina Grande) nasce in prossimità del ponte ferroviario della Renella a nord della cittadina. La Gravina è un imponente forma di erosione fluviale che, lungo un percorso di circa dieci chilometri, mostra tutta la sua spettacolarità caratterizzata da brevi tratti rettilinei, profondamente incassati nel substrato calcareo, intervallati da bruschi cambi di direzione. Nel suo punto di massima incisione, il suo letto raggiunge una profondità superiore a 140 m rispetto al circostante pianoro. Lungo le pareti scoscese e in prossimità del ciglio del burrone crescono piante della macchia mediterranea, mentre la circostante campagna è pressoché del tutto coltivata. Nel tratto in prossimità del centro storico di Castellaneta le pareti divengono verticali ed inaccessibili; numerosi sono i punti cittadini dai quali l'osservatore può godere di un panorama mozzafiato, affacciandosi su una delle anse scavate dal corso d'acqua. Nei punti in cui l'alveo mostra delle contropendenze, nel periodo estivo si formano dei piccoli stagni che suscitano interesse dal punto di vista della conservazione faunistica.

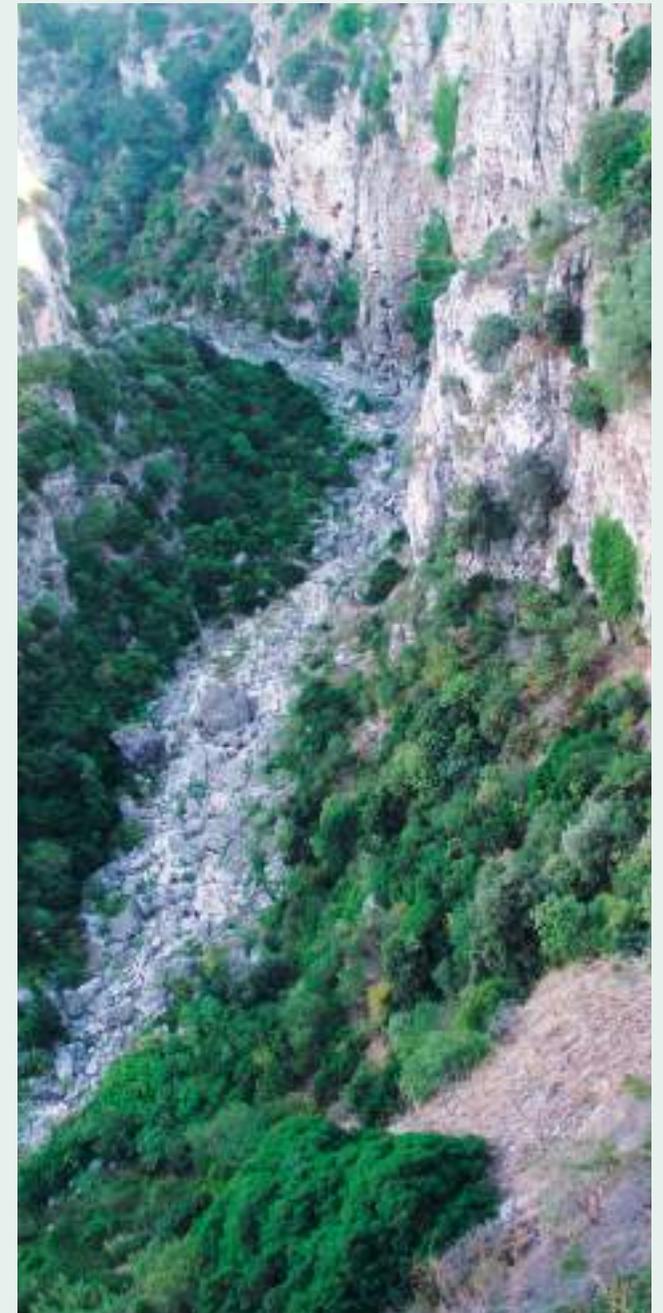
L'area, tutelata già dal 1987 con l'istituzione di un'oasi di protezione, fa parte del Parco Naturale Regionale Terra delle Gravine dal 2005. Spettacolari solchi erosivi come la Gravina di Castellaneta caratterizzano gran parte dell'arco ionico tarantino, lungo il versante compreso tra gli abitati di Gravina in Puglia e Taranto. Rispetto al passato, oggi le gravine trasportano portate modeste, quasi sempre concentrate in brevi periodi dell'anno in corrispondenza della stagione più umida. L'origine e l'evoluzione di queste forme fluviali sono correlate a processi quali il sollevamento quaternario dell'area, le oscillazioni del livello del mare e cambiamenti climatici. Uno studio ha dimostrato che un ruolo importante nella genesi di queste forme è stato giocato anche dai processi carsici. Infatti, l'alterazione e la dissoluzione carsica, concentrata lungo le superfici interstratali, ha favorito la creazione di vuoti che, a loro volta, hanno causato ripetuti crolli di ampie porzioni di roccia, formando delle valli che non sarebbero delle forme fluviali "pure". Le gravine hanno un'origine lontana nel tempo. Condizioni climatiche particolarmente favorevoli per la loro formazione si sono verificate numerose volte tra il Pleistocene medio e superiore; sul versante ionico della Puglia le valli più antiche sembrano essere state modellate a partire dall'alto stazionamento del livello del mare verificatosi in corrispondenza dello stadio isotopico dell'ossigeno 9 o 7 (Oxygen Isotope Stage = OIS).



Bibliografia essenziale

- BOENZI F. (2004) - Gravine. In: Italia - Atlante dei Tipi Geografici. Edizione a cura dell'Istituto Geografico Militare: 164-166.
- MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. In: Il Patrimonio Geologico della Puglia Territorio e Geositi. Supplemento al numero 4/2010 di Geologia dell'Ambiente: 160 pp.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology* 46: 19-34.

Longitudine **16,94220** • Latitudine **40,62906**



Il fondo della gravina è percorso da un corso d'acqua a regime variabile a seconda delle stagioni



L'ingresso della grotta, esposto a nord, è chiuso da una grata a protezione del riempimento di interesse paleontologico-archeologico

La Grotta delle Mura, una modesta cavità al fondo di una piccola baia, si trova sul litorale a sud-est del centro abitato di Monopoli, a poche decine di metri a Sud-Est di Via T. Moro e a nord di Via G. Galilei. La cavità è il residuo di una più vasta caverna scavata nella calcarenite, quasi del tutto demolita dal mare. Il sito è di particolare interesse per la complessa serie stratigrafica che ha fornito dati sull'evoluzione ambientale all'inizio dell'Olocene e testimonianze sull'antica frequentazione antropica dei luoghi. Le prime notizie del sito sono state fornite a metà del secolo scorso da Franco Anelli. Lo studioso condusse una breve campagna di scavo che permise la scoperta di abbondanti resti faunistici pleistocenici riferibili a bue, cervo, cavallo, asino idruntino, leone e uccelli di clima freddo, accompagnati da una ricca industria litica del Paleolitico superiore. Tra i reperti spiccava un ciottolo inciso raffigurante il profilo di un bovino. Il prosieguo delle ricerche ha portato alla luce un gran numero di reperti litici e di resti di animali selvatici cacciati dall'uomo. Tra i ritrovamenti più importanti spicca una sepoltura, datata intorno a 11.400 anni fa, di un bambino di circa due anni; i resti umani assumono una particolare importanza per la riconosciuta attenzione prestata dagli individui che ne curarono la deposizione. Lo studio dei resti faunistici ha fornito indicazioni riguardo al miglioramento climatico avvenuto nell'area pugliese all'inizio dell'Olocene, tra il periodo Preboreale e il Boreale. L'analisi è stata condotta su due gruppi faunistici, l'uno costituito dai mammiferi ungulati cacciati dall'uomo (uro, cavallo, asino idruntino, cervo elafò, capriolo e cinghiale), l'altro sui piccoli mammiferi cacciati dai rapaci notturni che in quel luogo rigurgitavano le proprie borre. La tendenza generale registrata dalla fauna suggerisce un'evoluzione climatico-ambientale caratterizzata, durante il Preboreale, da una fase arida in cui l'area si presentava come una prateria probabilmente arborata. Nel periodo Boreale il clima divenne più caldo ed umido, favorendo un maggiore sviluppo di boschi. Attualmente la grotta è chiusa al pubblico, ma è possibile osservare parte della successione stratigrafica attraverso la cancellata che ne impedisce l'accesso; informazioni più approfondite possono essere acquisite in loco con la consultazione dei numerosi pannelli didattici presenti lungo la pista ciclo-pedonale sul ripiano soprastante la bassa falesia in cui si apre la grotta.



Bibliografia essenziale

ANELLI F. (1952) - Una nuova stazione paleolitica sulla costiera adriatica: la Grotta delle Mura presso Monopoli. *Archivio Storico Pugliese*, 5: 1-8.

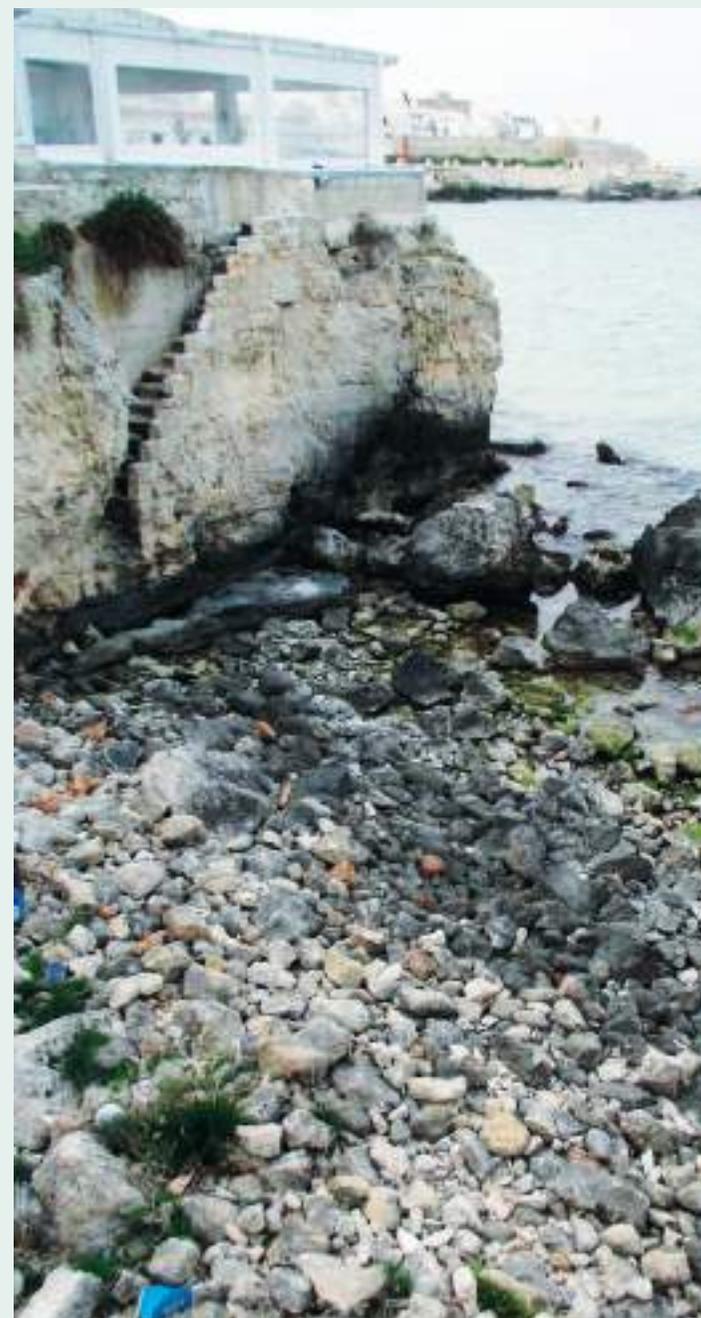
BON M., BOSCATO P. (1996) - Associazioni faunistiche dell'Olocene antico nell'Italia del sud: confronto tra un sito adriatico (Grotta delle Mura, Monopoli, Bari) ed uno tirrenico (Grotta della Serratura, Marina di Camerota, Salerno). *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9(2): 567-572.

CALATTINI M. (2001) - Il livello epigravettiano (US 130) di Grotta delle Mura (Bari). *Atti del 21 Convegno Nazionale sulla Preistoria - Protostoria - Storia della Daunia (San Severo, 24-26 novembre 2000)*: 3-12.

CALATTINI M. (2003) - Scoperta di una sepoltura paleolitica a Grotta delle Mura. in *Rassegna di Archeologia*, 19A: 37-46.

CALATTINI M. (2005) - Il livello dell'Epigravettiano finale di Grotta delle Mura (Bari) - Area A. *Rivista di Scienze Preistoriche - Supplemento 1*: 305-320.

Longitudine **17,30759** • Latitudine **40,94748**



La grotta, in origine più grande, è stata parzialmente demolita dal moto ondoso; il crollo della volta della cavità ha favorito il modellamento di una piccola baia



Vista del primo ambiente ipogeo a ridosso dell'ingresso

La grotta Zinzulusa è visitata, in media, da oltre 100.000 turisti in un anno ed è una delle più famose grotte costiere pugliesi; essa si affaccia sul litorale tra Castro e Santa Cesarea Terme in una piccola rientranza della costa, delimitata da pareti subverticali scolpite nei calcari fossiliferi dell'Oligocene. Il suo nome deriva dal dialetto salentino: "zinzuli" vuol dire "stracci", e simili a stracci appaiono le stalattiti che adornano la volta dell'ampio antro, a picco sul mare, antistante l'ingresso al sistema ipogeo. Il percorso sotterraneo accessibile al visitatore comune si sviluppa per circa 150 metri prima di terminare ai margini di un laghetto sotterraneo, il Cocito. La cavità carsica si articola in diverse parti, ciascuna con le proprie peculiarità. L'ampio antro davanti all'ingresso (circa 80 m di larghezza e 40 m di altezza) è ciò che rimane di una camera sotterranea le cui pareti meridionali e parte della volta sono state smantellate dall'azione erosiva del mare. La prima parte del percorso ipogeo, dall'ingresso sino alla "Cripta", risulta caratterizzata dalla presenza di speleotemi e accumuli di crollo. In questa parte vi è un primo laghetto di acque salmastre,

"La Conca". Il tratto tra la Cripta e l'ampia camera denominata "Il Duomo" è meno ricco di speleotemi e conserva forme derivanti dall'attività erosiva/dissolutiva delle acque sotterranee. Nel corso dei secoli, sul pavimento del Duomo si erano accumulati alcuni metri di guano di pipistrello. La rimozione del sedimento organico, effettuata nei primi anni del XX secolo, ha messo in luce un deposito di terra rossa che, impedendo all'acqua di infiltrarsi, conferisce alla sala il suggestivo aspetto di una palude sotterranea. Il Duomo costituisce l'ultimo ambiente visitabile dai turisti, ma la grotta Zinzulusa continua con un passaggio a SSW dell'ampia camera terminale che conduce cunicoli subacquei estesi per circa 130 m prima di terminare in corrispondenza di un'ampia sala. Il primo documento che descrive la grotta Zinzulusa risale al 1793, quando il vescovo di Castro, monsignor Del Duca, ne parlò in una lettera al re Ferdinando IV. Le prime visite guidate incominciarono agli inizi del XX secolo alla luce di candele e lumi a petrolio. La sezione sommersa della grotta fu visitata per la prima volta (e solo in parte) nel 1957, la sua esplorazione fu conclusa negli anni '90. A parte gli aspetti squisitamente geologici, la grotta Zinzulusa è resa speciale dalla singolare fauna rappresentata, in alcuni casi, da specie endemiche. Per il suo eccezionale interesse biologico, nonché per l'alta pressione antropica in tutta l'area circostante, nel 1999, la grotta di Castro è stata inclusa nella "Top ten list of World Endangered Karst Ecosystems" dallo statunitense Karst Water Institute di Charles Town.



Grotta Zinzulusa, rappresentazione schematica di pianta e sezione



Bibliografia essenziale

BELSON C. (1999) - KWI's 2nd annual top ten list of endangered karst ecosystems. KWI Conduit, 7(1-2): 4-8 (on line su <http://karstwaters.org/conduit/vol7no1/karstio.htm>).

CICCARÈSE G., ONORATO R. (2007) - Il "Cocito" di grotta Zinzulusa (Castro, Lecce). Dal 1957 al 2007: 50 anni di speleologia subacquea. Atti di "Spelaion 2007", 7-9 dicembre 2007, Altamura: 167-168.

FROGLIA C., UNGARO N. (2001) - An unusual new record of *Typhlocaris salentina* (Caroli, 1923) (Decapoda: Typhlocarididae) from subterranean water of Apulia (Southern Italy). Atti Soc. Italiana di Scienze Naturali. Museo civico di Storia Naturale Milano, 142 (1): 103-108.

PANSINI M., PESCE G.L. (1998) - *Higginsia ciccaresei* sp. nov. (Porifera: Demospongiae) from a marine cave on the Apulian coast (Mediterranean Sea). Journal of Marine Biological Association U.K., 78: 1083-1091.

PESCE G.L. (2001) - The Zinzulusa cave: an endangered biodiversity "hot spot" of south Italy. Natura Croatica, 10 (3): 207-212.

Longitudine **18,43007** • Latitudine **40,01192**



Il suggestivo androne visto da mare



Discesa pedonale all'interno della "grave"

Le grotte di Castellana, nel Comune di Castellana Grotte, a circa 1.5 km dall'abitato, sono un complesso di cavità carsiche tra i più spettacolari d'Italia. Esse si sviluppano in rocce calcaree cretacee per una lunghezza complessiva superiore a 3.000 m e raggiungono una profondità massima di 122 metri dalla superficie. Il tratto accessibile al pubblico è costituito da ambienti molto vari per forma e dimensioni. Molto variegata si presentano le forme concrezionate. Ancora oggi gli ambienti o alcune particolari sculture conservano i nomi dati dai primi esploratori: la lupa, i monumenti, la civetta, la madonnina, l'altare, il precipizio, il corridoio del deserto, la colonna rovesciata, il corridoio rosso, la cupola. La Grave è la caverna più vasta del complesso ed è l'unico ambiente che comunica con l'esterno; essa si sviluppa per una altezza massima di circa 75 metri, e per un'ampiezza di circa 100 metri in direzione NO-SE, e poco meno di 50 metri in direzione NE-SO. La forma squadrata dell'ambiente è da mettere in

relazione con la presenza di fratture che, intersecandosi con i piani suborizzontali della stratificazione, hanno causato ripetuti crolli di porzioni della volta; la cavità sotterranea è andata così via via ampliandosi, sino all'apertura di una finestra verso l'esterno. Dalla Grave il percorso sotterraneo continua sino alla Caverna dei Monumenti e la Caverna della Civetta, anche queste parzialmente plasmate da crolli. Proseguendo verso la Grotta Bianca, la principale direttrice di sviluppo delle grotte, NO-SE, è intersecata da due diramazioni trasversali, il Piccolo Paradiso verso est, e il Ramo dell'Angolo Incantato (o della Fonte) in direzione ovest. Superato il Precipizio, si percorre il Corridoio del Deserto, uno stretto passaggio lungo circa mezzo chilometro sviluppatosi lungo una frattura con orientazione NO-SE. Sorpassati il Duomo di Milano e la Torre di Pisa si arriva alla Grotta Bianca, a circa 1,5 km di distanza dalla Grave. Questo splendido ambiente deve il suo nome alla purezza della calcite che ha formato dei candidi e delicati speleotemi. Il primo ad accedere alla Grave sarebbe stato un tale Vincenzo Longo (1737-1825), accompagnato da numerose persone. Il 23 gennaio 1938 anche lo studioso Franco Anelli decise di calarsi nella Grave, il cui fondo era intasato da una grande quantità di rifiuti. L'analisi dei luoghi portò alla scoperta di un corridoio che conduceva in un'altra ampia caverna (la Caverna dei Monumenti). Le successive esplorazioni permisero di scoprire numerose altre cavità che oggi costituiscono l'articolato complesso di Castellana. Dal momento della scoperta, la fama delle grotte e del centro murgiano crebbero rapidamente sino a che, nel 1950, per gli effetti di un Decreto del Presidente della Repubblica, il nome della cittadina divenne Castellana Grotte.



Bibliografia essenziale

- DE LUCA F., MASTRIANI R. (1852) - Dizionario corografico-universale dell'Italia, vol. VII.
 FORMICOLA W. (2006) - La scoperta delle grotte di Castellana nei documenti dell'archivio storico della Provincia di Bari. Ricerche Speleologiche - Anno 2006 n. 1:98-133.
 PRESS-KIT (2013) - Grotte di Castellana - Meraviglia di Puglia: 9 pp. Documento disponibile sul sito <http://www.grottedicastellana.it>.
 REINA A., PARISE M. (2002) - La successione stratigrafica delle Grotte di Castellana. Grotte e Dintorni, 3: 31-41.
 REINA A., PARISE M. (2004) - Geologia delle grotte di Castellana: ipotesi speleogenetiche. Geologi e Territorio, 1/2004: 3-14.

Longitudine **17,15064** • Latitudine **40,87347**



Diverse generazioni di concrezioni calcifiche appaiono sovrapposte nei depositi chimici delle grotte (Foto V. Iurilli)



Parte della volta della "grave" è crollata, mettendo in comunicazione con l'esterno l'ampia camera sotterranea (Foto V. Iurilli)

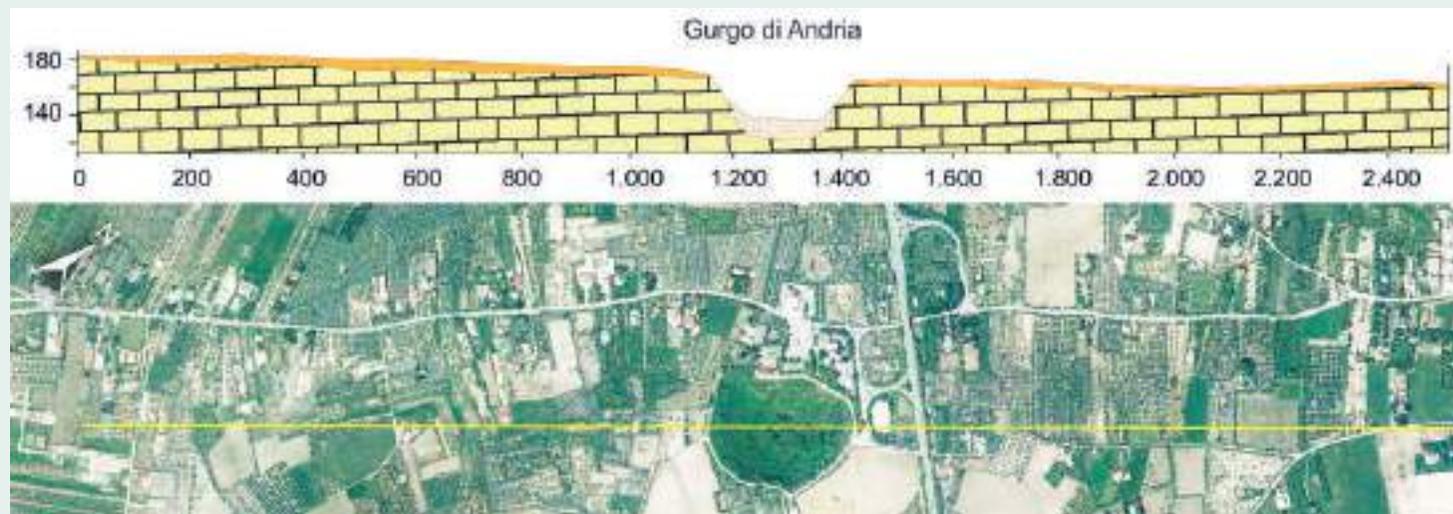


Veduta aerea del Gurgo

Questa dolina, una tra le più spettacolari pugliesi, si trova poco più di un chilometro a sud-ovest della città di Andria, in contrada Santa Maria di Trimoggia, nelle immediate vicinanze del Santuario del Santissimo Salvatore. La dolina si apre su una superficie subpianeggiante solcata dal Canale Camaggi e presenta una forma ellittica con asse maggiore lungo circa 260 metri; il suo perimetro eccede di poco gli 800 m e la sua profondità è di 38 m nel suo punto più basso. Le pareti della depressione mostrano pendenze generalmente elevate. La successione stratigrafica che affiora sui fianchi del Gurgo è costituita quasi interamente da calcari del Cretaceo inferiore. Sui calcari poggiano pochi decimetri di sedimenti quaternari. Nel perimetro della dolina sono state riconosciute 9 piccole cavità carsiche formatesi lungo le principali discontinuità nel substrato. Le grotte hanno un assetto per lo più sub-orizzontale e sono quasi del tutto prive di speleotemi. Fra le grotte del Gurgo, quella della Madonna di Trimoggia sembra essere stata un luogo di culto, in origine dedicato a San Michele Arcangelo. Sull'origine della depressione andriese è interessante uno studio su base documentale secondo il quale il Gurgo si sarebbe formato per il crollo – improvviso in questo caso - del tetto di un ampio sistema di cavità carsiche sotterranee. Infatti, dove oggi c'è la dolina, in passato sarebbe esistito il villaggio di Trimoggia, uno dei numerosi insediamenti che circondavano l'abitato di Andria prima dell'anno mille. Un atto notarile anonimo narra che gli abitanti di Trimoggia abbandonarono i luoghi nel 1104 a causa di un "casma" apertosi nel terreno. Il "casma" sarebbe il Gurgo. In un articolo apparso sulla Gazzetta Civica Napoletana il 17 novembre 1786 si spiega che il pulo di Trimoggia si aprì a causa di un terremoto, la formazione della dolina sarebbe stata preceduta dall'apertura di numerose voragini. Il Gurgo fa parte degli itinerari proposti nella Guida d'Italia del Touring Club Italiano a partire dalla prima edizione (del 1926) dedicata all'Italia meridionale. In passato la dolina era in marcato degrado, anche a causa dell'abbandono illegale di rifiuti. Nel 2009 il sito è stato ripulito e recintato ed un pre-esistente edificio è stato adattato a caserma del Corpo Forestale dello Stato.

Origine del nome

Secondo Colamonico, il termine Gurgo (ed altre forme derivate: Gurio, Jurio ecc.) trae origine dal latino "gurgēs", "vortici", a causa del moto turbolento delle acque richiamate dalla depressione durante intense piogge; lo studioso riportò altresì che la parola gurgo (e varianti) è stata, sin dal medioevo, utilizzata in questa parte delle Murge per indicare appezzamenti di terreno in aree depresse, generalmente coltivati ad oliveto.



Sezione geologica schematica (in alto) e traccia della stessa su ortofoto

Bibliografia essenziale

BERTARELLI L. V. (1926) - Guida d'Italia - Italia Meridionale, primo volume Abruzzo, Molise e Puglia. Touring Club Italiano Ed.: 800 pp.

CAPUTI R., DAMATO F., LORUSSO D. (1993) - Le grotte del pulo di Gurgo. In: Il Gurgo di Andria, aspetti speleologici, geologici, botanici e faunistici, un bene ambientale da valorizzare e recuperare. New Litobox, Bitonto: 19-43.

COLAMONICO C. (1919a) - Il Gurgo di Andria. Bollettino della Reale Società Geografica Italiana, 3-4: 225-229.

COMPARELLI A., MANGHISI V. (1999) - La grotta di San Michele o di Sant'Angelo in Gurgo ad Andria (BA). Pugliagrotte 1999: 61-66.

LOSITO R. (1993) - Contributo alla conoscenza geologica della struttura carsica di Gurgo. In: Il Gurgo di Andria, aspetti speleologici, geologici, botanici e faunistici, un bene ambientale da valorizzare e recuperare. New Litobox Publ., Bitonto: 9-17.

Longitudine **16,27555** • Latitudine **41,20834**



Vista panoramica del lago di Castiglione



Ad oriente il lago è delimitato da una strada

Il Comune di Conversano si trova a circa 30 km a Sud-Est di Bari; il suo territorio ha un'estensione di circa 127 km² e ricade nelle Murge Sudorientali. Quest'area è caratterizzata dai così detti "laghi di Conversano", undici doline al cui fondo si sono accumulati depositi residuali a grana fine (terre rosse); questi piccoli bacini endoreici vengono per alcuni mesi all'anno allagati dalle acque meteoriche. Uno dei "laghi" è quello di Castiglione. La peculiarità del sito è data dalla presenza di uno stagno stagionale che si allaga nel periodo più piovoso dell'anno e da una poco distante altura sulla quale affiorano i resti di un insediamento medioevale. Tutta l'area circostante è caratterizzata dalla diffusa presenza di doline ed impluvi a morfologia dolce e spartiacque incerti. Il "lago" di Castiglione, citato in un documento del 1128 come Lago Rendineto, è un piccolo stagno stagionale ai piedi dell'omonima collina su cui sono presenti vestigia archeologiche che testimoniano la frequentazione dei luoghi a partire dalla preistoria. Il lago è posto nella zona centrale di una più ampia depressione, allungata in direzione circa E-O, nella cui prosecuzione occidentale è ubicato il lago di Agnano. La superficie allagabile, che in origine occupava un'area ampia poco meno del doppio dell'attuale, è oggi delimitata sul suo margine orientale da una strada provinciale. L'estensione della depressione interessata dal periodico accumulo d'acqua è di poco superiore a 3000 m², il fondo si trova ad una quota di circa

211 m con dislivello massimo, rispetto alla strada provinciale, di circa 3 m; l'asse maggiore del bacino (così come è oggi delimitato da strade e muretti a secco) misura circa 90 m lungo la direzione Est-Ovest. In epoca storica sul fondo della dolina sono state ricavate 6 cisterne. Il bacino di Castiglione è uno tra quelli che meglio hanno conservato le loro caratteristiche originarie, essendo tra i meno compromessi dalla crescente urbanizzazione. Sulla sommità dell'altura posta a meridione rispetto al lago sono visibili le tracce di un'antica frequentazione da parte dell'uomo. Le numerose campagne di scavo hanno evidenziato che la collina è stata abitata a più riprese a partire dall'età del bronzo finale (fine XII secolo a.C.) fino al IV - III secolo prima di Cristo. Non sembra accertata la frequentazione in età romana, ma è attestata la presenza di un insediamento nel tardo medioevo, tra il 905 ed il 1494. Il sito di Castiglione è parte di un'area protetta dichiarata "Area di Rilevanza Erpetologica" e "Sito di Importanza Comunitaria" (Rete Natura 2000) dal 1996. Dal 2006, è stato incluso nella Riserva Naturale Regionale Orientata dei Laghi di Conversano e Gravina di Monsignore, istituita nel 2006 ai sensi della Legge Regionale 19/1997.



Bibliografia essenziale

FRISENDA F., OROFINO F. (1985) - Prime note per la conoscenza dei "Laghi di Conversano" e della loro erpetofauna, Umanesimo della Pietra, Riflessioni: 109-115

L'ABBATE V. (1989) - Un parco archeologico-ambientale per la valorizzazione di Castiglione. Umanesimo della Pietra, Martina Franca, luglio 1989: 73-78.

LOPEZ N., SPIZZICO V., PARISE M. (2009) - Geomorphological, pedological, and hydrological characteristics of karst lakes at Conversano (Apulia, southern Italy) as a basis for environmental protection. Environmental Geology, Special Issue: Current perspectives on the environmental impacts and hazards in karst, 58: 327-337.

PALMISANO, FANIZZI (1992) - I Laghi di Conversano: il fenomeno degli stagni stagionali dei territori carsici pugliesi. Itinerari speleologici, 6: 35-53.

SIMONE S. (1887) - Norba e ad Veneris ossia Conversano e Castiglione. Trani - Tipo-Litografia Frat. Maizzani. Testo Monografico.

Longitudine **17,12573** • Latitudine **40,92223**

La Grotta di Lamalunga è divenuta famosa nell'ottobre del 1993 quando furono scoperti i resti fossili di un uomo in eccellente stato di conservazione. L'alta valenza scientifica del fossile è data dal fatto che dello scheletro si sono conservate numerose ossa, per lo più intere. Inoltre, si tratta di uno dei pochi uomini di quell'età di cui esista una mappatura genetica. Il sito è parte di un'area più vasta (che comprende l'affioramento ad impronte di dinosauro in località Pontrelli), inserita nella lista di proposte dei siti patrimonio dell'umanità dell'Unesco. La grotta si apre sui fianchi di un'incisione impostata su rocce calcaree cretacee. L'imbocco è costituito da un pozzo profondo circa 8 m; attraverso uno stretto passaggio si accede ad un vano relativamente ampio da cui si dipartono alcuni rami laterali. Uno di questi, lungo circa 60 m, conduce ai resti umani. Dall'ingresso, procedendo verso i rami distali, la sezione delle camere si restringe, sia per la presenza di abbondante concrezionamento sia per effetto di crolli. A seconda dei luoghi, gli speleotemi che ammantano la grotta si sono accresciuti sia in ambiente subaereo che in condizioni subacquee. Alcune tra le concrezioni sono costituite da rancieite, un minerale considerato raro in grotta. L'Uomo di Altamura si trova in fondo ad un angusto e tortuoso cunicolo. Gli elementi scheletrici, disarticolati, sono inglobati in varia misura dalla calcite. Il cranio si trova sul pavimento, capovolto, e in gran parte ricoperto da concrezioni. Davanti al cranio sono riconoscibili numerose ossa la cui disposizione spaziale suggerisce che lo smembramento del corpo sia avvenuto nello stesso luogo del ritrovamento e che gli elementi scheletrici di maggiori dimensioni non abbiano subito spostamenti. Studi genetici condotti su un frammento di scapola hanno dimostrato che l'Uomo era un neandertaliano di sesso maschile vissuto intorno a 50.000 anni fa. Il patrimonio genetico presenta affinità con reperti di neandertaliani dell'Europa meridionale. In diverse aree della grotta si sono conservati, inglobati nelle concrezioni, numerosi resti faunistici. Fra le specie riconosciute vi sono daino, cervo, uro, cavallo, iena e volpe. Lo studio ha evidenziato che una prima fase di concrezionamento è avvenuta tra 170.000 e 110.000 anni fa. Dopo un periodo di stasi la precipitazione di carbonato di calcio è ripresa negli ultimi 45.000 anni. La quasi totalità dei resti faunistici si è depositata nel periodo tra 45.000 e 17.000 anni dal presente, con un massimo tra 45.000 e 30.000 anni fa. Nella sala dell'uomo la formazione di croste calcaree è avvenuta tra 170.000 e 17.000 anni fa. L'unico resto faunistico analizzato nella sala dell'uomo si è depositato prima di 36.000 anni fa.



Panorama della valle di Lamalunga, con l'ingresso della grotta protetto dalla cupola metallica



Bibliografia essenziale

BORSATO A., MIORANDI R., ZANDONATI M. (2010) - Progetto di datazione radiometrica del reperto Neandertaliano della Grotta di Lamalunga e speleotemi associati. DIRE in Puglia n. 2/2010: 61-64.

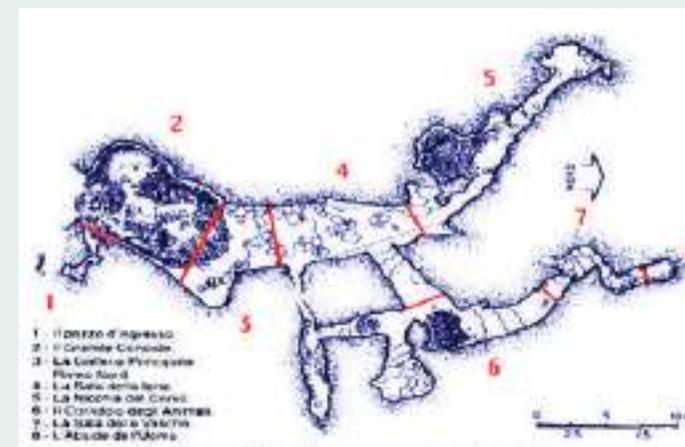
BRANCA M., VOLTAGGIO M. (2010) - Studi cronologici eseguiti sulle concrezioni carbonatiche della Grotta di Lamalunga. DIRE in Puglia n. 2/2010: 55-60.

CARAMELLI D., LARI M., RIZZI E., BALSAMO C., GIGLI E., CORTI G., MILANI L., VAI S., PILLI E., DI VINCENZO F., PIPERNO M., MANZI G., DE BELLIS G., LALUEZA FOX C., BARBUJANI G. (2010) - Analisi paleogenetica del Neanderthal di Altamura. DIRE in Puglia n. 2/2010: 45-54.

GIACOBINI G., TAGLIACCOZZO A., MANZI G. (2010) - Lo scheletro umano e i reperti faunistici della Grotta di Lamalunga: considerazioni tafonomiche. DIRE in Puglia n. 2/2010: 7-10.

VACCA E. (2006) - I resti umani di contrada Lamalunga (Altamura) nel contesto dei ritrovamenti paleoantropologici pugliesi. Ricerche Speleologiche - Anno 2006, 1: 28-54.

Longitudine **16,58749** • Latitudine **40,87205**



Disegno della pianta della grotta dell'Uomo di Altamura (a cura della Soprintendenza Archeologica d'Abruzzo)



Numerose impronte di Dinosaurio organizzate in piste

A Sud-Est dell'abitato di Trani, tra Capo Colonna e Torre Olivieri, la costa si presenta articolata in promontori e spiagge poco profonde. Questo tratto di litorale, esteso per pochi chilometri, può essere considerato uno degli esempi di geodiversità nella nostra regione. I depositi più antichi affioranti lungo la costa sono costituiti dai calcari del Cretaceo inferiore (Aptiano) della formazione del Calcare di Bari. A parte la consueta fauna a rudiste, sulle superfici di strato parzialmente esposte lungo il bagnasciuga è possibile osservare diverse decine di impronte di dinosauro. Le impronte si presentano organizzate in piste ma, in certi punti, si sovrappongono in maniera confusa. Nella gran parte dei casi i caratteri distintivi dell'anatomia della zampa dell'animale sono poco visibili; ciò a causa del cattivo stato di conservazione, determinato dall'azione delle onde e della degradazione meteorica. Dai risultati di un'analisi preliminare, queste tracce possono essere riferite a dinosauri vegetariani, bipedi e quadrupedi, e da carnivori. L'interesse di questo tratto di costa non è soltanto suscitato dalla presenza delle impronte di dinosauro. Infatti, nell'area affiorano altresì depositi di

transizione del Pleistocene medio e coperture continentali del Pleistocene superiore - Olocene. La singolarità dei depositi del Pleistocene medio, è rappresentata, tra l'altro, dalla diffusa presenza di stromatoliti colonnari associate ai calcari a Characeae, da depositi di travertino e da strutture sedimentarie sindeposizionali riconducibili a sismiti. Studi recenti hanno evidenziato che la successione stratigrafica quaternaria ha registrato i cambiamenti relativi del livello del mare verificatisi tra 355.000 e 247.000 anni fa. Infine, in alcuni punti della falesia i suoli di più recente formazione contengono avanzi archeologici risalenti a più fasi culturali tra la preistoria e l'età classica.



Bibliografia essenziale

CALDARA M., IANNONE A., LOPEZ R., SIMONE O. (2011) Il litorale di Trani (mar Adriatico, Puglia): un esempio di geodiversità da tutelare. Atti del Convegno "Il Patrimonio Geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare" Sasso di Castalda (PZ) - 29 e 30 aprile 2010. Geologia dell'Ambiente, Supplemento al n. 2/2011: 79-92.

CALDARA M., IANNONE A., LOPEZ R., SIMONE O., DE SANTIS V., TORRES T., ORTIZ J.E. (2013) - New data on the Pleistocene of Trani (Adriatic coast, southern Italy). Italian Journal of Geosciences, 132: 239-253, doi:10.3301/IJG.2012.28.

PETRUZZELLI M., FRANCESCANGELI R. (2008) - Dinosaur tracksites in the Aptian-Albian North-West of the Murge highlands. 3D laser scanner monitoring and reproduction. (Bari limestone Fm., Apulia, Italy). Abstract book, Acts of the Second International Congress of ichnology, Ichnia 2008, Krakow, Poland. pp 104.

SACCHI E., CONTI M.A., D'ORAZI PORCHETTI S., LOGOLUSO A., NICOSIA U., PERUGINI G., PETTI F.M. (2009) - Aptian dinosaur footprints from the Apulian platform (Bisceglie, Southern Italy) in the framework of periadriatic ichnosites. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 271: 104-116.

Longitudine **16,46005** • Latitudine **41,25858**



Pista di impronte di Dinosaurio sulla battigia



Panorama della miniera a cielo aperto di maggiori dimensioni

Le miniere di bauxite della *Murgetta Rossa* si trovano nei pressi di Spinazzola, sulla superficie sommitale della scarpata che separa il massiccio calcareo murgiano dall'avanfossa bradanica. Dal punto di vista stratigrafico, si collocano fra i Calcari di Bari alla base e i Calcari di Altamura al tetto. Il giacimento di bauxite di Spinazzola è stato, per un certo periodo, tra i più importanti del territorio nazionale; la cessazione dell'estrazione in questo sito coincise con il declino della produzione di alluminio "italiano". Dopo che nel 1977 si erano raggiunti picchi di produzione di circa 35.000 tonnellate di materiale grezzo, in pratica, alla fine degli anni '70 del secolo scorso l'alluminio italiano era totalmente prodotto da bauxite importata dall'estero. Le ricerche finalizzate alla scoperta di giacimenti minerari in Puglia cominciarono agli inizi del XX secolo, il giacimento di Spinazzola venne individuato solo nel 1935. Nel 1949 il permesso di ricerca e di sfruttamento fu acquisito dalla Società Alluminio Veneto per Azioni (S.A.V.A.); la Società sfruttò il giacimento dal 1950 sino al 1978. L'estrazione avveniva in maniera piuttosto semplice, svuotando le sacche di terra rossa dall'alto. Il materiale era trasportato con carrelli spinti a mano su una rotaia sino al piano campagna per poi essere caricato su camion e trasferito sino al porto di Trani; da qui veniva imbarcato verso Porto Marghera (VE) per le successive lavorazioni. La bauxite si forma per accumulo del residuo insolubile durante il processo di dissoluzione della roccia calcarea da parte delle acque di pioggia. Infatti, dispersi nel calcare si trovano dei mine-

rali insolubili, come ossidi e idrossidi di ferro ed alluminio; questi si accumulano in depressioni o sacche modellate dallo stesso processo carsico, dando origine ad ammassi di terre residuali. Sulle Murge, questi processi agirono durante il Cretaceo (era mesozoica) in un clima tropicale. L'asportazione del deposito bauxitico ha riesumato quelle antiche sacche scavate dai processi carsici nel substrato calcareo; esse presentano pareti subverticali, sono profonde sino a 30 metri e sono di forma ellittica, subcircolare o simile a una stretta gola. In Puglia, le forme del paleocarsismo cretaceo, in gran parte sepolte, sono visibili in poche aree. Quando riesumate, queste testimonianze costituiscono dei particolari paesaggi che, grazie alle vivaci sfumature cromatiche delle terre residuali, attirano l'attenzione indipendentemente dalla conoscenza del loro significato geologico. Le cave e le miniere abbandonate (nei pressi di Otranto, San Giovanni Rotondo e Spinazzola) rappresentano anche una testimonianza storica di attività economiche e tecnologie ormai obsolete a cui erano legati certi aspetti della vita quotidiana e del lavoro di numerose famiglie della nostra regione.



Bibliografia essenziale

- CREMA C. (1931) - La bauxite in Puglia. Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia, vol. 56, 3: 1-14, Roma.
- JURILLI V. (2010) - La Murgetta Rossa (Spinazzola) e le cave di bauxite. In Il patrimonio geologico della Puglia, Ristampa 2014, Regione Puglia, FESR 2007-2013, ISBN 978-88-906716-4-7; 128-129.
- GALDIERI A. (1913) - Sul bolo di terra d'Otranto. Annali della Regia Scuola Superiore di Agricoltura di Portici.
- LUPERTO SINNI E., REINA A. (1996) - Nuovi dati stratigrafici sulla discontinuità mesocretacea delle Murge (Puglia, Italia meridionale). Memorie della Società Geologica Italiana, 51: 1179-1188.
- PORCELLI M. (2006) - Le cavette di bauxite di Spinazzola nelle immagini d'archivio: una scoperta che vive nel ricordo. Ricerche Speleologiche, Anno 2006, 1: 86-97.

Longitudine **16,18456** • Latitudine **40,98653**



Lo svuotamento delle ampie sacche di terra rossa ha determinato la riesumazione di superfici e forme del rilievo risalenti al Cretaceo



Vista panoramica della miniera di bauxite nei pressi di Otranto

In località Orte, poco al di fuori della periferia sud di Otranto, è possibile visitare un sito estrattivo abbandonato. Fino alla metà degli anni '70 del secolo scorso, in quest'area era in funzione una miniera a cielo aperto da cui venivano estratte terre bauxitifere. Le attività minerarie riesumarono una sacca nel substrato carbonatico sulle cui pareti affiora una successione di strati depositi durante il Cenozoico (Oligocene superiore), rivelatisi di una certa importanza scientifica. In Salento, i depositi bauxitici più consistenti furono scoperti nell'area di Palmariggi, Poggiardo e Otranto. I giacimenti erano costituiti da riempimenti non stratificati in tasche e fratture del substrato roccioso. I potenziali giacimenti bauxitici salentini destarono interesse da parte delle compagnie minerarie; per un certo periodo, l'insieme dei siti estrattivi salentini, tra cui quello otrantino, risultava tra i primi quattro per produzione a livello nazionale. Nel tempo la presenza di bauxite in Salento si rivelò di importanza minore rispetto a quanto sperato. La miniera de Le Orte fu abbandonata nella seconda metà degli anni '70, senza che fossero intraprese azioni finalizzate ad una qualche forma di recupero ambientale. Con il passare del tempo sul fondo della depressione creata con gli scavi si formò un piccolo ecosistema lacustre. L'area della ex miniera di Otranto ricade nell'area oggetto di uno studio paleoecologico/stratigrafico condotto in diverse località del Salento. L'analisi della sequenza affiorante lungo le pareti della depressione è risultata composta da una successione di strati formatasi in un regime climatico di tipo tropicale durante l'Oligocene superiore (era cenozoica). E' stata riconosciuta una sequenza caratterizzata da un fitto ed irregolare alternarsi di depositi di ambienti continentali (sia di acqua dolce che subaereo), salmastri di transizione (laguna e/o bacino costiero) e marini. Molte delle specie che formano le associazioni fossili riconosciute negli strati studiati, alcune affini a molluschi viventi in lagune tropicali a mangrovie, sono comuni in altri siti coevi sparsi in un ampio areale geografico;

ciò ha suggerito che nell'Oligocene superiore l'area salentina appartenesse alla provincia biogeografica Mediterraneo-Iraniana, con collegamenti a quella Est-Atlantica. Infine, dal punto di vista del geologo naturalista, ciò che rende interessante la successione oligocenica è l'individuazione di quattro nuove specie (i-iv) ed una sottospecie (v) di fossili di molluschi, per ora ritrovate solo in Salento, sconosciute alla scienza sino al recente passato: (i) *Tectarius (Echinus) japgigae*; (ii) *Pseudamnicola messapica*; (iii) *Pseudamnicola palmariggi*; (iv) *Stenothyrella salentina*, (v) *Hydrobia dubuissoni hydruntina*.



Bibliografia essenziale

- ESU D., GIROTTI O. (2010) - The late oligocene molluscan fauna from Otranto (Apulia, southern Italy): an example of alternating freshwater, lagoonal and emerged environments. *Palaeontology*, Vol. 53, Part 1, 2010, pp. 137-174.
- DE GIORGI C. (1876) - La terra rossa nel Leccese. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, 12, Roma.
- GALDIERI A. (1913) - Sul bolo di terra d'Otranto. *Annali della Regia Scuola Superiore di Agricoltura di Portici*.
- LAZZARI A. (1962) - Esiste la bauxite in Terra d'Otranto? *La Zagaglia*, 4 (14): 1-13.
- PATTERSON S.H., KURTZ H.F., OLSON J.C., NEELEY C.L. (1986) - World Bauxite Resources. *Geology and Resources of Aluminium*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1076-B: 151 pp.

Longitudine **18,50064** • Latitudine **40,13204**



Alcuni orizzonti depositi in ambienti palustri sono caratterizzati dalla presenza di lignite



Panorama dell'interno della cava Pontrelli

Il rinvenimento di impronte di dinosauro nei pressi di Altamura è avvenuto nel 1999. Il giacimento fossilifero si trova in un'ampia cava dismessa in località Pontrelli, lungo la ex S.S. 171 che collega Altamura a Santeramo in Colle. Le impronte (dalle prime stime circa 30.000) sono distribuite su una superficie di strato che si estende per circa 12.000 m²; una tale quantità di impronte, concentrata in un unico affioramento, fa della località Pontrelli uno dei siti a dinosauri più importanti al mondo. Le impronte sono impresse in rocce calcaree originatesi da fango accumulato durante il Cretaceo superiore, in un ambiente variabile tra il peritidale e il subtidale poco profondo. Gli studi effettuati descrivono la presenza di specie erbivore di taglia medio-piccola. Le impronte sono larghe da qualche cm fino a circa 40 cm; la loro densità è tale da rendere difficile la distinzione delle singole piste che si sovrappongono in maniera confusa. La più lunga delle piste finora riconosciute è costituita da una serie di 176 impronte ed è stata attribuita ad un piccolo dinosauro quadrupede. L'analisi dell'affioramento suggerisce che la gran parte delle tracce sia stata impressa nel fango soffice in un breve intervallo temporale, forse simultaneamente. Lo studio

di una delle piste, lasciate da un esemplare lungo circa cinque metri e del peso di circa due tonnellate, ha permesso di istituire una nuova icnospecie: *Apulosauripus federicianus*. Prima della scoperta di Altamura si riteneva che durante il Cretaceo le Murge costituissero un insieme di bassifondi e isolette, separate dal continente africano dalle acque dell'oceano della Tetide. La lontananza dalla terraferma avrebbe inibito gli scambi faunistici con il continente. La presenza di orme di dinosauro in Puglia e nell'area periadriatica è uno degli indizi che hanno suggerito agli studiosi un nuovo quadro paleogeografico. Ora i ricercatori ipotizzano che la regione pugliese fosse parte di un lembo di terra in diretta connessione con il continente africano a sud. Altri studi, invece, fanno credere che la regione adriatica possa aver funzionato come un intermittente ponte naturale che avrebbe favorito lo scambio faunistico tra il continente europeo (a nord) e africano (a sud). Attualmente il sito ad orme di dinosauro di Altamura gode del vincolo paleontologico ai sensi del Decreto Legislativo n. 490/99. Esso è parte di un'area più vasta (che comprende il sito ipogeo di Lamalunga in cui fu ritrovato il pleistocenico "Uomo di Altamura"), inserita nella lista di proposte dei siti patrimonio dell'umanità dell'Unesco.



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A. (2002) - Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform. *Earth Science Reviews* 59, 211-234.

NICOSIA U., MARINO M., MARIOTTI N., MURARO C., PANIGUTTI S., PETTI F. M., SACCHI E. (1999a) - The Late Cretaceous dinosaur tracksite near Altamura (Bari, Southern Italy). I - Geological framework. *Geologica Romana*, 35 (1999).

NICOSIA U., MARINO M., MARIOTTI N., MURARO C., PANIGUTTI S., PETTI F.M., SACCHI E. (1999b) - The Late Cretaceous dinosaur tracksite near Altamura (Bari, southern Italy). II *Apulosauripus federicianus* new ichnogen. and new ichnosp. *Geologica Romana*, 35 (1999): 237-247.

PERUGINI G., PIGNATTI J., RAGUSA M., NICOSIA U. (2005) - Biostratigraphy of the dinosaur track site of Altamura (Apulia, Southern Italy). *Geitalia 2005*, V Forum Italiano di Scienze della Terra, Spoleto, Italy, Epitome, 1, pp. 276.

PERUGINI G., RAGUSA M. (2004) - The age of the dinosaur tracksite near Altamura: benthic foraminiferal biostratigraphy and paleobiogeography. *Italia 2004*, 32nd International Geological Congress, Abstract, Part 1, p. 599.

Longitudine **16,62465** • Latitudine **40,80606**



Sull'ampia superficie sono state riconosciute decine di migliaia di impronte di dinosauro e numerose piste



Dolina pozzatina

La Dolina Pozzatina, la più grande dolina pugliese, si trova a circa 7 km da San Nicandro Garganico (FG), lungo la strada che collega questa cittadina a San Marco in Lamis. La depressione si apre a circa 470 m sul livello del mare; le sue dimensioni sono: circa 675 m di diametro massimo, circa 1.850 m di perimetro e circa 130 m di dislivello tra il suo fondo, piatto, e il suo orlo. La forma interrompe la regolarità di un tavolato dalle forme dolci disseminato di doline e solcata da un reticolo idrografico relitto, costituendo un punto notevole nel paesaggio. L'origine della spettacolare dolina è stata attribuita, di volta in volta e a seconda degli Autori, a fenomeni di crollo che hanno interessato la volta e le pareti di ampie cavità sotterranee, alle ripetute oscillazioni della superficie freatica, dovute principalmente ai ciclici cambiamenti del livello del mare, o alla prevalente dissoluzione carsica superficiale. In particolare, numerosi ricercatori suppongono che questa forma (così come il Pulo di Altamura ed il Pulo di Molfetta) si sia originata per il crollo della volta di ampie camere sotterranee. Altri ipotizzano che l'attuale aspetto della Pozzatina sia stato condizionato da fattori che hanno favorito l'esumazione e la rielaborazione di vecchie forme carsiche di età cretacea e cenozoica. Altri Autori ancora

ritengono che la dolina garganica possa essere in qualche modo considerata come un cenote fossile risalente ad una fase del Miocene. La presenza di grotte all'interno del suo perimetro suggerisce che la speleogenesi abbia in qualche modo condizionato la formazione della cavità epigea. Un ulteriore elemento per la comprensione dell'origine della forma potrebbe essere fornito dallo studio dei sedimenti che ne riempiono il fondo, decisamente piatto. Infatti, ancora oggi, caratteri come stratigrafia, spessore e natura di quei depositi sono ancora ignoti. Oggi, il fondo piatto della depressione è coltivato a cereali ed è accessibile percorrendo un sentiero che si snoda lungo i versanti ripidi su cui cresce un bosco. La dolina non presenta particolari problemi di conservazione ed è inserita in numerosi itinerari naturalistici proposti da associazioni che operano sul territorio del Parco Nazionale del Gargano.



Bibliografia essenziale

- BISSANTI A. (1966) - La dolina Pozzatina del Gargano. Rivista Geografica Italiana, 73: 312-321.
- CASTIGLIONI B., SAURO U. (2000) - Large collapse dolines in Puglia (southern Italy): the cases of "Dolina Pozzatina" in the Gargano and of "Puli" in the Murge. Acta Carsologica, 29/2: 83-93.
- CHECCHIA-RISPOLI G. (1916) - Per la conoscenza del fenomeno carsico nel Gargano. Bollettino della Società Geologica Italiana, 35: 24-30.
- GRASSI D., ROMANAZZI L., SALVEMINI A., SPILOTRO G. (1982) - Grado di evoluzione e ciclicità del fenomeno carsico in Puglia in rapporto all'evoluzione tettonica. Geologia Applicata e Idrogeologia, 17 (2): 55-73.
- SIMONE O., FIORE A. (2004) - Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina. In: Brancucci G. (Ed.) Geositi e dintorni: 139 - 143.

Longitudine **16,62465** • Latitudine **40,80606**



Le pareti della dolina sono ammantate da una fitta vegetazione



Il fondo della dolina



L'accesso al fondo della dolina è reso agevole da un piccolo sentiero che si inerpicava lungo la falda detritica del versante meridionale (a sinistra nella foto).

grande dolina ha attraversato un periodo di degrado a causa dell'abbandono illegale di rifiuti (essenzialmente pneumatici e carcasse d'auto). Con la rimozione dei rifiuti, avvenuta nel 2005, l'area ha in parte riguadagnato un aspetto naturale; restano come detrattori le trasformazioni del paesaggio realizzate a scopo di dissodamento dei pascoli. Data la sua pronunciata acclività, la parete nord del Pulo viene utilizzata da rocciatori come palestra all'aperto; questa attività viene inibita per alcuni mesi all'anno, in coincidenza con il periodo riproduttivo degli uccelli rapaci nidificanti. Il Pulo di Altamura è inserito tra gli itinerari proposti dal Touring Club Italiano sin dalla prima edizione (datata al 1926) della sezione dedicata all'Italia meridionale della Guida d'Italia. Oggi la dolina e la campagna circostante, ricca di masserie storiche e tradizionali manufatti in pietra a secco, tra cui gli *jazzi* (ampi recinti per il ricovero delle greggi), è meta di escursioni culturali, speleologiche e didattiche.



Origine del nome

All'inizio del secolo scorso, Colamonico evidenzia che il nome Pulo (e altre forme derivate) è stato utilizzato per indicare sia alcune grandi doline che altre aspre forme epigee. Altri autori escludono una genesi comune con la parola Polje e ipotizzano un'origine greca a significare "ingresso", "stretta apertura" oppure "gola stretta".

Bibliografia essenziale

Biancofiore F. (1959) - Nota preliminare sugli scavi al Pulo di Altamura. Altamura - Bollettino Archivio Biblioteca Museo Civico, 6: 116-121

Castiglioni B., Sauro U. (2000) - Large collapse dolines in Puglia (southern Italy): the cases of "Dolina Pozzatina" in the Gargano and of "Pulo" in the Murge. Acta Carsologica, 29/2: 83-93.

Longitudine **16,56786** • Latitudine **40,89010**

Questa grande forma del carsismo epigeo pugliese si incontra poco a Ovest della strada che da Altamura porta verso Quasano, a circa 6 km da Altamura. Il Pulo è situato in un più ampio bacino endoreico esteso alcuni chilometri quadrati, poco a sud dello spartiacque che divide i versanti adriatico e bradanico-ionico delle Murge. È una grande dolina per la quale si ipotizza la genesi per sprofondamento del tetto di vuoti carsici ipogei, ha forma circa quadrangolare, con perimetro di circa 1.800 m, diametro massimo di circa 550 m e profondità di circa 90 m. Il fenomeno è ubicato alla confluenza di due lame che giungono nella depressione da nord-est e da ovest, risultando pertanto l'area di recapito del bacino, a seguito di eventi meteorici intensi che ne allagano il fondo. Sulle sue pareti si aprono alcune cavità carsiche la cui estensione varia da alcuni metri sino a circa 100. Esclusa la "grave del Pulo", un sistema a prevalente sviluppo verticale (circa 60 m di profondità), tutte le altre grotte presentano sviluppo sub-orizzontale. Testimonianze archeologiche rinvenute in alcune cavità dimostrano la frequentazione umana del sito in diverse fasi tra il Paleolitico superiore e l'età del ferro. Il Pulo è ritenuto una dolina da crollo, ma un'ipotesi alternativa lo vede come stadio embrionale di un "blue hole" formatosi in un periodo di alto stazionamento del livello del mare. In questo ipotesi, le oscillazioni della falda freatica, regolate dai cambiamenti relativi del livello del mare avvenuti durante il Plio-Pleistocene, sarebbero state determinanti per la morfogenesi. La presenza di numerose grotte suggerisce che la speleogenesi abbia avuto un suo ruolo nel modellamento della depressione. Il geosito si estende anche sul margine settentrionale ad includere parte della piana carsica e anche una piccola dolina di dissoluzione prossima al margine del Pulo, oltre ai canali che incidono i versanti nei vertici di NE e NO, drenando piccoli bacini imbriferi. Nel recente passato la



Vista aerea



Vista aerea (foto di archivio)

Il Pulo di Molfetta è situato alla periferia sud-occidentale dell'omonimo centro costiero; ad esso si arriva imboccando la strada per Ruvo di Puglia, subito dopo aver superato il ponte sulla SS16 bis. La dolina si apre a circa 40 m di altitudine, ha pianta ovale, con asse maggiore di circa 170 m, perimetro di circa 400 metri e una profondità massima di circa 35 metri. Nei dintorni è degna di nota una sola altra dolina, profonda una ventina di metri, a circa 200 m di distanza verso OSO. L'Abate molfettese G. M. Giovene (vissuto a cavallo tra il XVIII e il XIX secolo), probabilmente, è stato il primo ad intuire la natura carsica del Pulo di Molfetta, attribuendone la forma al crollo della volta di una cavità sotterranea. Le ipotesi sulla sua genesi sono varie; Autori suggeriscono possa collegarsi al crollo di cavità sotterranee, all'azione dissolutrice delle acque o alle oscillazioni della falda freatica regolate dalle variazioni del livello del mare. Secondo alcuni ricercatori questo pulo sarebbe descrivibile come un "cenote" relitto, in cui la forma primordiale avrebbe assunto l'aspetto attuale in seguito a crolli successivi. Sui versanti del pulo, pressoché verticali, si aprono numerose grotte, spesso comunicanti tra loro. Le cavità hanno un assetto sub-orizzontale e sono disposte su più livelli, tanto che il tetto di quelle più basse costituisce il piano di calpestio per quelle più alte. Le cavità sono più concentrate dove la densità delle discontinuità (fratture e giunti di strato) è più alta. Almeno in certi casi, l'uomo ha parzialmente modificato le grotte durante le varie fasi di frequentazione succedutesi sin dal Neolitico. Tra le grotte censite, le più interessanti sono la "grotta n. 1", dove è stata scoperta una sepoltura collettiva probabilmente risalente al XVI secolo; la "grotta del pilastro", considerata l'icona del Pulo e le grotte Ferdinando e Carolina, dedicate al re Ferdinando IV e la sua consorte. I due regnanti incoraggiarono, in questi luoghi, l'installazione di una fabbrica per l'estrazione di salnitro, costruita nel 1784. Dopo varie vicissitudini l'impianto fu definitivamente chiuso nel 1808. Il Pulo di Molfetta venne descritto nel 1899 in uno dei supplementi mensili della raccolta "Le

Cento Città d'Italia" pubblicati dal quotidiano "Il Secolo" a cavallo tra la fine del XIX e i primi anni del XX secolo ed è stato menzionato negli itinerari della Guida d'Italia del Touring Club Italiano a partire dall'edizione (nel 1926) del primo dei volumi dedicati all'Italia meridionale.

Origine del nome

All'inizio del secolo scorso, Colamonico evidenzia che il nome Pulo (e altre forme derivate) è stato utilizzato per indicare sia alcune grandi doline che altre aspre forme epigee. Altri autori escludono una genesi comune con la parola Polje e ipotizzano un'origine greca a significare "ingresso", "stretta apertura" oppure "gola stretta".



Bibliografia essenziale

CASTIGLIONI B., SAURO U. (2000) - Large collapse dolines in Puglia (southern Italy): the cases of "Dolina Pozzatina" in the Gargano and of "Puli" in the Murge. *Acta Carsologica*, 29/2: 83-93.

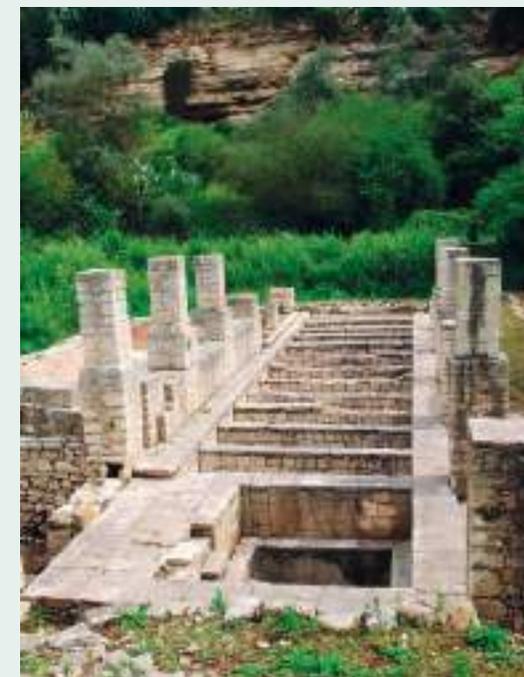
CIOCE M. (1999) - Molfetta (Bari), Pulo. La documentazione di età medievale e post-medievale. *Taras XIX* (1): 26-27.

GRASSI D., ROMANAZZI L., SALVEMINI A., SPILOTRO G. (1982) - Grado di evoluzione e ciclicità del fenomeno carsico in Puglia in rapporto all'evoluzione tettonica. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 17 (2): 55-73.

MAGGIORE M. (2007) - Geologia del Pulo di Molfetta. In *Natura, Archeologia e Storia del Pulo di Molfetta* (Radina F. Ed.), Mario Adda Publ.: pp. 45-56.

MUNTONI I.M. (1999) - Le ricerche archeologiche 1997-1998 all'interno della dolina: la grotta n. 1 e la nitriera borbonica. Atti del I Convegno di studi sul Pulo di Molfetta: storia, archeologia e gestione del bene dopo le ultime campagne di scavo (Molfetta, 4-5 dicembre 1999. *Studi Molfettesi* n. 9-11: 79-92.

Longitudine **16,16066** • Latitudine **41,89438**



Il complesso delle vasche comunicanti, parte dell'impianto di estrazione del salnitro



Blocco di gesso laminato

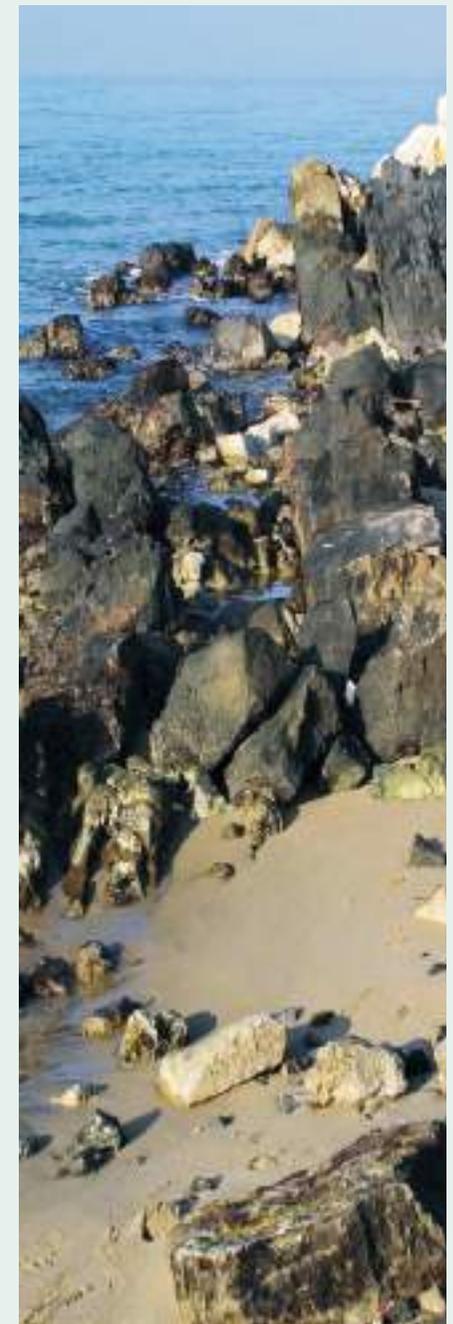


La Punta delle Pietre Nere si trova presso la foce del Canale Acquarotta all'estremità occidentale del cordone litorale che limita il lago di Lesina. Il toponimo trae origine dal colore prevalente delle rocce affioranti. L'affioramento di Punta delle Pietre Nere, è peculiare da un punto di vista stratigrafico, litologico e petrografico nel contesto geologico regionale. Questo può ritenersi un sito di certa valenza scientifica e di eccezionale esemplarità didattica: per la presenza, in affioramento, delle rocce più antiche pugliesi; perchè costituisce l'unica importante località mineralogica della regione; per gli evidenti effetti dell'attività tettonica recente ed attuale, capace di generare tsunami. Le prime importanti osservazioni sui luoghi sono state svolte nel corso dell'800. Numerosi sono gli autori che hanno descritto questo affioramento caratterizzato da un'associazione di rocce evaporitiche (Gessi delle Pietre Nere di età triassica - Raibliano), calcaree (Calcari delle Pietre Nere, di età triassica - Raibliano) e ignee (Rocce Ignee delle Pietre Nere del Terziario superiore). I gessi sembra costituiscano un diapiro cioè un duomo evaporitico, unico in Puglia, che si estende per circa un chilometro quadrato. Nell'area garganica, formazioni simili si trovano sepolte ad alcune migliaia di metri al di sotto della potente successione mesozoico-cenozoica. Altre teorie spiegano la presenza dei gessi quali effetto di un cuneo di espulsione (con vergenza a SO), lungo il margine occidentale dell'anticlinale garganica o derivanti da meccanismi di "spremitura" verso l'alto in seguito ad una fase tettonica del Plio-Pleistocene. I calcari si rinvengono lungo la riva sinistra del canale Acquarotta. Questi, deposti in un ambiente marino poco profondo soggetto periodicamente a condizioni di asfissia, ingloba molluschi fossili in buono stato di conservazione, spesso piritizzati. Le rocce magmatiche scure sono state distinte dagli autori in due corpi, entrambi a composizione basica (povere in silice). Le magmatiti, considerate rappresentative della composizione del mantello al di sotto dell'area adriatica, si sono cristallizzate a circa 5 km di profondità tra 58 e 62.2 milioni di anni fa, mentre la venuta a giorno risalirebbe a circa 5 milioni di anni fa. Questi litotipi sono di interesse scientifico per l'interpretazione geostrutturale dell'area. Le rocce sopra descritte sono ricoperte da depositi calcarenitici quaternari in origine ritenuti di età tirreniana (Pleistocene superiore). Tuttavia, ricerche più recenti hanno dimostrato che il deposito si è formato tra circa 8.800 e 5.900 anni fa. Lo studio di queste rocce ha suggerito che quest'area ha subito, durante l'Olocene, movimenti avvenuti secondo "cicli sismici", della durata di circa 1.000 anni, chiusi da violente scosse di terremoto che hanno causato spostamenti verticali superiori a mezzo metro; questi movimenti del suolo sarebbero provocati da una struttura tettonica attiva, situata nelle vicinanze, in grado di originare dei maremoti. Queste peculiari emergenze geologiche soffrono di una cattiva gestione del territorio incominciata, nei primi anni del secolo scorso, con lo scavo del tratto artificiale del Canale Acquarotta. Il canale stravolse la circolazione sotterranea, favorendo l'innesco di processi di dissesto ipogei. A ciò si aggiunse una marcata pressione urbanistica incominciata negli anni '70 del secolo scorso. Infine, la costruzione di un piccolo porto alla foce del canale comportò la quasi totale distruzione di buona parte degli affioramenti di maggiore interesse scientifico.

Bibliografia essenziale

- AMENDOLAGINE M., DELL'ANNA L., VENTRIGLIA U. (1964) - Le rocce ignee alla Punta delle Pietre Nere presso Lesina (provincia di Foggia). *Periodico di Mineralogia*, 33: 337-395.
- BIGAZZI G., LAURENZI A., PRINCIPE C., BOCCHINI D. (1996) - New geochronological data on igneous rocks and evaporites of the Pietre Nere Point Gargano Peninsula, southern Italy. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 115: 439-448.
- COTECCIA V., CANITANO A. (1954) - Sull'affioramento delle "Pietre Nere" al lago di Lesina. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 73: 1-19.
- DE FINO M., LA VOLPE L., PICCARRETA G. (1983) - Mafic minerals from Punta delle Pietre Nere subvolcanites (Gargano, southern Italy): their petrological significance. *TMPM Tschermarks Min. Petr. Mitt.*, 32: 69-78.
- VIOLA, C., DI STEFANO, G. (1893) - La Punta delle Pietre Nere. *Bollettino della Reale Commissione Geologica*, 1893, 24.

Longitudine **15,34171** • Latitudine **41,91548**



L'affioramento residuo di calcari neri del Triassico



Vista aerea dell'ampio bacino esalante

La Riserva Regionale Orientata "Salina e Dune di Torre Colimena" è un'area protetta costiera che comprende un piccolo bacino isolato dal mare da una soglia in roccia (Calcarenite dei Depositi Marini Terrazzati) attraversata da uno stretto canale antropico. Nel corso dell'anno, causa delle cangianti condizioni meteoriche e meteomarine, il bacino subisce periodiche variazioni della tavola d'acqua, marcate oscillazioni della salinità e prosciugamento. La "salina" costituisce una delle aree ad alta naturalità della costa ionica orientale, presentando una preziosa diversità degli habitat con dune costiere e formazioni di macchia mediterranea. La peculiarità di questo sito è legata, oltre che alla sua valenza naturalistica, al significato storicossociale del suo passato utilizzo per la produzione di sale. Nei secoli scorsi, lungo le coste pugliesi c'erano numerosi specchi d'acqua che venivano sfruttati per la produzione di sale. Lungo l'arco ionico, tra i siti maggiormente produttivi era annoverata la Salina di Monaci. Sino al suo abbandono, avvenuto nel 1812, la raccolta del sale era effettuata due o tre volte l'anno. Nei primi anni '80 del XIX secolo il bacino si sviluppava lungo costa per circa 1 km, era largo circa 500 m ed era separato dal mare aperto da una duna. La

comunicazione con il mare, e la variabilità dello spessore della lama d'acqua, era assicurata da un canale artificiale lungo il quale sono ancora visibili più chiuse. Nella stagione estiva lo stagno si prosciugava fino alla deposizione di sale, perciò le guardie doganali di stanza a Torre Colimena, per inibire attività di contrabbando, aprivano una chiusa per far influire le acque del mare. Negli ultimi decenni del XIX secolo era opinione comune che quelle acque stagnanti contribuissero all'imperversare della malaria, perciò fu concepito un progetto per la bonifica del bacino e delle aree circostanti. Nel progetto la salina appare attraversata e perimetrata da canali che dovevano assicurare il deflusso delle acque a mare. L'odierna assenza di canali all'interno e all'intorno della salina testimonia come, almeno per lo specchio d'acqua ad ovest di Torre Colimena, il progetto non fu realizzato. La costruzione della Strada Provinciale n. 90 ed lo sviluppo disordinato della zona costiera introdussero trasformazioni radicali. L'intensa frequentazione che ne conseguì portò alla progressiva distruzione delle dune litoranee e di ampie fasce di macchia mediterranea; la salina stessa, in estate, veniva utilizzata come campo di calcio. Oggi, a testimoniare le attività salinare rimangono le vestigia dei magazzini originariamente di proprietà dell'Amministrazione Generale delle Gabelle. Di recente l'area ha subito importanti trasformazioni intese a ripristinare un certo grado di naturalità. I lavori sono stati effettuati con risorse stanziare con il POR Puglia 2000/2006 misura 1.6 (salvaguardia e valorizzazione dei beni naturali e ambientali). Tra le azioni più importanti, è stato demolito un lungo tratto di strada che separava la salina dal mare, è stato ripristinato il canale di collegamento tra il mare ed il bacino e sono stati attuati interventi di ricostituzione vegetazionale.



Bibliografia essenziale

LIBERTINI L., BERNARDINI G., BERNARDINI G. (1901) - Relazione sul progetto di bonificazione delle paludi Fedà, Serra piccola, Serra degli Angeli, Salina e piccoli stagni fra Gallipoli e Taranto e paludi Mascia, Belvedere e Burago (Legge 18 giugno 1899, Tab. III, N. 49). Lecce, Tipografia del giornale La Provincia di Lecce, 1901: 81 pp.

MAINARDI M. (2000) - Per una geografia del sale in Terra d'Otranto - la salina di Avetrana. L'Idomeneo, rivista della Sezione di Lecce Società di storia patria per la Puglia: 43-68.

MOSCATELLO S., BELMONTE G., MURA G. (2002) - The co-occurrence of *Artemia parthenogenetica* and *Branchinella spinosa* (Branchiopoda: Anostraca) in a saline pond of south eastern Italy. *Hydrobiologia* 486: 201-206.

MURA G., FERRERI D., BELMONTE G. (1999) - Prima segnalazione di *Branchinella spinosa* Milne-Edwards 1840 (crustacea, branchiopoda, anostraca) per l'Italia peninsulare. *Thalassia Salentina*, 23: 59-64.

TANZARELLA G. (1885) - Classificazione delle opere di bonificazione delle paludi e dei terreni paludosi nella provincia di Terra d'Otranto, Tipografia Gaetano Campanella, Lecce: 112 p.

Longitudine **17,73235** • Latitudine **40,30157**



La salina è separata dal mare da un corpo roccioso sul quale si sono accresciute delle dune di sabbia; alcune aree interne sono ammantate da macchia mediterranea



In passato l'area versava in uno stato di parziale degrado, tanto da venire utilizzata, in alcuni periodi, come campo di calcio



Ingresso alla chiesa-grotta

interpretate dai fedeli come le impronte lasciate dall'Angelo. In pratica, la gente interpretò l'insieme dei fenomeni come l'effetto della discesa sulla terra dell'Arcangelo e le fratture co-sismiche furono imputate ai "passi" di San Michele. I ricercatori hanno trovato una certa corrispondenza tra la descrizione degli effetti del terremoto e le evidenze osservate lungo la Valle Carbonara, una faglia che attraversa tutto il promontorio del Gargano e continua per decine di chilometri nel mare Adriatico. All'evento è correlato anche la genesi di uno degli tsunami che nel tempo ha interessato la costa nord-garganica. Le apparizioni (ed i terremoti) costituirono il substrato su cui si accrebbe la popolarità di San Michele. Infatti, verso la fine del VI secolo i Longobardi vennero a conoscenza del Santo garganico; in San Michele essi trovarono attributi e caratteristiche del dio pagano della guerra Wodan. La fama del santuario continuò anche dopo il Mille, quando in Italia meridionale si affacciarono i Normanni. Sino alla fine del Medioevo, crociati, santi (secondo la tradizione, anche San Francesco d'Assisi) ed imperatori visitarono la grotta. Oggi, pur se decaduto come importanza, la chiesa-grotta di San Michele accoglie oltre un milione di visitatori l'anno.



Bibliografia essenziale

Otranto G. (2008) - Il Cammino dell'Angelo tra strade e santuari di Puglia. In Roma - Gerusalemme Lungo le Vie Francigene del Sud. 200 pp.

Piccardi L. (2005) - Paleoseismic evidence of legendary earthquakes: The apparition of Archangel Michael at Monte Sant'Angelo (Italy). *Tectonophysics* 408: 113-128.

Piccardi L. (2009) - Geositi moderni e antichi santuari. *Notiziario dell'Associazione Italiana di Geologia e Turismo*. numero 2, maggio 2009: 4-7.

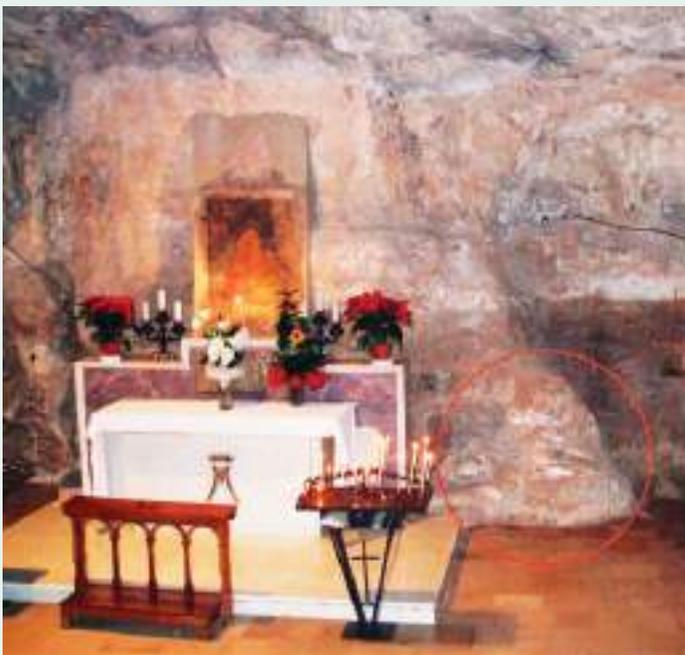
Piccardi L. (2011) - La faglia di Monte Sant'Angelo. *Notiziario dell'Associazione Italiana di Geologia e Turismo*. numero 5, aprile 2011: 15-17.

Longitudine **15,95494** • Latitudine **41,70814**

Il Santuario di San Michele costituisce parte del patrimonio pugliese da preservare e valorizzare per la contemporanea presenza di emergenze di tipo geologico, religioso e storico artistico, inserite in una cornice di particolare bellezza paesaggistica (la Valle Carbonara) e di conclamato valore culturale (la cittadina è stata dichiarata parte del Patrimonio dell'Umanità dall'UNESCO). A partire dagli albori del Cristianesimo gli ambienti ipogei (sia naturali che artificiali) hanno spesso costituito luoghi di culto. Forse la più famosa sede ipogea di culto nella nostra regione è la grotta di San Michele a Monte Sant'Angelo, sul Gargano. In questi luoghi il culto dell'Arcangelo sembra legato alle apparizioni del Santo accompagnate da terremoti. In particolare, il racconto popolare descrive un antico terremoto avvenuto per opera dell'Arcangelo Michele nel 493 AD. L'evento fu associato all'apparizione del principe degli Angeli a San Lorenzo Maiorano, il primo vescovo di Siponto. Nella descrizione, datata al secolo VIII, si parla di tremori del suolo accompagnati da nuvole scure attraversate da fulmini. Probabilmente proprio durante quell'evento si formarono, sulle pareti della chiesa-grotta, delle fratture lungo le quali si aprono due piccole depressioni,



Scala di accesso al santuario



La porzione in posto della breccia ossifera si trova alla destra dell'altare

nale. Dal punto di vista del geologo, c'è dell'altro che rende "interessante" la cavità carsica. Nel corso di lavori di sistemazione dei vani sotterranei, che prevedevano un parziale sbancamento delle pareti rocciose, venne scoperta una breccia i cui elementi di maggiori dimensioni sono costituiti da ossa fossili in una matrice in terra rossa litificata. Il giacimento paleontologico, in parte irrimediabilmente perduto, risalirebbe all'ultimo periodo interglaciale e sarebbe costituito, tra l'altro, da ossa di elefante, rinoceronte, uro e cervo. Nel periodo in cui è avvenuto l'accumulo del deposito ossifero il clima pugliese doveva essere presumibilmente più caldo e più umido rispetto all'attuale e le Murge dovevano apparire ammantate da una rigogliosa vegetazione. Del ritrovamento ne parlò il settimanale "Domenica di Puglia" del 7 Marzo 1957. Oggi, parte della breccia è ancora in posto, visibile sulla destra dell'altare; alcuni blocchi sono stati rimossi dalla loro posizione originaria e sono stati deposti in una nicchia naturale ai piedi della parete di fronte all'altare.



Bibliografia essenziale

DEL VECCHIO F. (2010) Le grotte di Cassano delle Murge. Atti del XII Incontro Regionale di Speleologia Speleion 2007, Altamura, 7-9 dicembre 2007, p. 125-135.

DEL VECCHIO F., RIZZI I., GRECO A., SCHIRALLI S. (1989) Nota preliminare su taluni rinvenimenti osteologici in sacche di terra rossa presenti sulla Murgja. Atti 15° Congr. Naz. Speleol. Castellana grotte 1987, pp 885-916

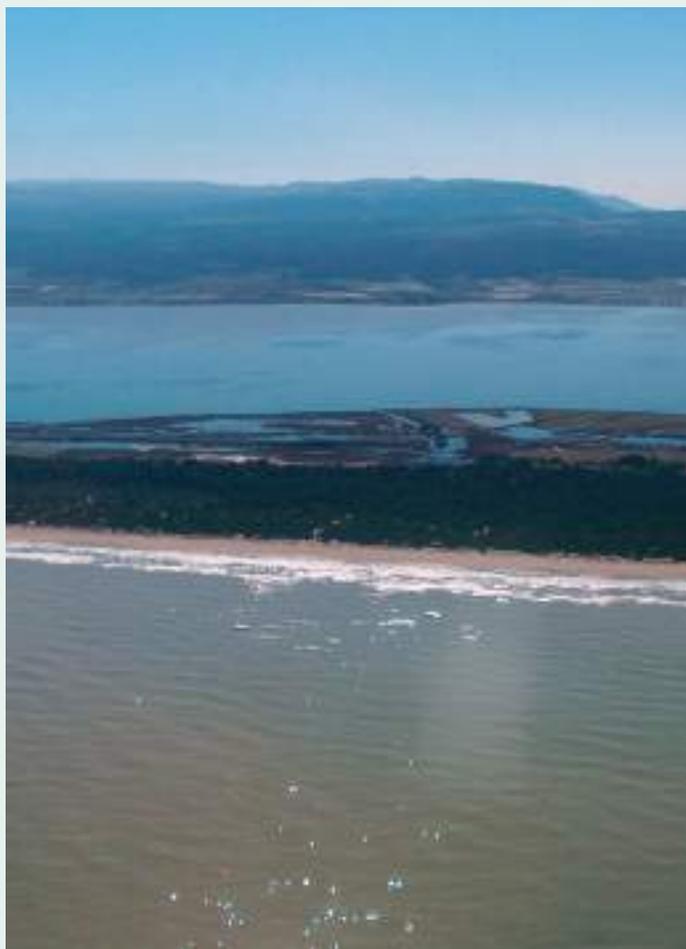
GIORGIO T. (1999) Cassano delle Murge e il Santuario "Santa Maria degli Angeli" stampato presso "Arti Grafiche Dueemme Cassano delle Murge 29 luglio 1999.

Longitudine **16,75194** • Latitudine **40,89024**

La grotta del Santuario di Santa Maria degli Angeli - protettrice della cittadina - si trova in località Riformati, poco al di fuori dell'abitato di Cassano delle Murge. Questo sito offre, per il visitatore, la rara opportunità di godere del locale patrimonio storico-artistico-religioso, inserito in una suggestiva cornice naturalistica (la grotta carsica) in cui sono conservate le testimonianze fossili di organismi vissuti sulle Murge in un periodo in cui essa era alquanto diversa, sia dal punto di vista paesaggistico che climatico. La grotta del Santuario era considerata sacra fin dal 1250. Infatti la leggenda narra che in quell'anno un "pio sacerdote cassanese" sia venuto a conoscenza dalla Vergine di una grotta poco distante dall'abitato. Il sacerdote si recò sul posto e lì trovò un ambiente sotterraneo la cui imboccatura era nascosta da detriti; una volta disostruito l'ingresso e scesi alcuni gradini, scorse un altare sovrastato da un'immagine dipinta sulla roccia che raffigurava la Vergine col Bambino tra le braccia. Le fonti documentali raccontano che, dopo la scoperta della grotta, questa fu liberata dai detriti dalla popolazione. In seguito, accanto alla grotta fu prima edificata una cappella e, circa due secoli dopo, nel 1469, un convento. Originariamente, la grotta aveva tre vani; i due ambienti più bassi furono modificati nell'aspetto e convertiti in riserva d'acqua o riempiti di macerie durante la costruzione del Convento, quello più elevato fu destinato a cimitero. Nel 1855 la cisterna fu però svuotata e riaperta al culto. Oggi, alla grotta si accede dall'interno del soprastante santuario. L'ambiente si presenta marcatamente modificato rispetto alla sua configurazione originale.

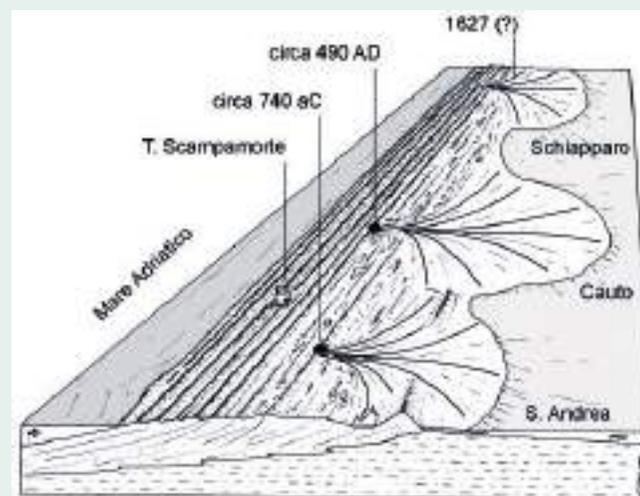


La grotta è situata nell'omonimo convento



Il ventaglio di rotta di Sant'Andrea visto dall'aereo

Il ventaglio di Foce Sant'Andrea si trova lungo la sponda interna del Lago di Lesina, a circa 10 km in linea d'aria da Marina di Lesina e a meno di 1 km dalla località Torre Scampamorte; esso è un corpo sabbioso dalla forma grosso modo semicircolare con un raggio di circa 500 m e un'estensione di circa 440.000 m². Studi di dettaglio sull'area hanno rivelato che questa forma è stata costruita, per effetto di un maremoto avvenuto all'incirca nel 750 AC, secondo la sequenza: a) una faglia poco distante ha generato una scossa sismica; b) il terremoto ha causato la formazione di una breccia nel cordone sabbioso che separa il lago dal mare; c) al suo arrivo, l'onda di maremoto ha attraversato la barriera lungo la breccia; d) all'interno della laguna i sedimenti erosi dal litorale sono stati deposti sotto forma di ventaglio di rotta; e) con il ristabilirsi delle condizioni ordinarie, l'azione del moto ondoso ha ricostruito la barriera, fino al raggiungimento di uno stato di equilibrio simile a quello precedente la sua perturbazione. Al momento, non ci sono fonti storiche che citano un terremoto intorno a quella data, ciò è verosimilmente dovuto al fatto che, all'epoca e sino ad un passato relativamente recente, l'area era poco popolata. Gli studiosi hanno individuato, lungo la barriera sabbiosa che separa il lago di Lesina dal mare Adriatico, almeno tre ventagli di rotta che interrompono la continuità della sponda lagunare. Questi sarebbero stati generati da tre maremoti che hanno colpito l'area in epoche diverse. Considerato il notevole sviluppo edilizio avvenuto negli ultimi decenni, anche in maniera non del tutto legale direttamente sulla spiaggia, la presenza di tali forme costiere suggerisce che il litorale settentrionale pugliese è una delle aree della regione potenzialmente soggette a rischio generato da maremoti.



Rappresentazione schematica del meccanismo che avrebbe favorito la formazione dei ventagli di rotta lungo il cordone che separa il Lago di Lesina dal mare (da Gianfreda et al., 2001).



Bibliografia essenziale

GIANFREDA F., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2001) - Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from the northern Gargano coast, southern Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2001) 1: 213-219.

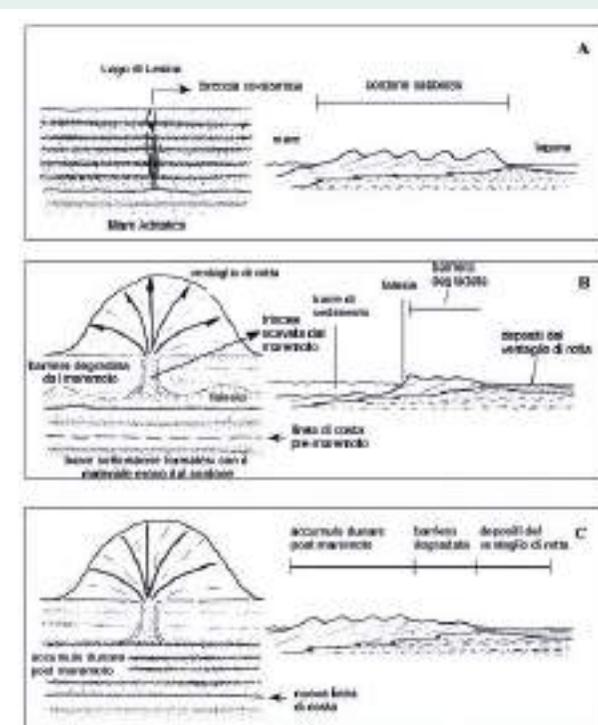
GRAVINA A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2005) - Historical and prehistorical evolution of the Fortore River coastal plain and the Lesina Lake area (southern Italy). *Méditerranée* 104 (1.2): 107-117.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene uplift rates and historical rapid sea-level changes at the Gargano promontory, Italy. *Journal of Quaternary Science* 17: 593-606.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2012) - The role of strong earthquakes and tsunamis in the Late Holocene evolution of the Fortore River coastal plain (Apulia, Italy): a synthesis. *Geomorphology* 138: 89-99.

TINTI S., MARAMAI A., FAVALI P. (1995) - The Gargano promontory: an important Italian seismogenic-tsunamigenic area. *Marine Geology*, 122: 227-241.

Longitudine **15,46329** • Latitudine **41,89677**



La figura, pubblicata da Gianfreda et al. (2001) mostra la posizione del ventaglio di rotta e il momento della sua formazione



La clinostratificazione segue l'andamento della morfologia dei luoghi durante la deposizione

scogliera. I due corpi sono accresciuti, l'uno durante l'Oligocene, l'altro nel Miocene, in un contesto paleogeografico e paleoambientale molto simile. Più in particolare, i depositi di scogliera dell'Oligocene affiorano in maniera pressoché continua lungo la costa tra Santa Cesarea e Porto di Tricase (Formazione dei Calcarì di Castro); tra quel punto e Leuca sono esposti in maniera discontinua, perché sepolti dai depositi della scogliera del Miocene. I depositi di scogliera di Castro, di età oligocenica, sono stati descritti per la prima volta negli anni '90 del secolo scorso. Nel complesso, il corpo della scogliera mostra una geometria di tipo sigmoidale dovuta alla progradazione delle facies di avanscogliera verso il mare aperto. Gli organismi che contribuirono maggiormente alla costruzione del corpo di scogliera furono i coralli scleractinidi, per lo più specie coloniali. La biodiversità delle associazioni era alta, dominata da poritidi e faviidi tra cui circa 30 specie appartenenti ai generi *Goniopora*, *Actinacis*, *Favites*, *Hydnophora* e *Tarbellastraea*. Ai coralli era associato ad un moderato numero di alghe incrostanti (tra cui i taxa *Sporolithon*, *Lithothamnion*, *Mesophyllum* e *Peyssonneliaceae*). Lo spessore del deposito è variabile tra pochi metri nella sua parte più interna (verso terra) e circa 100 m nelle aree prossime al mare aperto. Nei settori più esterni della scogliera si era formato un corpo clinostratificato costituito da detrito, ricco in resti di organismi oggi conservati allo stato fossile, proveniente dal disfacimento del fronte della scogliera. Tali depositi sono in parte visibili nell'area di grotta Zinzulusa.

Nei pressi della grotta Zinzulusa, a Castro, in una cornice paesaggistica di elevato valore scenico è possibile osservare i caratteri del margine esterno (verso mare) di una scogliera corallina risalente all'Oligocene. In questi luoghi la roccia è caratterizzata da un'evidente clinostratificazione con strati che si immergono verso mare con angoli di circa 30°. Gli strati di calcare sono caratterizzati dalla diffusa presenza di colonie fossili di coralli, alcune in posizione di vita, molte altre strappate dal moto ondoso in corrispondenza del fronte della scogliera. Sull'affioramento è anche possibile osservare, sparsi nel deposito cementato, fossili ben conservati di molluschi, echini, alghe incrostanti e briozoi. Tra l'Oligocene e il Miocene (era cenozoica) le scogliere a coralli erano molto diffuse nel Mediterraneo. Lungo la scarpata che oggi costituisce la costa tra Santa Cesarea e Leuca è possibile osservare due unità sedimentarie cenozoiche sovrapposte accumulate, in periodi diversi, in ambiente di



Colonia di coralli



Colonia di coralli



Bibliografia essenziale

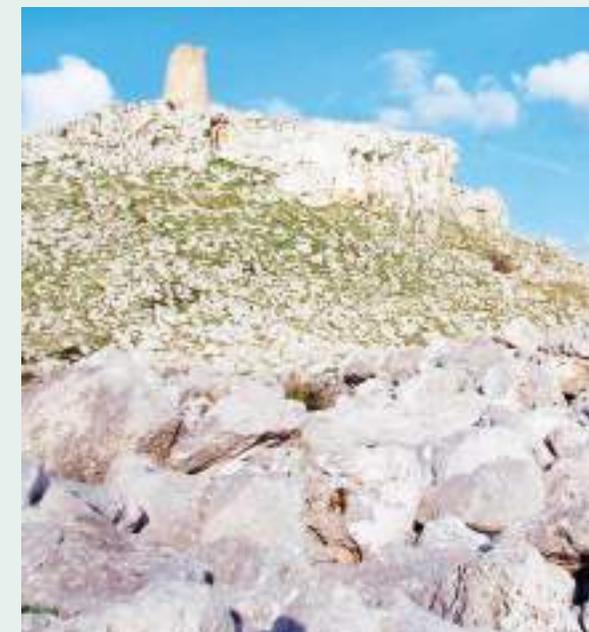
- BOSELLINI F.R. (2006) - Biotic changes and their control on Oligocene-Miocene reefs: A case study from the Apulia Platform margin (southern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241: 393-409.
- BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.
- BOSELLINI F., PERRIN C. (1993) - Zonation of a Late Oligocene coral reef complex: a quantitative approach (Castro Limestone, Salento Peninsula, Southern Italy). First European Regional Meeting ISRS, Vienna, abstract book: 7.
- BOSELLINI F.R., PERRIN C. (1994) - The coral fauna of Vitigliano: qualitative and quantitative analysis in a back reef environment (Castro Limestone, Late Oligocene, Salento Peninsula, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33: 171-181.
- BOSELLINI F.R., RUSSO A. (1992) - Stratigraphy and facies of an Oligocene fringing reef (Castro Limestone, Salento Peninsula, southern Italy). *Facies* 26: 146-166.

Longitudine **18,43377** • Latitudine **40,01314**



Vista panoramica di parte dell'area colpita dallo tsunami

Evidenze di un poderoso tsunami che ha colpito le coste salentine sono ben documentate lungo un ampio tratto di costa esteso da Otranto a Capo Santa Maria di Leuca. In particolare, presso Torre Sant'Emiliano, pochi chilometri a sud di Otranto, è possibile osservare un accumulo di grossi blocchi di roccia che, strappati dalle onde di maremoto in prossimità della linea di riva, sono stati depositati fino ad oltre 80 m nell'entroterra, in un'area che non è raggiunta dalle più forti mareggiate. I blocchi hanno dimensioni considerevoli, essendo i più grandi del peso di circa 70 tonnellate, e sono disposti secondo due cordoni che formano una fascia larga circa 30 m per una lunghezza di circa 2,5 km. La quota massima del deposito (identificabile nella cresta più vicina alla riva) è di circa 11 m. Gruppi di blocchi sovrapposti indicano che l'onda proveniva da SE-SSE. La datazione al radiocarbonio di conchiglie marine ritrovate nel detrito tra i blocchi suggerisce che l'accumulo sia avvenuto circa tre secoli fa. Il dato radiometrico è stato confermato da frammenti di ceramica rinvenuti nel deposito colluviale al di sotto dei blocchi. Tra i numerosi terremoti che hanno colpito in Salento in epoca storica, ve ne è uno, avvenuto nel 1743, i cui effetti distruttivi sono ben documentati nel record geologico. Nella notte del 20 Febbraio 1743, la Puglia fu investita da tre scosse di terremoto; il sisma fu avvertito in un'area molto vasta, al di là del mare Adriatico e in tutto il sud Italia. Secondo le fonti, in Puglia i morti furono circa 180. Le località salentine che subirono gli effetti distruttivi più gravi furono Francavilla Fontana e Nardò (che, da sola, contò circa 150 vittime). Danni di una certa entità si registrarono in numerose altre località fra Brindisi e Taranto. Il sisma generò anche uno tsunami di cui le fonti storiche ci descrivono solo alcuni effetti osservati nel porto di Brindisi. Infatti, ad esclusione della cittadina di Otranto, il litorale tra Brindisi e Santa Maria di Leuca era all'epoca pressoché disabitato per via della malaria che infestava le ampie zone umide costiere. Generalmente la Puglia meridionale non viene considerata tra le zone più sismiche d'Italia. Tuttavia, evidenze di tipo storico e geologico indicano che, in un recente passato storico, il Salento è stato colpito da terremoti e, lungo le fasce costiere, anche da intensi tsunami. In verità, il Salento subisce in maniera sensibile gli effetti di shock sismici con epicentro lungo la costa albanese e in prossimità delle isole Ionie; meno avvertiti sono i terremoti con epicentro in Appennino meridionale, nel Tavoliere e nel Gargano. Queste e numerose altre evidenze storiche mostrano come la costa pugliese sia, in realtà, periodicamente interessata da onde di maremoto e che non è possibile escludere che eventi simili possano ripetersi in futuro.



Blocchi accumulati dallo tsunami



Bibliografia essenziale

ARMIGLIATO A., TINTI S., TONINI R., PAGNONI G., GALLAZZI S., MANUCCI A., ZANIBONI F., MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P. (2008) - The 20th February 1743 tsunamigenic earthquake in Apulia, Italy: investigation on the source from numerical tsunami modelling and geological evidences. Abstract book of the 2nd International Tsunami Field Symposium - ICGP Project 495. Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses. Ostuni (Italy) and Ionian Islands (Greece) 22-28 September 2008: 9-11.

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Boulder accumulations produced by the 20th of February, 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy). *Marine Geology*, 242: 191-205.

Longitudine **18,49568** • Latitudine **40,08847**



Panoramica dell'area

In avanfossa bradanica, al confine con l'area murghiana, in un assetto geologico-strutturale caratterizzato da una tettonica distensiva, si trovano tre vulcanelli di fango. Questi, ancora poco conosciuti dal punto di vista scientifico, eruttano nei pressi di Ferrandina (MT), Timmari (frazione di Matera) e Gravina in Puglia. Il vulcanello di Gravina è alto circa 4 m e largo circa 60 m; il suo corpo, molto simile nella forma a quello di un vero e proprio vulcano, è costituito da un fango denso. Il cono presenta alcuni crateri minori; di tanto in tanto si aprono nuove bocche, mentre altre cessano la propria attività. I ricercatori riportano che il proprietario del terreno in cui si trova il vulcanello spesso demolisce l'edificio durante l'espletamento delle attività agricole, per cui la forma attuale del vulcanello è da ritenersi "giovanile". La roccia madre dalla quale deriva il fango espulso dal vulcanello di Gravina (e dagli altri due nelle aree limitrofe) è quella della Formazione delle Argille Subappennine; l'acqua espulsa assieme alle argille è salmastra, presenta un pH elevato ed è classificabile come cloro-sodica. Il vulcanello di Gravina si è impostato su sedimenti plio-quadernari disposti secondo monoclini allungate parallelamente al bordo murghiano. Il fluido verrebbe generato lungo strutture profonde grazie alla presenza d'acqua e, eventualmente, di gas. La risalita avverrebbe lungo le maggiori discontinuità, trascinando considerevoli quantità di argilla e, in minor misura, di altre rocce attraversate durante il tragitto, fino a venire a giorno per formare il caratteristico edificio tronco-conico. Un vulcano di fango è una piccola collina, alta da pochi decimetri a parecchi metri, che erutta argilla frammista ad acqua, talvolta idrocarburi. In generale, il fenomeno non è legato ad attività vulcanica, ma viene definito "vulcanesimo sedimentario" a causa delle analogie morfologiche tra gli edifici sedimentari e i vulcani veri e propri. La genesi dei vulcani di fango è in genere attribuita alla risalita di fluidi

e gas sotto pressione attraverso discontinuità strutturali. In passato, i vulcani di fango sono stati ritenuti indicatori della possibilità di trovare idrocarburi nel sottosuolo. Oggi si ritiene che il vulcanesimo sedimentario sia correlato a numerose concause, tra le quali spiccano elevate pressioni generate da carichi litostatici e stress tettonici, presenza di strutture diapiriche, di spesse sequenze argillose e di rilevanti discontinuità (faglie) lungo le quali i fluidi possono risalire verso l'esterno.



Bibliografia essenziale

CANORA F., FIDELIBUS D., SPILOTRO G. (2012) - I vulcanelli di fango sul bordo orientale della Fossa Bradanica (confine Basilicata-Puglia). *Geologia dell'Ambiente*, 2/2012: 2-10.

LAZZARI M., LOSASSO A. (2010) - I vulcanelli di fango in Basilicata. *Geologia e Turismo*, n. 3.

MARROCCOLI M. (2005) - Caratteri idrogeologici del territorio di Gravina in Puglia. Tesi di laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Bari, 150 pp.

Longitudine **18,49568** • Latitudine **40,08847**



Dettaglio del fondo



Stagno retrodunale di Lido Morelli

Il sito di Lido Morelli è ubicato circa 10 km a sud dell'abitato di Torre Canne, subito a Nord di Torre San Leonardo. È costituito da un caratteristico stagno retrodunare, delimitato verso la costa da un cordone dunare esteso da Torre Canne al Villaggio "Il Pilone". La fascia costiera di Lido Morelli è caratterizzata da una costa bassa e sabbiosa, con un cordone dunare e un insieme di aree umide retrodunali, ove sfociano le lame che giungono dalle Murge. La superficie dello stagno è appena sopra il livello del mare. Le dune di Lido Morelli, formatesi durante l'Olocene, hanno permesso il ristagno dell'acqua e l'innalzamento della falda idrica costiera, creando le condizioni perché si formasse alle loro spalle uno stagno costiero e un'estesa piana a Salicornia; esso oggi risulta in parte interrato, coltivato e, infine, danneggiato dalla costruzione della superstrada. Procedendo dalla linea di costa verso l'interno, vi si può osservare la successione vegetale tipica delle coste sabbiose, sino ai ginepri, con

alcuni esemplari secolari di grandissimo valore naturalistico. Il retroduna è caratterizzato dalla presenza di una fitta ed intricata macchia mediterranea, in cui dominano specie quali il lentisco, il mirto e la fillirea. Nell'area circostante i laghetti retrodunali di Fiume Piccolo e di Fiume Morello prevale una vegetazione tipica di ambienti ad elevata salinità, con la presenza di diverse specie erbacee alofile, quali la salicornia e differenti specie di giunco e di stative, tra cui il *Limonium apulum*, specie endemica delle coste pugliesi. L'area umida costituisce inoltre un habitat favorevole a numerose specie di uccelli stanziali e migratori, quali la garzetta, l'airone cinerino, l'airone rosso, il cavaliere d'Italia e la spatola, oltre a varie specie di anatidi. Numerosi sono inoltre i segni, ancora leggibili, dell'antico utilizzo dei laghetti retrodunali come impianti di acquacoltura. Risalgono, infatti, a più di un secolo fa le opere in muratura che delimitano gli specchi d'acqua o la chiusa che regolava il livello delle acque all'interno dei laghetti stessi. La zona retrodunale e le aree umide presenti sono state però fortemente alterate nel corso degli ultimi anni in seguito alla realizzazione di parcheggi e aree attrezzate, per esempio attraverso spianamenti, colmamenti e piantumazioni di essenze completamente estranee al contesto ambientale e paesaggistico (palme, oleandri e tamerici per lo più).



Stagno retrodunale di Lido Morelli



Stagno retrodunale di Lido Morelli



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of southern Apulia (Italy) during the Olocene. In: Slaymaker O. (Ed.). *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*, John Wiley, Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4, 19-31.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). *Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente*, X, 2, 37-40.

Longitudine **17,51906** • Latitudine **40,81197**



Panoramica della parte Nord della sezione

In corrispondenza del litorale di Torre San Gennaro, sulla costa adriatica salentina a SE di Brindisi, le falesie presenti, sino alla spiaggia di Lendinuso, sono caratterizzate dall'affioramento di depositi Pleistocenici. I depositi hanno spessore di circa 20 metri, si sovrappongono a quelli delle Argille subappennine, mentre sono sormontati da una successione di depositi terrazzati marini di età pleistocenica superiore. Particolare attenzione meritano i depositi eolici fossili (spessore di circa 3 m) che sono visibili per circa 1 km lungo la costa che si descrive in quanto caratterizzati da evidenti strutture di deformazione. La parte inferiore della successione pleistocenica deformata è caratterizzata da un letto di sabbie "disturbate" nel loro assetto per uno spessore non superiore al metro. I sedimenti in questo letto mostrano una tessitura omogenea e le strutture sedimentarie primarie non sono visibili. L'interfaccia con le sabbie eoliche sovrastanti è anch'essa deformata. Procedendo verso l'alto stratigrafico i depositi eolici mostrano per circa 2 m vari tipi di deformazioni che alterano l'originaria deposizione a stratificazione incrociata della successione. Sono presenti anche larghi condotti verticali (altezza da qualche decina di centimetri a 2 m e diametro tra 10 e 50 cm) che tagliano gli strati: le ricerche hanno consentito di interpretarli come "strutture da iniezione". Gli strati deformati sono limitati, al tetto, da depositi eolici non deformati.



Dettaglio di una struttura con strati deformati



Bibliografia essenziale

MORETTI M. (2000) – Soft – sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135: 167-179.

Longitudine **18,07869** • Latitudine **40,52991**



Dettaglio di un "camino di dissoluzione": la traccia circolare rappresenta la sua intersezione con la superficie orizzontale



Accumulo di blocchi disposti a trenino. Proprio questa successione testimonia dell'accumulo di due tsunami avvenuti nel 1667 e nel 1743 e di alcune mareggiate

Depositi di mareggiata e di *tsunami* si trovano in località Torre Santa Sabina, circa 5 km a nord della Riserva Naturale di Torre Guaceto e circa 15 km a nord di Brindisi, lungo la costa adriatica. In più località questa costa è caratterizzata dalla presenza di estesi accumuli di blocchi, di peso fino a 8 tonnellate, disposti in piccoli gruppi o in fasce composte da elementi embriciati, a formare dei caratteristici "trenini". In più casi le superfici dei blocchi sono coperte da incrostazioni di organismi marini: questo suggerisce la loro origine dalla zona sublitorale e il loro il trasporto verso terra. Altri blocchi, sicuramente distaccatisi dalla zona supratidale, presentano sulla loro superficie una serie di vaschette di dissoluzione chimica tipiche del carsismo costiero. Sui blocchi presenti nel sito di Torre Santa Sabina sono state effettuate numerosi rilievi di dettaglio; è stato possibile verificare la posizione di un singolo blocco trasportato durante le tempeste che si sono verificate il 4 Gennaio 2002 e il 12 Gennaio 2003. Le datazioni al radiocarbonio eseguite sulle incrostazioni

biogeniche e una serie di elaborazioni idrodinamiche suggeriscono che questi accumuli siano dovuti alla sovrapposizione degli effetti causati da uno o più *tsunami* e da una sequenza di mareggiate. In particolare, gli *tsunami* sarebbero responsabili del distacco e trasporto dei blocchi di più grandi dimensioni e peso; le onde di tempesta potrebbe essere responsabili del trasporto e trascinarsi dei blocchi più piccoli e dello spostamento ulteriore di alcuni blocchi di grandi dimensioni. La successione di questi eventi spiegherebbe la tipica disposizione embriciata, "a trenino" di alcuni blocchi visibili sulla costa. I dati geomorfologici e quelli storico archivistici, in accordo con le datazioni delle incrostazioni biogeniche (che individuano il momento in cui l'organismo è morto perché trasportato fuori dal mare) suggeriscono che due tsunami possono aver colpito recentemente la costa adriatica meridionale della Puglia: il primo si sarebbe originato sulla costa dalmata a causa del terremoto del 6 Aprile 1667 che distrusse la città di Ragusa, l'attuale Dubrovnik. Il secondo avrebbe accompagnato il forte terremoto che ha avuto luogo a sud della Puglia, nel Canale d'Otranto, il 20 Febbraio 1743.



Il sito con accumuli di grossi blocchi di Torre Santa Sabina



Il sito visto da est



Bibliografia essenziale

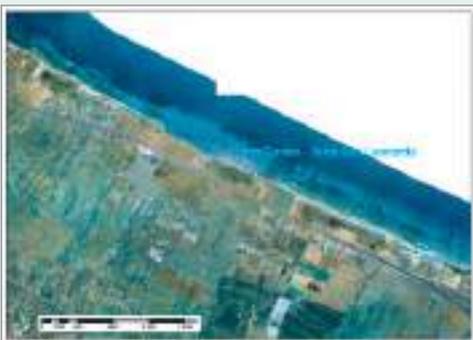
- GIANFREDA F., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2001) - Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from northern Gargano coast, southern Italy. *Natural Hazard and Earth Science System* 1, 1-7.
- MARGOTTINI C. (1981) - Il terremoto del 1743 nella Penisola Salentina. *Memorie Convegno Annuale Progetto Finalizzato Geofisica — Consiglio Nazionale delle Ricerche*, pp. 251-279.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Marine Geology* 170, 93-103.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Large boulder accumulations by extreme waves along the Adriatic coast of southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120, 173-184.
- SOLOVIEV S.V. (1990) - Tsunamigenic Zones in the Mediterranean Sea. *Natural Hazards* 3, 183-202.

Longitudine **17,70168** • Latitudine **40,76003**



Il sistema dunare di Torre Canne visto verso sud est; è evidente il suo stato di avanzato degrado a causa dell'erosione esercitata dal mare come conseguenza di un profondo deficit sedimentario

Olocene medio. Su di esso poggiano sabbie con discontinui livelli di suoli della fase eolica di età greco-romana e di quella medioevale. Il primo cordone dunare, quello più interno, si è depositato nel corso dell'Olocene medio, in seguito ad un primo stazionamento del mare probabilmente riferibile all'incirca alla posizione attuale: analisi C^{14} su *Helix sp.*, provenienti da questo cordone, indicano un'età di circa 6.000 anni fa. Successivamente, un'altra fase eolica ha permesso l'accumulo di un successivo cordone dunare (quello più esterno), che risalirebbe a circa 2.500 anni fa, come suggerito dalle analisi C^{14} effettuate su esemplari di *Helix sp.* Ulteriori dati di carattere archeologico, soprattutto quelli relativi ai vicini siti di età greco-romana di Carbinia ed Egnatia, suggeriscono per quel periodo un livello del mare posizionato circa 1,5 metri più in basso rispetto al livello attuale. I sedimenti che caratterizzano la spiaggia sono rappresentati da sabbie carbonatiche da medie a fini, di origine terrigena, derivanti dalle vicine coste rocciose calcarenitiche; non più del 20% delle sabbie è di origine bioclastica. Frequenti sono le concentrazioni di minerali pesanti provenienti dal Monte Vulture, trasportati a mare dal Fiume Ofanto e distribuiti lungo la costa dal gioco delle correnti litorali e del moto ondoso (*drifting*). La spiaggia è oggi in arretramento a causa del bilancio sedimentario negativo lungo tutta l'insenatura.



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of southern Apulia (Italy) during the Olocene. In: Slaymaker O. (Ed.). *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*, John Wiley, Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

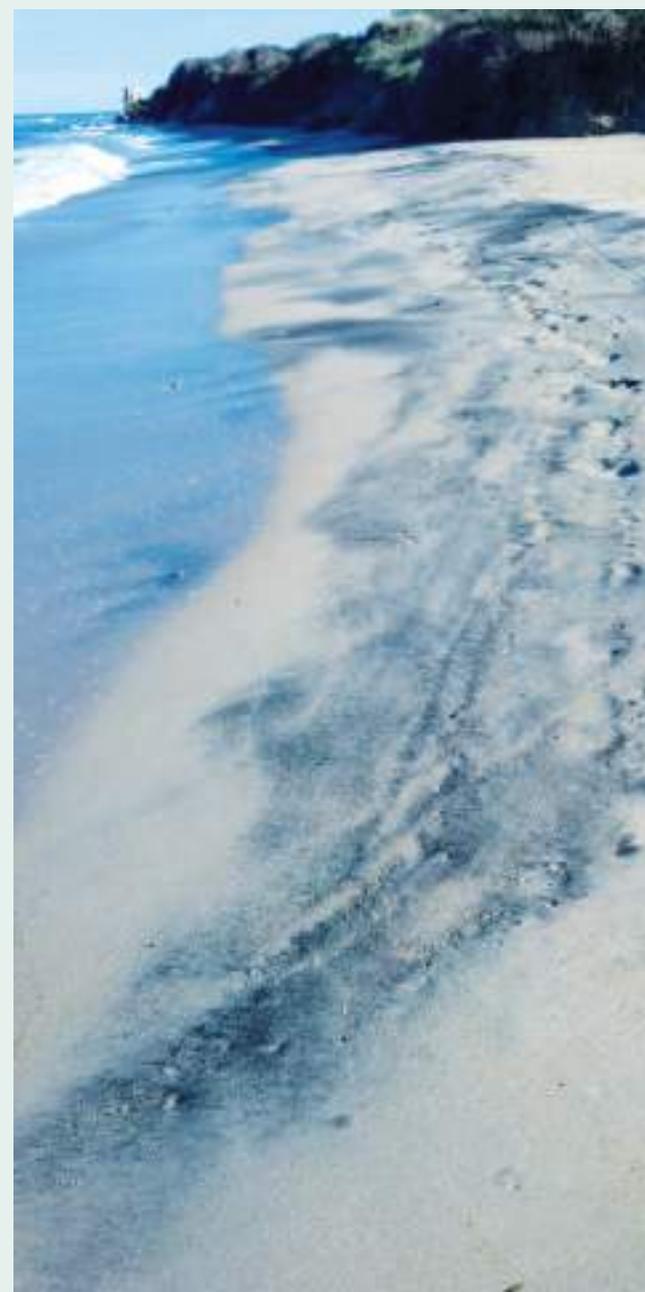
MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4, 19-31.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). *Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente*, X, 2, 37-40.

Longitudine **17,50865** • Latitudine **40,81690**

L'area costiera compresa tra Torre Canne e Torre San Leonardo, sul lato adriatico, si estende per circa 5 km a nord della città di Brindisi. Tale zona mostra gli effetti di differenti fasi dell'evoluzione del paesaggio costiero connesse alle variazioni del livello medio del mare tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. Il paesaggio costiero compreso tra Torre Canne e Torre San Leonardo è caratterizzato dalla presenza di due cordoni dunari a luoghi sovrapposti a simulare un unico cordone polifasico, che si eleva sino a circa 12 m; esso è parzialmente stabilizzato da vegetazione arbustiva ed arborea della macchia mediterranea a *Ginepro coccolone*. I cordoni dunari sono limitati verso l'interno da una zona retrodunare, in parte coltivata, vegetata a *Salicornia sp.* e a luoghi caratterizzata da aree umide. La base del cordone è costituita da un sottile livello di sabbie con rari resti di bivalvi marini; verso l'alto si osserva invece il deposito eolico più antico, parzialmente cementato, a stratificazione incrociata ad alto angolo, con resti di gasteropodi continentali di età



Il sistema di spiaggia e di duna di Torre Canne è stato alimentato in passato da una continua deriva litorale, oggi interrotta, che ha portato in esso abbondanti quantità di minerali vulcanici erosi dal Fiume Ofanto lungo i versanti del Monte Vulture



Particolare del salto della cascata "Lu Caggione"

La Gravina di Riggio si trova a NO del centro abitato di Grottaglie, provincia di Taranto. Rappresenta una delle più spettacolari e conosciute incisioni che caratterizzano la geomorfologia del territorio tarantino. La Gravina è incisa nelle Calcareniti di Gravina, interrompendo la continuità di tre dei terrazzi marini del Pleistocene medio disposti a quote tra i 170 e 110 m sul livello del mare. A Nord della testata della gravina si legge il passaggio alle eteropiche argille subappennine in cui è inciso il reticolo idrografico tributario della gravina proveniente dal vicino Monte Trazzonara. In essa le calcareniti sono disposte a banchi e a strati poco inclinati verso S-SE e ricchi di fossili marini. Sul fondo della gravina è possibile riconoscere il contatto trasgressivo delle calcareniti sui Calcari delle Murge, evidenziato dalla presenza di un conglomerato carbonatico con elementi appenninici. La testata della valle è marcata dalla presenza di una serie di "marmitte di evorsione" che adducono le acque ad una cascata alta circa 10 m, nota come "Lu Caggione". I fianchi "a scatola" e la presenza di importanti frane da crollo ne evidenziano la genesi controllata dal flusso interstiziale dell'acqua fra strati e da fenomeni di alterazione e "sapping" lì concentrati che permettono di definirla come una *sapping valley*, secondo la nomenclatura internazionale. Nei calcari sono evidenti fenomeni di sovrapposizione alle strutture geologiche. Oltre l'aspetto geomorfologico, fondamentale, sono considerati di gran rilievo anche quello storicoarcheologico ed ecologico. Vi si trovano almeno due insediamenti rupestri, per i quali i primi abitanti hanno tenuto conto e sfruttato a proprio favore gli aspetti geo-litologici e morfologici del sito, scavando nella roccia tenera e modellandola secondo le proprie esigenze, aiutati dalla natura nella possibilità di nascondere e difendere l'insediamento. Inoltre sono segnalati rinvenimenti di strumenti fittili risalenti al neolitico. Il canale in corrispondenza della sua testata mostra un particolare sistema di distribuzione delle acque provenienti dalla vicina cascata. Importante è infine la copertura vegetale superstite sui versanti incolti, legata certamente, insieme con i caratteri del substrato, alla ricca presenza di mammalofauna e di avifauna. L'osservazione degli aspetti fondamentali è agevolata dal carattere panoramico del sito, nelle sue zone più elevate, da cui si gode un'ampia veduta dell'interno della gravina, nonché del circostante paesaggio geologico del versante tarantino ai piedi delle Murge.



Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G, SANSÒ P. (1993) - Inquadramento geologico e morfologico della Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto). *Itinerari Speleologici*, II, 7, 23-36.
- PARENZAN P. (2003) - La Gravina di Riggio. A cura di Fornaro A., Valentini V., Schena Ed, Fasano (BR).
- MARANGELLA A., PARISE M. (2007) - Caratteri geomorfologici e naturalistici delle Gravine di Grottaglie. XII Incontro Regionale di Speleologia Spelaion 07, 199-209.

Longitudine **17,40772** • Latitudine **40,56612**



Panoramica della gravina

Panoramica dell'area del *sinkhole*

Ad est della strada che congiunge Lecce alla marina di Torre Chianca, nei pressi di Masseria Forte di Morello, si trova una depressione, un *sinkhole*, con caratteri rappresentativi di questo tipo di manifestazioni carsiche del territorio salentino. Il substrato roccioso è costituito da calcareniti e calciruditi appartenenti alle unità delle Calcareniti di Andrano (miocenica) e delle Calcareniti di Gravina (pleistocenica). Queste unità si presentano con stratificazione suborizzontale e fratturate; i sistemi principali di discontinuità sono subverticali, con direzione approssimativamente a NE e a SW. Le discontinuità sono state in più punti ampliate da processi di dissoluzione ed erosione legati al carsismo. Una superficie grosso modo circolare separa il bordo della depressione dalla superficie tabulare in cui essa si apre, che si eleva a circa 25 m s.l.m. In pianta il bordo del *sinkhole* (ciglio) è molto regolare, in particolare sul lato settentrionale. Tale ciglio delimita la parte superiore della scarpata; questa è caratterizzata, superiormente, da debole inclinazione, che aumenta nel settore sud-occidentale. Dal punto di vista litologico, il pendio è caratterizzato da una breccia carbonatica (spessore complessivo di circa 4 m) con clasti di dimensioni sino a 80 cm – 1 m, con struttura a nido d'ape e matrice argillosa residuale più o meno abbondante. Alla base è evidente il contatto con una successione continentale silicoclastica di sabbie e sabbie argillose massive, localmente stratificate, che corrispondono a un tratto subverticale del pendio. La base della depressione, a circa 9 m s.l.m., è occupata da sottili depositi di sabbie argillose la cui sedimentazione è ancora in atto, in un ambiente di tipo palustre fortemente condizionato dagli apporti colluviali.



Bibliografia essenziale

BOSSIO, A., FORESI, L. M., MARGIOTTA, S., MAZZEI, R., SALVATORINI, G., DONIA, F., (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord-orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 39, 16-29.

FESTA V., FIORE A., PARISE M., SINISCALCHI A. (2012) – Sinkhole evolution in the Apulian karst of southern Italy: a case study, with some consideration of sinkhole hazards. *Journal of cave and karstic studies*, 74: 137-147.

Longitudine **18,17608** • Latitudine **40,42000**

Dettaglio del *sinkhole*



Punta Saguerra con la berma di blocchi accumulata con l'impatto dello tsunami generatosi come conseguenza del terremoto di Rossano in Calabria

Il sito di Baia d'Argento – Punta Saguerra si trova lungo l'area costiera di Leporano, circa 20 km a Sud della città di Taranto: Punta Saguerra è il piccolo promontorio che a est delimita l'insenatura di Baia d'Argento, lungo la costa ionica pugliese. Le rocce affioranti in questa località sono rappresentate dai depositi dei terrazzi marini (MIS5) che, localmente, presentano numerose fatturazioni suddivisibili in due diversi set: il primo, con orientazioni comprese tra 142 N e 190 N e il secondo, con direzioni comprese tra 270 N e 300 N; con la stratificazione dei depositi, qui in facies calcarenitica bioclastica algale, la presenza di fratture determina la individuazione di blocchi ben definiti in situ. La parte sommersa del promontorio è caratterizzata da una pendenza media di circa 6° fino ad una profondità di – 30 metri. La linea di costa è rappresentata da una falesia sub-verticale con ciglio a circa 1.5 m s.l.m. e il cui piede è situato a circa 4 metri di profondità; la superficie della fascia costiera emersa è leggermente ondulata e debolmente inclinata,

con pendenza del 6%, tale da raggiungere una quota topografica massima di 11 m. Su questa superficie, a quote comprese tra 2 e 5 metri s.l.m., è possibile osservare un grande accumulo di blocchi disposti secondo una berma che si estende per circa 200 metri circa parallela al perimetro del promontorio; i blocchi hanno peso variabile sino a circa 30 tonnellate stimato grazie a rilievi laser scanner. Alcuni di essi sono disposti in modo embriciato, parzialmente sovrapposti l'uno all'altro. Le superfici dei blocchi più grandi sono caratterizzate dalla presenza di incrostazioni biogeniche e/o vaschette di dissoluzione che indicano la loro provenienza dalla fascia intertidale o subito adlitorale. Le osservazioni dirette sui diversi blocchi e l'applicazione di equazioni idrodinamiche specifiche suggeriscono quale responsabile di questi accumuli il manifestarsi e l'impatto di eventi ondosi eccezionali. Le datazioni eseguite su esemplari di *Vermetidi*, organismi marini incrostanti rinvenuti sui blocchi e morti al momento del loro trasporto fuori dal mare, e i dati storico archivistici e delle cronache locali suggeriscono che l'accumulo dei blocchi di Punta Saguerra possa essere attribuito allo tsunami generato dal forte terremoto verificatosi il 24 Aprile 1836, il cui epicentro è stato localizzato nei pressi di Rossano Calabria, lungo la costa ionica della Calabria settentrionale. Il sito mostra pregevoli caratteri naturalistici nonostante la prossimità alla litoranea ionica; diverse sono le presenze di avifauna e segnalati sono nidi di uccelli.



Panoramica dell'area di Punta Saguerra con accumulo di blocchi



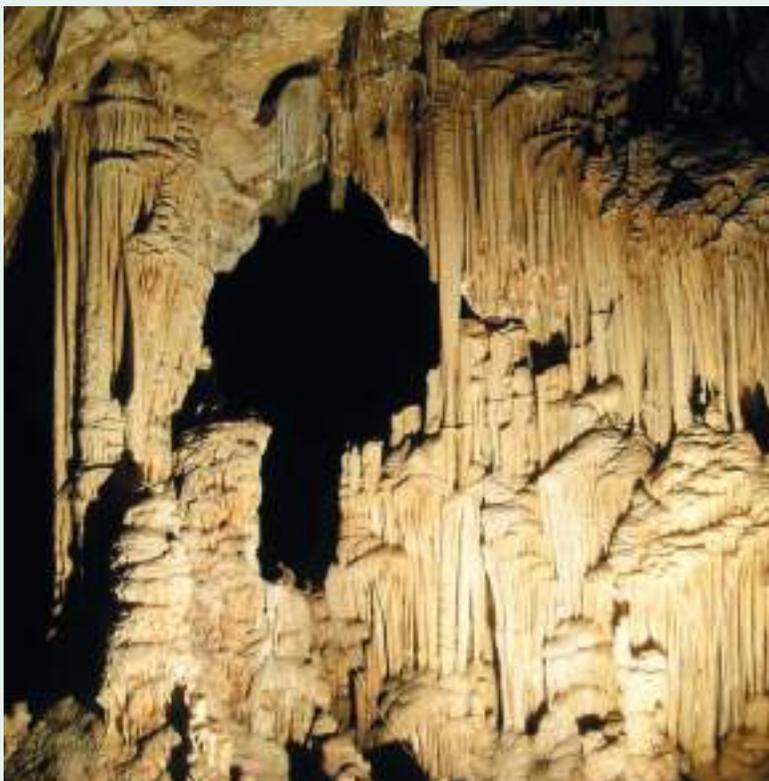
Particolare di alcuni blocchi



Bibliografia essenziale

- BARBANO M.S., PIRROTTA C., GERARDI F. (2010). Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275 (14), 140-154.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C. (2012). The boulder berm of Punta Saguerra (Taranto, Italy): a morphological imprint of 24th April, 1836 Rossano Calabro tsunami? *Earth, Planet and Space*, 64, 1-14.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P. (2006). Boulder Fields: A Valuable Morphological Indicator of Paleotsunamis in the Mediterranean Sea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF Supplementband, 146, 173-194.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000). Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Marine Geology*, 170, 93-103.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004). Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120, 173-184.

Longitudine **17,33194** • Latitudine **40,36184**



Uno dei due grandi complessi di concrezioni, denominato "Organo" e alto circa 20 metri, ha registrato una sequenza di eventi di fratturazione e concrezionamento, con un'interessante varietà morfologica (Foto V. Iurilli per G. Selleri)

La Grotta di Nove Casedde si trova nel territorio comunale di Martina Franca, in Provincia di Taranto. È raggiungibile lungo la SP 72 e la strada rurale "Spezzatarallo", non lontano dalla località Specchia Tarantina. L'ingresso è protetto da una recinzione con cancello. La grotta è localizzata all'interno di un pianoro carsico, nei pressi dell'alta scarpata che ne costituisce il margine geomorfologico affacciandosi sull'area tarantina. Si presenta con un'ampia apertura (una grave) nella volta di una vasta caverna, attraverso la quale un salto di 5 metri porta alla sommità del potente cono detritico che occupa gran parte del volume della caverna stessa. Da questa sala, dal diametro di circa 30 m, la cavità si dirama in due direzioni: a Est, in una sala più piccola, grosso modo allo stesso livello della prima; a Sud, in una sala ampia e ricca di grandi concrezioni, lunga oltre 60 metri e posta a un livello circa 20 metri più profondo. Lo sviluppo planimetrico totale risulta circa 190 metri, e il dislivello circa 40 metri dal piano campagna. La litologia è rappresentata da calcari e calcari dolomitici fratturati, con evidenti strati sub-orizzontali di spessore compreso tra i 25 e 150 cm. Dal punto di vista geologico-geomorfologico si tratta di una grotta impostata su interstrato, ma dall'evoluzione complessa. Vi si trovano una varietà di sculture di dissoluzione, di depositi clastici non cementati e concrezioni calcitiche. La grotta è una componente di un sistema carsico ipogeo ed epigeo, in quanto strutturalmente connessa ad una dolina modellata sulla prosecuzione del ramo distale del sistema di vuoti ipogei. In primo luogo la rilevanza della grotta è dovuta alle dimensioni e alla conformazione degli ambienti interni, rappresentativi di uno stadio avanzato di evoluzione di cavità, ampliatasi sino ad intercettare la superficie dopo aver attraversato una fase di riempimento. Inoltre è di grande rilievo anche la successione di depositi chimici e clastici presenti, ben esposta e in parte studiata, utile alla ricerca sull'evoluzione del carsismo in quest'area, nel quadro delle deformazioni della crosta e delle variazioni climatiche del Quaternario. Nell'ala più grande e profonda si manifestano con forme imponenti tanto i fenomeni di crollo quanto i complessi di concrezioni, due dei quali, noti come "tempio" e "organo" hanno dimensioni superiori ai 10 metri. Le ultime ricerche scientifiche effettuate nella grotta hanno datato gli avvenimenti da crollo a circa 100.000 anni fa, relazionandoli con fenomeni di origine tettonica o sismica che hanno condizionato la morfologia del luogo. Dal 2005 sono state installate due stazioni di controllo micrometrico per il monitoraggio delle deformazioni tettoniche. Oltre alla varietà di fenomeni e forme del carsismo, all'interno della grotta si osservano anche popolose colonie di chiroterri di specie diverse, oltre a manufatti preistorici e iscrizioni medievali.



Stazione di monitoraggio dei movimenti tettonici nella Grotta di Nove Casedde



Bibliografia essenziale

BUX M., SCILLITANI G., SCALERA LIACI L. (2007) - I chiroterri. In: AA.VV. Grotte e carsismo in Puglia. Ed. Federazione Speleologica Pugliese / Regione Puglia-Assessorato all'ecologia, p. 173-176.

IURILLI V., CACCIAPAGLIA G., SELLERI G., PALMENTOLA G., MASTRONUZZI G. (2009). Tectonics and karst morphogenesis in south-eastern Murge (Apulia, Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, n. 32 (2), 145-155.

IURILLI V. (2010) - Grotta di Nove Casedde (Martina Franca). In *Il patrimonio geologico della Puglia*, Suppl. a *Geologia dell'Ambiente/2010* (ISBN 978-88-906716-4-7); 140-141.

OROFINO F. (1970). Grotte e voragini di Martina Franca. *Itinerari Speleologici* (5), L'alabastro, n.6, 33-34.

PARENZAN P. (1956). *Bollettino Società Nat.*, Anonimo, 65.

Longitudine **17,42164** • Latitudine **40,61393**



Uno degli speleotemi studiati nelle ricerche sui rapporti tra morfogenesi e tettonica (Foto V. Iurilli per G. Selleri)



Sorgente Galeso

La sorgente Galeso, con il fiume omonimo che essa alimenta, è ubicata in località Citrezze, nel seno di Ponente del Mar Piccolo di Taranto. Insieme alle sorgenti Riso e Battentieri, presso Convento Vecchio, sono l'equivalente emerso dei "citri" sottomarini. Come dei citri in senso stretto (cfr schede del Citro Galeso CGP0112 e dell'Anello di San Cataldo CGP0072), traggono le acque dalla falda carsica profonda nei Calcari delle Murge, che in questa zona è circa una ventina di metri sotto il livello del piano campagna, tenuta in pressione dalle Argille subappennine. In particolare, nell'area circostante affiorano le seguenti unità: calcari e calcari dolomitici del Cretaceo superiore; biocalcareni del Pliocene superiore; argille siltoso-marnose del Calabriano, Calcareniti del Tirreniano; depositi alluvionali e palustri dell'Olocene. Le ultime due formazioni rappresentano le coperture trasgressive mentre le biocalcareni e le argille appartengono al ciclo sedimentario dell'Avanfossa. L'area circostante, dal punto di vista geomorfologico, è caratterizzata da una serie di terrazzi marini che si sviluppano a partire da una quota di 450 metri fino a 5 metri sul livello del mare. Un profondo imbuto, localmente detto "lauso", è scavato dalle acque che risalgono in superficie. Esse alimentano un corso d'acqua di risorgiva caratterizzato da acque dolciastre e fredde la cui bellezza e naturalezza sono state cantate da poeti classici quali Virgilio e Orazio. Sui versanti tutt'intorno alla sorgente Galeso, sulle Argille subappennine, affiorano le panchine del deposito tirreniano qui caratterizzato da estese reefs della madrepora coloniale zooaxentellata *Cladocora caespitosa* attribuite alle fasi più calde dell'ultimo periodo interglaciale noto come Tirreniano e corrispondente al MIS5.5.



Sorgente Galeso



Bibliografia essenziale

COTECCHIAV., LOLLINO G., PAGLIARULO R., STEFANON A., TADOLINI T., TRIZZINO R. (1989) - Studi e controlli in situ per la captazione della sorgente sottomarina Galeso, Mar Piccolo di Taranto. Convegno Internazionale Geingegneria Suolosottosuolo, Torino.

DE GIORGI C. (1913) - Il Mar Piccolo di Taranto. Note geo-fisiche. Rassegna Pugliese Scienze, Lettere e Arti, 6-7-8.

PAGLIARULO R, BRUNO G. (1990) - Implicazioni tettonico - strutturali nella circolazione idrica profonda nell'area del Mar Piccolo di Taranto (Puglia). Bollettino Società Geologica Italiana, 109, 307-312.

RUSSO M., SERRAVEZZA C. (1991) - Caratteri idrogeologici di Murge e Salento: alcuni esempi di importanti sorgenti costiere. Itinerari Speleologici, II, 5, 97-120.

ZORZI I., REINA C. (1962) - Idrogeologia della provincia di Taranto. Giornale del Genio Civile, 2.

Longitudine **17,24456** • Latitudine **40,50419**

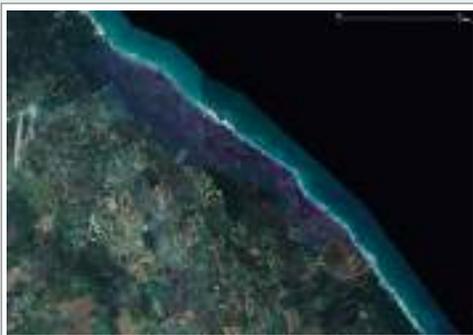


Tratto del Fiume Galeso



Panoramica del pantano piccolo

i sottostanti depositi pliocenici (che caratterizzano il substrato roccioso delle Cesine e si estendono nel sottosuolo per circa 90 m) è erosivo e discordante. Lungo il tratto in esame le coste sono sia di tipo roccioso basso che sabbioso e sono bordate da cordoni dunari paralleli all'attuale linea di costa un tempo continui ed oggi ridotti a segmenti discontinui. Le sabbie che formano le dune e le spiagge, ben classate e mineralogicamente uniformi, contengono frammenti calcarei (principalmente gusci di organismi marini), cristalli silicatici e minerali pesanti (soprattutto pirosseni). Il paesaggio, caratterizzato da numerosi *sinkholes* di crollo, suggerisce un modello evolutivo per l'area delle Cesine: singoli *sinkholes*, dalle forme controllate dalla geometria dei principali lineamenti tettonici nell'ammasso roccioso calcarenitico, si evolvono sia per processi ipercarsici (connessi al miscelamento tra acque dolci e acque salate) e, almeno localmente, processi di carattere biocarsico, sia per crolli, ampliandosi e riducendo i ponti di roccia esistenti tra uno sprofondamento e l'altro. La forma dei *sinkholes* tende dunque a evolversi in forme ellittiche o allungate lungo le direzioni dei principali assi tettonici. Ulteriori ampliamenti portano alla formazione di depressioni composite e di ampie aree allagate, quali gli attuali pantani. In corrispondenza delle depressioni sono presenti anche depositi palustri, lacustri e fluviali rappresentati da sabbie, limi ed argille e terre inorganiche. La circolazione idrica sotterranea è notevolmente condizionata dall'assetto morfologico-strutturale della zona oltre che dai caratteri di permeabilità dei terreni. L'insieme di queste peculiarità consente una duplice circolazione idrica sotterranea, la prima, superficiale, interessa i sedimenti plio-pleistocenici ed in parte anche quelli olocenici; l'altra "di fondo" ha sede nella formazione carbonatica preneogenica che nell'area di interesse è posta a circa 170 m di profondità rispetto al piano campagna. I due sistemi acquiferi appaiono separati per la presenza di interposti depositi oligomiocenici calcarenitici fini che presentano spessore di una settantina di metri.



Le Cesine sono una zona umida del Salento, 5 km a sud di San Cataldo (Lecce), per effetto della convenzione di Ramsar riconosciuta come "Biotopo di Interesse Nazionale". La Riserva di Stato, istituita nel 1980, estende la tutela integrale su circa metà della zona Ramsar. Il termine *Cesine* sarebbe metatesi di Segine o Secine, derivati dal latino *Seges* indicanti, secondo alcuni il terreno coltivabile, selvaggio e paludoso, secondo altri la pratica del disboscamento per fini agricoli. La masseria "Cesine", compresa tra le paludi Cesine ad est e Cocuzza ad ovest, compare nelle carte geografiche del 500 con il nome "Giegine". L'attuale masseria (ora utilizzata come centro visite) era inizialmente una torre d'avvistamento. Nel 1874 viene utilizzato per la prima volta in cartografia il toponimo "Pantano Grande" ancora oggi in uso. Il sito rappresenta l'evoluzione di un'area carsica costiera, con forme peculiari condizionate dal contesto orografico, geomorfologico e stratigrafico. Due stagni costieri perenni, "Li Salapi" (14 ettari) e il "Pantano Grande" (68 ettari), si trovano ad Est della vecchia strada litoranea (ex SS 611). I bacini sono separati dal mare da un cordone di dune sabbiose alte circa 1 metro, e sono collegati tra loro da un canale largo mediamente 8 metri. Lo loro profondità media è poco inferiore al metro (80 cm) e a luoghi si riduce a 30-40 cm per via di interrimenti. Gli stagni sono collegati ad altre aree paludose e piccoli bacini retrodunali detti "Salapieddhi" per mezzo di un breve canale scavato nelle calcareniti lapidee. All'interno degli stagni si trovano i due isolotti "dei conigli" e "delle canne". Dal punto di vista geologico il tratto di costa tra San Cataldo e Torre Specchia Ruggeri è modellato su alternanze di calcareniti friabili, di sabbie e di ghiaie legate da scarsa matrice argillosa. Questi depositi, datati al Pleistocene inferiore sono ricchi in fossili (Molluschi, Alghe, Brachiopodi e Briozoi). Il contatto con



Particolare di una duna (evidente l'erosione al piede)

Bibliografia essenziale

MARGIOTTA B. (1997) - La dinamica degli spazi costieri: Le Cesine (Lecce) Oistros editore, 61pp.

DELLE ROSE M., PARISE M. (2004) - Karst subsidence in south-central Apulia Italy. Int. J. Speleol., 30 B (1/4), 179-197.

Longitudine **18,33379** • Latitudine **40,35818**



Panoramica dell'area archeologica

L'area archeologica di Egnazia è situata nella piana costiera adriatica della Puglia circa 60 km a sud della città di Bari tra gli abitati di Monopoli e Fasano. Il paesaggio è caratterizzato da una serie di superfici suborizzontali disposte a gradinata intagliate nella Calcarenite di Gravina (Pleistocene inferiore) che rappresenta il basamento locale; tali superfici corrispondono a fasi di terrazzamento marino risultato dell'interazione tra il sollevamento regionale e i cambiamenti glacio – eustatici del livello del mare verificatisi a partire dal Pleistocene medio superiore e profondamente spianate dalle fasi di emersione. Una rete di drenaggio relitta caratterizzata da incisioni profonde e strette, localmente chiamate gravine e lame, ne interrompono la continuità (cfr CGP0149, CGP0244, CGP0250). Il più antico insediamento umano nell'area di Egnazia risale all'età del Bronzo (XVI sec. a.C.), come documentato essenzialmente nella zona dell'Acropoli, una collinetta di origine antropica che si protende verso

mare tra due piccole insenature. In relazione alla forma della città, delineata mediante la prospezione archeologica, è possibile suddividere lo spazio urbano in tre fasce, parallele alla linea di costa e identificate sulla base delle loro principali funzioni: la fascia costiera, la prima, riservata alle opere portuali e marittime; la seconda, situata tra quella costiera e la *Via Traiana* (un'antica mulattiera), comprendente l'Acropoli e contenente gli edifici pubblici, religiosi e amministrativi; la terza fascia, situata a sud della *Via Traiana*, sede delle abitazioni civili. Oltre questa terza fascia, a circa 600 m dalla *Via Traiana*, si trova l'area della Necropoli Occidentale, utilizzata dalla metà del IV sec. a.C. fino al IV sec. d.C. La presenza nell'area archeologica di una serie di strutture antropiche messapiche e romane, oggi sotto il livello del mare attuale o prossimo ad esso permette la ricostruzione delle variazioni del livello del mare nel corso degli ultimi 2500 anni. Lungo la fascia costiera, attestati nella Calcarenite di Gravina, ci sono cave, sepolture, pozzi, cisterne, canali fognari oggi sommersi totalmente o in parte. La posizione delle strutture portuali rappresentate da due moli in "opus cementicum" riconoscibili sino a circa 5 m di profondità propone dubbi interpretativi; pur mostrando evidenze di una tecnica costruttiva che ne permetteva la realizzazione con cassoni in mare sino al suo livello medio, con reti di "destinae" e "catenae" impiegando pozzolana, essi appaiono discontinui e disarticolati suggerendo lo spostamento dalla loro posizione originaria probabilmente a causa dell'impatto di onde estreme. D'altra parte la distribuzione delle cave messapiche e delle sepolture, dei pozzi in relazione alla falda, della rete fognaria e delle cisterne romane in "coccio pesto" destinate alla conservazione di alimenti insieme indica una posizione del livello del mare che in epoca romana, fra il I sec. a.C. e il I sec. d.C. doveva essere almeno 1,0-1,3 m più bassa dell'attuale.



Particolare di un pozzo e tombe all'interno dell'area archeologica



Particolare delle sepolture ormai al di sotto del livello del mare che permettono di ricostruirne il trend di sollevamento nel corso degli ultimi due millenni circa.

Bibliografia essenziale

- BALDASSARRE G., DE MARCO A. (1988) - Les matériaux de construction utilisés dans l'antiquité à Egnazia (Pouille, Italie du Sud). Géologie de l'ingénieur appliquée aux travaux anciens, monuments et sites historiques, marins, koukiss (résumé), Balkema, Rotterdam, pp. 1697-1703.
- D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1984) - Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcarenite di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli. In Studi di Geologia e Geofisica, 27, 1 – 16.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19 – 34.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). Sedimentary Geology, 150, pp. 139-152.
- MILELLA M., PIGNATELLI C., DONNALOIA M., MASTRONUZZI G. (2006). Sea-level During 4th-2nd Century B.P. in Egnazia (Italy) from archaeological and hydrogeological data. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 19 (2), 251-258.

Longitudine **17,39151** • Latitudine **40,88874**



L'accesso della grotta di Pilano si apre lungo il fianco sinistro di una profonda incisione torrentizia

Questa nota cavità si trova nel territorio di Martina Franca, precisamente tra questa città e l'abitato di Crispiano, da cui dista circa 5 km in direzione NO. Si trova lungo un versante dell'omonima lama, un'area interamente coperta di vegetazione arborea. Il contesto geomorfologico, in epoca preistorica, è risultato determinante nel favorire un insediamento umano di cui la grotta restituisce testimonianza nella sua stratigrafia. L'ampia caverna di accesso conservava infatti un potente deposito archeologico risalente al Paleolitico Superiore, in gran parte devastato da un vano tentativo di turisticizzazione della grotta interna, compiuto dall'Amministrazione locale negli anni '50 del secolo scorso. La facilità di accesso ha portato anche al depauperamento dell'ornamento calcitico, che qui si presenta con le stalattiti "spaghetiformi" e calcite molto pura. La grotta consente l'osservazione del substrato geologico, che qui intercetta un intervallo dei calcari mesozoici della Formazione del Calcare di Altamura, del Santoniano (80 milioni di anni), molto alterati e fratturati, con una blanda immersione verso quadranti orientali. Lo spessore medio degli strati calcarei varia dai 10 ai 50 cm. La cavità ha andamento suborizzontale, che parte da un'ampia caverna e prosegue per uno stretto cunicolo che immette in un salone ipogeo. Lo sviluppo planimetrico totale è di circa 190 metri. Vi si osservano una serie di sculture di origine erosiva, depositi clastici non cementati e concrezioni carbonatiche. In corrispondenza dello stretto passaggio che conduce all'ambiente più interno, presenta una parete alta circa due metri e spessa uno, costituita da una breccia ossifera molto compatta, nella quale sono stati riconosciuti resti di vertebrati di piccole, medie e grandi dimensioni (tra cui *Stefanorynus*, *Equus*, *Cervus*, *Sus*), probabilmente risalenti all'ultima era glaciale (Wurm, 10000-15000 anni). Il deposito fossile, probabilmente, è ciò che rimane di un massiccio riempimento di sedimenti fossiliferi di un unico ambiente, soggetto nel tempo a fenomeni di parziale crollo ed erosione che hanno portato la grotta alla morfologia attuale. Dal punto di vista archeologico, inoltre, sono stati ritrovati resti di industrie litiche, reperti ceramici e antropologici. La fama di cavità di notevole interesse archeologico è costata molte incursioni abusive alcuni delle quali, recenti e particolarmente devastanti, hanno intaccato anche la breccia ossifera ricca di reperti ossei faunistici, evidenti avanzi di pasti e utensili.



Bibliografia essenziale

LADDOMADA S. (1999) - Prima di Martina, Nuova Editrice Apulia.

OROFINO F. (1970) - Grotta di Pilano. Itinerari Speleologici n.5, anno II, 15.

PARENZAN P. (1965) - La grotta di Pilano. Boll. Inf. CSM8, 7-15.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_395 su www.catasto.fs Puglia.it

Longitudine **17,27695** • Latitudine **40,64597**



Ingresso della Grotta di Pilano (foto Federazione Speleologica Pugliese per Catasto delle grotte e cavità della Puglia)



Vista della Palude la Vela

L'area della Palude La Vela si trova lungo la costa Est del secondo seno del Mar Piccolo di Taranto, proprio a ridosso della foce del Canale D'Aiedda. Palude La Vela è una vera e propria oasi naturale, dichiarata Riserva Naturale Regionale: insieme alla Salina Grande, alla Salina Piccola ed alla Palude Erbara, essa rappresenta una delle aree protette del territorio del Comune di Taranto di maggior valore naturalistico. Sebbene il suo sedime sia considerato solo quello a S della Foce del Canale D'Aiedda, essa deve essere intesa in continuità anche a nord di esso, estesa sino a Casino D'Ayala, in un'area sfregiata dalla realizzazione di un impianto di acquacoltura mai ultimato ed abbandonato. Al suo interno sono ambienti con elementi salini (salsi) dominati dalla presenza della salicornia, una pianta erbacea nota per le proprietà mediche, che danno luogo a salicornieti tra i più estesi e più importanti dell'Italia Meridionale, oltre a elementi di biodiversità da osservare, apprezzare e proteggere. Queste piante che proliferano su terreni salmastri, insieme al canneto, favoriscono il rifugio e la nidificazione di avifauna stanziale e migratoria oltre che di vertebrati terrestri (mammiferi e rettili). Non a caso qui dimorano alcune specie protette come aironi, garzette, cavalieri d'Italia, falchi pescatori, cormorani e le rarissime anatre volpoche; frequente è la presenza di fenicotteri. La Palude La Vela deve la sua origine all'accrescimento del delta del Canale D'Aiedda. Esso, che rappresenta il fiume che incideva il Mar Piccolo e dopo aver attraversato il Canale di Porta Napoli continuava nell'attuale Mar Grande, è stato costretto nella sua posizione attuale dopo la rimonta del mare nel corso dell'Olocene. Quella stessa rimonta del mare che ha generato le *rias* del Mar Grande e del Mar Piccolo, ha costretto i sedimenti portati dal fiume nell'angolo più interno del Mar Piccolo. La costruzione del delta ha isolato un braccio di mare fra la sua foce e il promontorio de Il Fronte, di notorietà internazionale per la presenza della promovenda sezione tipo del Tarentiano (cfr CGPo432), a costituire uno dei più belli esempi di formazione di aree umide costiere in Puglia.



Bibliografia essenziale

- DAI PRA G., HEARTY P.J., (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 637-644.
- MARTINIS B. (1970) - Osservazioni sulla struttura di S. Giorgio Jonico (Taranto). *Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, 8, 48-54.
- MARTINIS B., ROBBA E. (1971) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia: F°202 Taranto. Servizio Geologico D'Italia.
- RICCHETTI G. (1967) - Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). *Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania*, s.6, 18, 123-130.

Longitudine **17,32356** • Latitudine **40,47912**



Dettaglio dell'area della Palude la Vela



Ingresso della Grotta di Santa Maria di Agnano

La grotta di Santa Maria di Agnano dista circa 2 km da Ostuni ed è situata a m 180 s.l.m. sul versante della scarpata delle Murge (CGP0144). Dalla sommità del Monte Risieddi si domina la costa adriatica verso Est e NE. La cavità è anche un sito archeologico di primaria importanza per la ricostruzione della storia dell'umanità. Essa è in connessione con un terrazzo (quota minima a 164.50 metri s.l.m.) modellato nei calcari mesozoici in età quaternaria. La grotta si apre all'interno di una successione di calcari a rudiste del Cretaceo; presenta le caratteristiche di una cavità di interstrato ad andamento circa orizzontale, il cui ingresso si presenta come un grande riparo sotto roccia la cui massima ampiezza raggiunge i 20 metri. La differenza litologica tra pavimento (Calcere di Altamura) e volta (Calcere di Ostuni), si può ritenere un fattore predisponente la speleogenesi, in tal caso riconducibile al "carsismo di contatto". Il pavimento mostra solchi carsici di varia profondità o dimensioni. Nella porzione più orientale della caverna si riconosce un'incisione scavata da acque correnti, provenienti da un soprastante condotto carsico. L'impluvio termina in corrispondenza di un piccolo inghiottitoio, sito al contatto tra il Calcere di Altamura e uno spesso bancone di breccie calcaree quaternarie costituite prevalentemente da elementi crioclastici dello stesso Calcere di Altamura.

Le breccie hanno restituito abbondanti resti di microfau-

na che testimoniano le principali fasi dell'evoluzione paleoclimatica dell'area nel corso del periodo 80.000 – 28.000 B.P.. La parte terminale della caverna, in direzione sud, mostra invece il contatto stratigrafico discordante tra Calcere di Altamura e Calcere di Ostuni. Entrambe le caverne sono concrezionate solo in parte, con stalattiti e stalagmiti di piccole dimensioni, in genere allineate lungo i principali sistemi di discontinuità della roccia. Nei pressi della grotta sono stati rinvenuti materiali vulcanoclastici misti, alterati e poco cementati, a riempire fratture e condotti carsici. Essi sono costituiti da pomice riolitiche e scorie, frammiste a gusci di molluschi (essenzialmente gasteropodi e bivalvi). Al centro dell'atrio del riparo, c'è una cappella seicentesca, poggiante su due muri congiunti posteriormente alla parete rocciosa. Alla sua base si riconoscono alcuni blocchi di grandi dimensioni, probabilmente elementi di riutilizzo, recanti nella faccia interna tracce di affreschi. La cappella divide la grande grotta di Agnano in due aree definite rispettivamente cavità occidentale e cavità orientale. Nelle cavità interne sono state rinvenute sepolture attribuite a civiltà preclassiche. Gli studi condotti dal Prof. Coppola hanno individuato evidenze che mostrano come questa cavità e l'area circostante siano state, nel tempo, oggetto di insediamento di popolazioni dedite a riti e culti dedicati all'immagine femminile. All'interno della grotta sono stati individuate testimonianze di frequentazione che vanno dal Paleolitico fino al Medioevo. Una particolare attenzione va posta al ritrovamento della *donna di Ostuni*: Ostuni 1 è il nome scientifico attribuito allo scheletro di una giovane gestante di 25.000 anni fa, deceduta a circa 20 anni e sepolta con il feto del suo bimbo. Il corpo della madre è in posizione rannicchiata, con la mano sinistra posta sotto il capo, adorna di una cuffia di conchiglie, e la destra delicatamente appoggiata sul ventre, quasi a proteggere la creatura che non ha mai visto la vita.



Bibliografia essenziale

COPPOLA D. (2007) - La grotta di Santa Maria di Agnano a Ostuni. In: AA.VV. (2007) Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia Assessorato all'Ecologia, Federazione Speleologica Pugliese, 113-114 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).

COPPOLA D., DENOVELLE M., DEWAILLY M., FUSCO I., LEPETZ S., VAN ANDRINGA W., VAN COMPERNOLLE T., VERGER S. (2008) - La grotte de Santa Maria di Agnano (Ostuni) et ses abords: à propos des critères d'identification d'un sanctuaire messapien. Convegno internazionale di studi "Definizione dello spazio consacrato in ambiente etrusco, italico, fenicio-punico, iberico e celtico", Roma 10-12 novembre 2004, Saturnia Tellus, X. Dupré Raventós, S. Ribichini, S. Verger (Eds.), pp. 201-232, Consiglio Nazionale delle Ricerche ©2008.

Longitudine **17,54648** • Latitudine **40,74698**



La sepoltura Ostuni 1



Panoramica della parte Nord della successione con archi e faraglioni

La successione stratigrafica pliocenica di Sant'Andrea è ubicata lungo la falesia costiera nella località omonima, circa 10 km a NNE di Otranto. La successione, studiata da Bossio *et al.*, è stata attribuita alla parte superiore del Pliocene medio. Essa è esposta per uno spessore di circa 10 m a partire dal livello del mare, ed è sostanzialmente rappresentata da biomicriti più o meno argillose, in strati e banchi con spessori estremamente variabili, da 20 cm ad oltre 3 m, messi in evidenza da variazioni cromatiche e da differenti strutture sedimentarie. I livelli con tonalità giallastre sono i più frequenti, e risultano intensamente bioturbati e ricchi in macrofossili; evidenti sono anche livelli di colore nocciola o verdastro intensamente laminati. L'intera successione è caratterizzata dalla presenza di una ricca fauna, rappresentata sia da microfossili (foraminiferi planctonici e bentonici oltre a nannofossili calcarei ed ostracodi) che da macrofossili interi o in frammenti (briozoi, echinoidi, spicole di spongiari, bivalvi, soleriti di oloturoidi e pesci). La successione è ben esposta non solo lungo le pareti della falesia, ma anche in corrispondenza di faraglioni ed archi che caratterizzano il paesaggio costiero di San Andrea conferendogli particolare interesse e valore paesaggistico.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., LANDINI W., MAZZEI R., SALVATORINI G., VAROLA A. (1986) – La sequenza pliocenica di San Andrea (Lecce) ed il suo contenuto in Pesci, Ostracodi, Foraminiferi e Nannofossili. *Atti della Soc. Toscana di Scienze Naturali, Mem. Serie A*, 92.

BOSSIO A., LANDINI W., MAZZEI R., RAGAINI L., SALVATORINI G., VAROLA A. (1993) – I fossili pliocenici di San Andrea-XII Convegno Società Paleontologica Italiana, Guida alle escursioni: 69-77.

Longitudine **18,44463** • Latitudine **40,25577**



Particolare della successione riccamente fossilifera



La successione stratigrafica di Torre Mattarelle

La località di Torre Mattarelle si trova circa 5 km a sud della città di Brindisi, quindi a sud del Canale Reale, il fiume che separa l'altopiano delle Murge dalla piana di Taranto-Brindisi. La fascia costiera adriatica pugliese fra Monopoli e Brindisi, in particolare tra le località di Torre Canne e Torre Mattarelle, è caratterizzata dalla presenza in affioramento di depositi marini e continentali del Pleistocene mediosuperiore, che permettono di riconoscere gli effetti di differenti fasi sedimentarie legate all'interazione fra i movimenti tettonici regionali e le variazioni relative del livello del mare. L'area è divisa in due differenti regioni da un sistema di faglie ad andamento circa E-O, all'altezza circa del Canale Reale di Torre Guaceto. L'area a sud di tale allineamento sembra essere stata caratterizzata da una subsidenza nel corso del Pleistocene medio e da una sostanziale stabilità/blanda subsidenza nel corso del Pleistocene superiore. Nello specifico, l'affioramento di località Torre Mattarelle permette di osservare dal basso verso l'alto: argille sabbiose grigio-azzurrastrae (Siciliano); sabbie argillose verdastre (Pleistocene inferiore); sabbie arenacee gialle con brachiopodi e bivalvi (Pleistocene medio); depositi lagunari (Pleistocene superiore); un suolo con presenza di resti di epoca greco-romana. L'insieme dei dati cronostratigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina, Monticelli, Torre Santa Sabina, Punta Penna Grossa, Posticeddu e Torre Rossa consentono la loro correlazione cronostratigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pliocene superiore attraverso il Pleistocene medio sino al Pleistocene superiore (cfr schede collegate). La falesia, pur se in arretramento, assume valore ecologico notevole in quanto possibile area di nidificazione.



Bibliografia essenziale

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale). Memorie Società Geologica Italiana, 41, 449-460.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) - Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes. Puglia 2003, Final Conference - Project Igcp 437 Unesco Iugs, Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Gisz Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. Geogr. Fis. Din. Quat., 34, 207-221.

Longitudine **18,04230** • Latitudine **40,58176**



Panoramica Nord della falesia di Torre Mattarelle

Il sito di Punta Penne è ubicato in corrispondenza della punta, rivolta verso sud, del promontorio che separa i due seni del Mar Piccolo di Taranto. La successione stratigrafica affiora lungo una falesia e mostra al piede depositi argillosi appartenenti alla formazione delle Argille subappennine di età pleistocenica; in contatto trasgressivo si rinvengono i depositi di un terrazzo marino, di età tirreniana. Nei depositi argillosi sono segnalati livelli fossiliferi ricchi di resti di pesci, mentre i depositi sovrastanti, rappresentati da sabbie marnose e da calcareniti bioclastiche contengono uno dei più noti livelli con fauna calda senegalese, fra cui si segnala la presenza di numerosi esemplari di *Persististrombus latus* (Gmelin). A tale deposito marino terrazzato è stata attribuita un'età compresa fra 132 e 116 mila anni in base a datazioni radiometriche con il metodo U/Th. All'importanza scientifica di tale sito si abbina anche una valenza naturalistico-paesaggistica dovuta alla presenza di macchia mediterranea nell'area sovrastante la falesia, oltre alla presenza alla base della stessa di una piccola spiaggia, elementi che forniscono ospitalità a diversi esemplari di avifauna marina.



Foto della successione stratigrafica vista dal Mar Piccolo



Esemplare di *Persististrombus latus*



Foto della successione stratigrafica vista dal Mar Piccolo



Bibliografia essenziale

- BASSANI F. (1905) - La ittiofauna delle argille marnose pleistoceniche di Taranto e di Nardò. Atti Accademia Scienze Fisiche e Matematiche, 12, 3.
- CALDARA M., LAVIANO A. (1980) - Osservazioni paleontologiche e paleoecologiche su un deposito quaternario affiorante a Punta della Penna (Mar Piccolo - Taranto). Annali Università di Ferrara, sez. IX, VI suppl.
- COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G. (1971) - Sul Tirreniano della costa ionica salentina (Puglia) Datazione di un campione di coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Geologia Applicata e Idrogeologia, 6, 105-112.
- DAI PRA G., HEARTY P.J. (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 637-644.
- HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). Journal of Coastal Research, 8, 4, 82-105.

Longitudine **17,27065** • Latitudine **40,48035**



Panoramica del lago Alimini grande

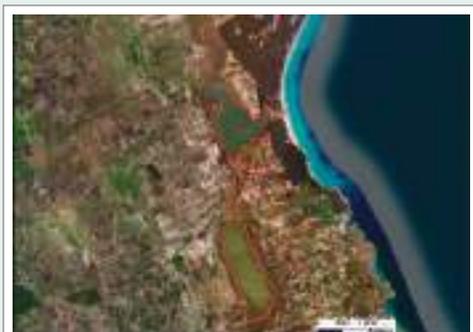
L'area degli Alimini si trova nel Salento, in prossimità della costa adriatica meridionale, 40 km a sud di Lecce, nei pressi di Otranto. Il paesaggio è caratterizzato da superfici leggermente ondulate e basse pianure. Il basamento roccioso è costituito da calcareniti alternate a sabbie e argille sabbiose di età pliocenica. Queste unità sono tagliate da una superficie di erosione modellata da processi carsici. I laghi Alimini riempiono due depressioni tettoniche, che si estendono per circa 7 km lungo la direzione NW- SE parallelamente alla linea di costa. Lungo il lato ovest, dove la falda sotterranea intercetta la superficie topografica, i laghi sono alimentati da una serie di sorgenti. Il bacino più grande, Alimini Grande, è collegato al Mare Adriatico attraverso un canale chiamato Bocca degli Alimini ed è caratterizzato da acqua salmastra. Le sei grotte che hanno accesso lungo il canale testimoniano i processi anche ipogei che modellano i litotipi teneri nelle condizioni stratigrafiche del sito, tra cui erosione ed azione antropica. Grazie agli ingressi di acqua dolce dal canale Zuddeo, la palude Traugnano e pochi altri canali di drenaggio, la salinità diminuisce in tutto il bacino dal mare verso l'interno (da 34.8‰ al 2.2‰). Il lago più piccolo, denominato Alimini Piccolo o Fontanelle, ha una profondità media di 0,7 m, ed un'estensione di solo 0,5 km². Esso è alimentato da alcune sorgenti lungo la costa sud-occidentale e dal canale di Rio Grande. I due bacini sono separati da un promontorio roccioso inciso dal canale denominato *Lu Strittu*. Nel secolo scorso è stata costruita una "diga" in modo da inibire l'afflusso di acqua salmastra dall'Alimini Grande, rendendo l'Alimini Piccolo un bacino di acqua dolce virtuale.



Dettaglio del collegamento del tratto sfociante nel canale Bocca degli Alimini



Panoramica del lago Alimini piccolo



Bibliografia essenziale

GUERRICCHIO A., ZEZZA F. (1982) - Esempio di Mapping da foto aeree e da immagini da satellite in zone carsiche: la penisola salentina. *Geologia Applicata e Idrogeologia* XVII(11): 507-526.

PRIMAVERA M., SIMONE O., FIORENTINO G., CALDARA M. (2011) - The palaeoenvironmental study of the Alimini Piccolo lake enables a reconstruction of Holocene sea-level changes in southeast Italy. *The Holocene*, 21(4):553-563.

Longitudine **18,44627** • Latitudine **40,19384**



Dettaglio della successione stratigrafica



In corrispondenza del porto di Otranto, lungo i bastioni della città vecchia, è ben evidente il contatto tra la Formazione di Leuca (Pliocene inferiore) e la Formazione di Uggiano la Chiesa (Pliocene mediosuperiore). La prima unità possiede caratteri simili ai "Trubi", definiti in Sicilia; si tratta di marne perlopiù massive, di colore bianco-sporco, a cui si intercalano livelli sabbiosi di colore giallo chiaro. Localmente si osserva una stratificazione mal distinta, grazie alla presenza di sottili livelli discontinui cementati e spesso ossidati. Nella parte alta dell'unità è presente una crosta fosfatica indurita spessa da pochi a 20 cm, nella quale si osservano bioerosioni da litofagi. Localmente si rinvencono fossili sparsi (*Amusium*, *Chlamys*, *Neopycnodonte*). La sovrastante Formazione di Uggiano la Chiesa si apre con un livello conglomeratico spesso da pochi centimetri a circa 1 m, formato da clasti polimittici, di dimensioni medie inferiori ai 10 cm (eccezionalmente possono raggiungere i 50-80 cm di diametro), di forma irregolare e a spigoli vivi. Tale livello è ben individuabile anche grazie al colore bruno scuro con tonalità verdastra dei clasti che contrasta con il colore giallastro della matrice biomitica. Tale colorazione dei clasti è da mettere in relazione ad un processo di fosfatizzazione, confermato anche dalla presenza di piccoli noduli apatitici frammisti ai clasti fosfatizzati, oltre che sparsi nel sedimento sovrastante. Fra i clasti, spesso bioerosi da litodomi, si segnala la presenza di pisoliti bauxitiche, oltre che di granuli glauconitici. Nella matrice del livello conglomeratico, variabile da luogo a luogo, sono ricorrenti i fossili con prevalenza di *Ostrea* (anche di grosse dimensioni) e *Chlamys*; si osservano anche *Flabellipecten*, *Spondylus*, *Amusium*, *Conus*, echinidi, balanidi, coralli, denti di pesci. Gradualmente, ma rapidamente, i clasti diminuiscono verso l'alto, fino a lasciare posto all'espressione più tipica della Formazione di Uggiano la Chiesa, rappresentata da calcari detritico-organogeni, talvolta marnosi, a grana medio-fine e di colore giallastro.



La successione stratigrafica parzialmente obliterata da un muro di contenimento

Bibliografia essenziale

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2005) - Stratigrafia del Neogene e Quaternario del Salento sud-orientale (con rilevamento alla scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 38:31-60.

Longitudine **18,49256** • Latitudine **40,14670**



Successione stratigrafica di Masseria Tuglie

La Masseria Tuglie si trova lungo le falesie meridionali del secondo seno del Mar Piccolo. L'area intorno alla Masseria Tuglie rappresenta una delle più interessanti aree di affioramento della successione sedimentaria di un deposito di età tirreniana. Tale deposito, in contatto trasgressivo su sedimenti siltosoargillosi appartenenti alla Formazione delle Argille subappennine, è qui rappresentato da sabbie grossolane di colore variabile dal bianco giallastro sino al rosato, massive o mal stratificate, ricche di resti fossili, e spesso bioturbate, riferibili ad ambienti marini poco profondi. In particolare nell'area, lungo i tagli artificiali della linea ferroviaria *circum* Mar Piccolo, ormai dismessa, all'interno del deposito si riconoscono estese colonie di madrepora di *Cladocora caespitosa*, grossi esemplari di *Pinna nobilis* e *Spondylus gaederopus*, oltre ad abbondanti resti di fauna tropicale quali bivalvi di *Hiotissa hyotis* e *Cardita caliculata senegalensis*. Nella parte alta della successione è riconoscibile un livello di bivalvi del genere *Cerastoderma* sp. Alcuni autori segnalano anche la presenza di *Persististrombus latus* (Gmelin). Oltre all'elevato valore scientifico il sito mostra un elevato valore ecologico grazie alla presenza di un'estesa pineta.

Particolare di madrepora di *Cladocora Caespitosa*

Bibliografia essenziale

- GIGOUT M. (1960) - Sur le Quaternaire marin de Tarente. C.R. Acc. Sc., 250.
 HEARTY P.J., DAI PRA G. (1985) - Aminostratigraphy on Th230/U234 dating of Quaternary shorelines in the Puglia region of Southeast Italy. Proceeding of the Fifth International Coral Reef Congress, Thaiti, 3.
 HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pléistocène and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). Journal of Coastal Research, 8, 4, 82-105.
 PEIRANO A., MORRI C., MASTRONUZZI G., BIANCHI C.N. (1994) - The coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleractinia) as a bioherm builder in the Mediterranean Sea. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, LII, 59-74.
 RICCHETTI G. (1967) - Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania, s.6, 18, 123-130.

Longitudine **17,28449** • Latitudine **40,46747**



Panoramica dell'area dove affiora la successione

Il sito è collocato a un centinaio di metri a nord della Torre Santa Sabina, circa 30 km a nord della città di Brindisi, subito a nord del Canale Reale, il fiume che separa l'altopiano delle Murge dalla piana di Taranto-Brindisi. Nello specifico, l'affioramento di località Torre Santa Sabina permette di osservare dal basso verso l'alto: depositi cementati appartenenti alla Formazione della Calcarenite di Gravina (Pleistocene medio-superiore) con abbondante presenza di bivalvi, echini e brachiopodi; un deposito colluviale all'interno del quale è stato rinvenuto un frammento di selce lavorata riferibile al Musteriano (Paleolitico superiore-Neolitico); depositi calcarenitici cementati e bioturbati (Pleistocene superiore- Tirreniano); eolianiti cementate con laminazioni incrociate e presenza di gasteropodi di origine continentale (Olocene medio, in base a datazioni C^{14} su *Helix sp.* e correlazioni geo-archeologiche effettuate grazie alla presenza di resti di strutture neolitiche); un suolo con resti archeologici; eolianiti non cementate con presenza di gasteropodi di origine continentale e contenenti frammenti di epoca Greco-Romana. Estremamente importante per il sito risulta la presenza di una fitta rete di fratture cementate e a loro volta riaperte. Esse testimoniano almeno due fasi tettoniche con fratturazione dei corpi rocciosi sia della Formazione della Calcarenite di Gravina che delle calcareniti eoliche tirreniane. L'insieme dei dati cronostratigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina, Monticelli, Punta Penna Grossa, Posticeddu, Torre Rossa e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostratigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pleistocene medio-superiore all'Olocene.



Bibliografia essenziale

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Memorie Società Geologica Italiana, 41, 449-460.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) - Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes. Puglia 2003, Final Conference -Project Igcp 437 Unesco Iugs,Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Gisz Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Sri Taranto.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. Geogr. Fis. Din. Quat., 34, 207-221.

Longitudine **17,69924** • Latitudine **40,75909**



Particolare della Duna Olocenica



Una vista del primo seno del Mar Piccolo verso Est

Il Mar Piccolo di Taranto è ubicato nella parte settentrionale del Golfo di Taranto, ed è un bacino chiuso costituito da due insenature di forma ellittica, chiamate Primo e Secondo Seno. Lungo il suo lato meridionale sorge la città di Taranto. Il suo nome è in contrapposizione con il Mar Grande (cfr CGPo105), delimitato a Nord, ad Est e a Sud dalla costa pugliese, e ad Ovest dalle isole Chéradi. Il Canale Navigabile - artificiale - e il Canale di Porta Napoli (cfr CGPo312) - naturale - sono le aree di collegamento tra il Mar Piccolo e il Mar Grande, disposti lungo il perimetro della Città Vecchia di Taranto. Il Primo ed il Secondo Seno sono separati tra loro da due promontori, quello di Punta Penna a Nord e quello di Punta Pizzone a Sud. La superficie totale del Mar Piccolo è di circa 21 km² e contiene una massa d'acqua di circa 150 milioni di metri cubi. Nel Mar Piccolo le massime profondità si raggiungono in corrispondenza dei *citri* (cfr CGPo112) depressioni che corrispondono a risorgive carsiche, che si approfondiscono sino a circa -40 m; di contro la profondità massima del Primo Seno è di circa 20 mentre nel secondo è di 9 m. La salinità media delle acque del Mar Piccolo è di circa 35,07‰, inferiore rispetto a quella registrata nel Mar Grande (di circa 37‰). La differenza di salinità tra i due bacini è dovuta alla presenza di immissari avente una portata sensibile per tutto l'anno, oltre alla presenza dei "citri". I corsi d'acqua che sfociano nei due seni del Mar Piccolo sono rappresentati dal Fiume Galeso (cfr CGPo070), dal fiume Riso e dal Canale d'Aiedda (cfr CGPo182). La temperatura delle acque del Mar Piccolo oscilla tra i 27 e i 28 °C durante il periodo estivo, e tra i 10 e i 13°C durante il periodo invernale, con una differenza tra le acque superficiali e quelle al disotto del termoclino di 2-3 °C. Tali valori termici sono dovuti all'azione termoregolatrice esercitata dai citri, con acque risultano più calde durante l'inverno e più fredde durante i mesi estivi, rispetto alle acque del Mar Piccolo, che è considerata di notevole importanza in quanto, a causa delle basse profondità, il bacino risentirebbe in maniera drastica delle condizioni climatiche esterne. Le maree influenzano la circolazione delle masse d'acqua all'interno del Mar Piccolo, determinando correnti significative durante tutto l'anno. Le correnti sia di entrata

che di uscita vengono chiamate rispettivamente *chioma e serra* ed hanno entrambe una durata di 6 ore. Gli apporti d'acqua di entrambe le correnti sono differenti: infatti, a causa della minore salinità delle acque in uscita, la *serra* risulta quantitativamente maggiore della *chioma*. Per quanto riguarda il moto ondoso, anche in presenza di manifestazioni con carattere di vento forte, il moto ondoso indotto svolge un ruolo idrodinamico ridotto a causa del carattere instabile del vento dovuto ad un *fetch* limitante. Soltanto occasionalmente le onde raggiungono il metro di altezza, minimo indispensabile per creare una corrente significativa lungo la riva. Pertanto i venti influenzano solamente l'idrodinamismo della parte superficiale delle acque del Mar Piccolo; di conseguenza, soltanto la marea risulta essere in grado di determinare correnti significative. La differenza di temperatura tra le acque superficiali e quelle più profonde, inoltre, non è tale da giustificare moti convettivi significativi, sia a causa delle scarse profondità dei due seni sia per il termoclino che diventa più profondo nei mesi di giugno, luglio ed agosto a causa delle temperature esterne. Tale situazione limita la presenza di correnti verticali di compensazione termoclinale nei mesi estivi e può generare situazioni di anossia. L'intero paesaggio fisico all'intorno del Mar Piccolo è caratterizzato da una serie di terrazzi marini disposti a gradinata, debolmente inclinati verso mare. Il più basso in quota di essi è il terrazzo del Tirreniano che rappresenta l'ultima fase di tropicalizzazione del Mediterraneo, ricca di faune tropicali allo stato fossile fra le più interessanti dell'intero territorio pugliese (cfr CGPo087, CGPo093, CGPo432). Tale conformazione è il risultato della combinazione del sollevamento regionale, delle variazioni glacio-eustatiche del livello del mare e delle variazioni di energia del reticolo idrografico ad esse strettamente connesse. Le sezioni stratigrafiche all'intorno del Mar Piccolo sono in corso di studio per permettere di sostituire con il termine Tarentiano, indicativo della zona di Taranto quale più significativa a livello mondiale per il periodo corrispondente all'ultima tropicalizzazione del Mediterraneo e di riscaldamento globale, quello di Tirreniano. Dal punto di vista morfogenetico il Mar Piccolo di Taranto, in continuità con il Mar Grande, è una rìa, una valle fluviale incisa nella successione stratigrafica locale, invasa dal mare con la trasgressione post-glaciale olocenica. Originariamente la valle continuava nel Mar Grande lungo la zona oggi del canale di Porta Lecce. Questo è l'unico punto di comunicazione naturale, originariamente ben più largo. La penisola della città vecchia ne determina una forma irregolare in quanto corpi rocciosi più resistenti non sono stati incisi dalla valle fluviale. La forma subcircolare è dovuta all'arretramento delle falesie a causa di fenomeni erosivi differenziali e alla distribuzione del sedimento ad opera delle correnti, nonché alla presenza di due sistemi di foce fluviale.



Bibliografia essenziale

ANNICHIARICO C., BOTTIGLIA F., CARDELLICCHIO N., DI LEO A., GIANDOMENICO S., LOPEZ L., SPADA L. (2009) - Caratterizzazione chimico-fisica delle acque del Mar Piccolo di Taranto (campagna 2008). Rapporto Tecnico N.116/ISTTA/Chimica/CN/aprile 2009. CNR-IAMC, Taranto.

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 21, 525-547.

MASTRONUZZI G. (2001) - Indagine conoscitiva geologico ambientale del sistema del Mar Piccolo (Taranto): caratteri evoluzione, dinamica, valore e pericolosità di un potenziale geosito. In: *Atelier Taranto*, Comune di Taranto. Progetto Posidonia, Unione europea, Commissione Europea - DG XVI, Art. 10 FESR, Azioni Innovatrici, Programma Terra, Progetto n.55 Posidonia, Comune di Taranto, VII Settore Governo del Territorio.

PANETTA P., DELL'ANGELO B. (1975) - I citri del Mar Piccolo di Taranto. *Conchiglie*, 11 (3/4): 65-86.

PARENZAN P. (1969) - Il Mar Piccolo e il Mar Grande di Taranto. *Thalassia Salentina*, 3, 19-34.

Longitudine **17,28005** • Latitudine **40,48512**



Panoramica dell'affioramento a Rodoliti



L'insenatura di Porto Badisco rappresenta una meta turistica di notevole interesse storico-paesaggistico, oltre che geologico. L'area, secondo quanto descritto nell'Eneide di Virgilio, corrisponderebbe al primo approdo di Enea, nel suo viaggio in Italia dopo la fuga da Troia. Tale insenatura, la cui genesi è connessa alla parziale sommersione di una valle fluviale, si apre sulla costa tra Santa Cesarea Terme e Capo d'Otranto. Porto Badisco rappresenta la località tipo della Formazione delle "Calcareniti di Porto Badisco" istituita da Alvino (1964). In corrispondenza del fianco settentrionale dell'insenatura è osservabile il contatto tra le Calcareniti di Porto Badisco e i sottostanti calcari a coralli e lepidocline appartenenti alla Formazione dei Calcari di Castro, a volta in appoggio sui Calcari di Santa Cesarea. Le Calcareniti di Porto Badisco sono caratterizzate alla base dalla presenza di magnifici esempi di rodoliti (noduli algali di Corallinaceae) che costituiscono un corpo lentiforme, spesso fino a 1.5 m. Tali rodoliti hanno forma da sferoidale ad ellissoidale con morfologia di crescita prevalentemente colonnare e più raramente concentrica; hanno diametro variabile tra 5 e 10 cm, il nucleo è generalmente costituito da un litoclasto calcarenitico, e sono immerse in una matrice bioclastica a macroforaminiferi. Su questo intervallo basale poggiano calcareniti massive e poco cementate formate da bioclasti di macroforaminiferi, frammenti di alghe rosse ed echinidi. Nelle calcareniti si intercalano livelli più marnosi con minore presenza di bioclasti. Fra gli esemplari meglio rappresentati si osservano Lepidocline (foraminiferi) e Scutellidi (echinidi). All'interno dell'unità è stata recentemente individuata una nuova specie di foraminifero, riferita preliminarmente alla famiglia Rotaliidae e denominata *Risananeiza crassaparies*. Si segnala inoltre la presenza di una sorgente in corrispondenza del versante settentrionale dell'insenatura, in prossimità della spiaggia.



Panoramica del lato settentrionale dell'insenatura di Porto Badisco

Bibliografia essenziale

BENEDETTI A., BRIGUGLIO A. (2012) - *Risananeiza crassaparies* n. sp. from the upper Chattian of Porto Badisco (southern Apulia, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 51 (3), 167-176.

BOSELLINI A., BOSELLINI FR., COLALONGO ML., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.

BRANDANO M., MORSILLI M., VANNUCCI G., PARENTE M., BOSELLINI F., MATEU-VICENS G. (2010) - Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenites (upper Chattian, Salento, southern Italy). *Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.)*, 129, 1: 119-131.

PARENTE M. (1994) - A revised stratigraphy of the Upper Cretaceous to oligocene units from the southeastern Salento (Apulia, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33(2): 155-168.

ALVINO L. (1964). I calcari di Torre Minervino e le Calcareniti di Porto Badisco. *La Zagaglia*: 24-26

Longitudine **18,48374** • Latitudine **40,08149**



Superficie segnata da fenomeni di criptocarsismo

Il sito in questione si trova in località Torre Santa Sabina, circa 5 km a nord della Riserva Naturale di Torre Guaceto e circa 15 km a nord di Brindisi, lungo la costa adriatica. Sulla Calcarenite di Gravina sono presenti una serie di strutture formatesi per processi connessi al "criptocarsismo". Sono note in letteratura scientifica come "*solution pipes*" o, in italiano, "camini di dissoluzione". In questa località tali fenomeni sono stati riconosciuti e studiati per la prima volta. Questo particolare aspetto del fenomeno carsico si sviluppa al di sotto di una formazione permeabile e non carsificabile per opera delle acque di percolazione. In questo caso, la roccia permeabile agisce come un serbatoio di acqua che alimenta la lenta infiltrazione delle acque che operano una continua alterazione della roccia stessa. Le forme risultanti consistono in depressioni a pianta subcircolare corrispondenti a condotti cilindrici subverticali riempiti da depositi di limo e sabbia rossastra. Hanno sino a 4-5 metri di profondità e larghezza variabile da pochi centimetri a circa un metro. Le pareti interne sono ricoperte da una crosta carbonatica di colore brunastro, con spessori sino a 10 centimetri, costituita da concrezioni di calcite di spessore variabile tra 2 e 5 mm. Nel sito di Santa Sabina tale processo ha avuto luogo nel tardo Pleistocene medio sui depositi delle Calcareniti di Gravina al di sotto di uno spesso suolo vegetato. La copertura di suolo, probabilmente riferibile all'ultimo periodo interglaciale, risulta ben conservata al di sotto delle calcareniti bioclastiche di colore brunastro del Tirreniano (Pleistocene superiore - MIS 5). Il deposito colluviale è costituito da silt sabbioso-argillosi o sabbie argilloso-limose di colore rossastro, con spessore fino a 1,5 metro. Nella frazione grossolana, le porzioni limose e sabbiose sono costituite quasi esclusivamente da grani di quarzo sub-sferici e ben arrotondati, con presenza di ossidi rossastri sulla superficie. La frazione carbonatica è costituita quasi esclusivamente da frammenti di conchiglie di gasteropodi continentali sparsi. I camini sono riempiti da sabbie-limose o silt limoso-sabbiosi. Questi dati permettono di supporre che il carbonato di calcio non ha gradualmente sostituito le strutture vegetali ma è precipitato nei vuoti prodotti dall'alterazione chimica causata dalle stesse.



Bibliografia essenziale

ANDRIANI G.F., WALSH N. (2003) - Fabric, porosity and water permeability of calcarenites from Apulia (SE Italy) used as building and ornamental stone. Bull. Eng. Geol. Env., 62, 77-84.

JENNINGS J.N. (1987) - Karst Geomorphology. Basil Blackwell Ltd. Oxford, 293.

MARSICO M., SELLERI G., MASTRONUZZI M., SANSÒ P., WALSH N. (2003) - Cryptocars: a case-study of the Quaternary landforms of southern Apulia (Southern Italy). Acta Carsologica, 32/2, 12, 147-159.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - The last interglacial deposits. Workshop on Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution, Ostuni (Br) 30-31/05/2002, Field Guide, 21-23.

Longitudine **17,7006** • Latitudine **40,75925**



Dettaglio delle Solution Pipes



Le pareti della cava ricavate nelle calcareniti, in località gli Archi

variabili da pochi centimetri a poco oltre il metro, e sono costituiti da calciruditi, calcareniti e calcisiltiti bioclastiche con rare intercalazioni argillose, ricchi di alghe rosse, briozoi, echinidi, brachiopodi, rari coralli solitari e bivalvi, oltre che foraminiferi bentonici e planctonici. I sedimenti si presentano generalmente bioturbati, e solo raramente mostrano laminazioni piano-parallele. Questi depositi vengono erosi da canali ampi alcuni metri, con pareti anche subverticali, e con fondo immergente verso mare, corrispondenti a nicchie di distacco di frane sottomarine. Le facies che riempiono tali canali sono generalmente simili a quelle dei depositi incisi, e localmente mostrano stratificazione incrociata, oltre ad intraclasti con diametro fino a 50 cm. Lungo la successione sono inoltre ben visibili strutture tipo *backset*, cioè con strati inclinati in verso opposto a quello dei clinoforni, e cioè contropendio, oltre che orizzonti deformati spessi circa 2-3 m (*slump*) e strutture deformative sinsedimentarie. L'insieme dei caratteri di facies consente di interpretare le calcareniti descritte come depositi di scarpata e base di scarpata sottomarina. Inoltre i depositi, che si rinvergono in altre insenature lungo la costa fra Otranto e S. Maria di Leuca, sviluppano corpi la cui forma ricorda quella dei grembiuli indossati dalle casalinghe ("tamantili" in dialetto salentino). Corpi con la stessa forma vengono chiamati *apron* (guarda caso "grembiule") nel linguaggio tecnico inglese. Pertanto Sabato e Tropeano (2012) hanno proposto per tali depositi il termine di "tamantili de lu Salentu", suggerendoli come geositi.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1987) - Inquadramento bio-cronostratigrafico delle Calcareniti del Salento di Porto Miggiano - S. Cesarea Terme. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce, Dicembre 1987, 89-125.

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2005) - Stratigrafia del Neogene e Quaternario del Salento sud-orientale (con rilevamento geologico alla scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 38: 31-60.

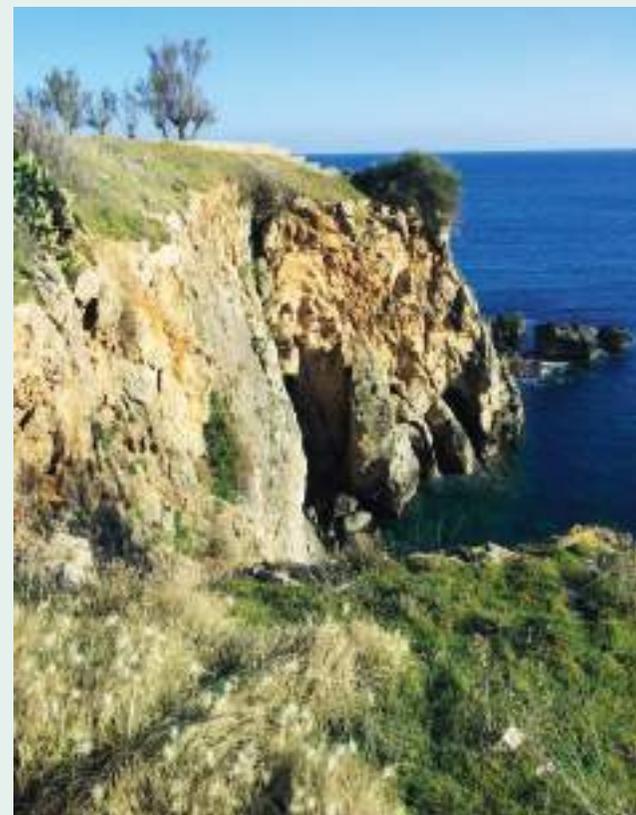
MARGIOTTA S., SANSÒ P. (2012) - Otranto - Leuca (Salento, Italy) coast geopark: a proposal for the institution. *Geologia dell'Ambiente*: 173-174.

TROPEANO M., SABATO L. (2012) - Geological heritage along the Otranto Strait (Puglia, Southern Italy): "li tamantili de lu Salentu" (carbonate aprons in the Salento area). *Geologia dell'ambiente*: 134.

TROPEANO M., SPALLUTO L., MORETTI M., PIERI P., SABATO L. (2004) - Depositi carbonatici infrapleistocenici di tipo foramol in sistemi di scarpata (salento-Italia meridionale). *Il Quaternario*, 17: 537-546.

Longitudine **18,45457** • Latitudine **40,03345**

L'area estrattiva di Santa Cesarea si colloca lungo uno dei più bei tratti costieri della penisola salentina, dove si alternano tratti in falesia ed insenature con forme e dimensioni varie, risultato delle attività antropiche che si sono susseguite nel tempo. In quest'area il prelievo del materiale ha infatti attraversato varie fasi produttive, caratterizzate dapprima da prelievi con tecniche manuali, fino a cicli produttivi di tipo quasi industriale. Contestualmente, anche i fronti di scavo, ricavati in rocce calcaree, mostrano tipologie differenti. Nei settori di estrazione più antichi si osserva la configurazione a gradini (detta anche "a gradoni"), una tecnica che prevede l'estrazione dei blocchi a partire dalla porzione rocciosa più elevata fino a raggiungere la zona prossima al livello del mare, approfondendosi gradualmente lungo il versante. Successivamente la tecnica di estrazione è divenuta più efficace, sviluppando pareti verticali e creando spettacolari falesie a picco sul mare, andando spesso a obliterare le testimonianze di coltivazione più antiche in corrispondenza della fascia centrale del versante. L'attività estrattiva costiera di Santa Cesarea rappresenta quindi un interessante esempio di come l'attività antropica abbia saputo plasmare un originale e a tratti spettacolare ambiente costiero, divenuto nel tempo un'ambita meta di turismo balneare. Inoltre, le pareti di cava consentono di osservare caratteri di facies delle rocce altrimenti non visibili a causa dell'alterazione. Un classico esempio è fornito dalla successione sedimentaria affiorante a Porto Miggiano, nei pressi delle località gli Archi e Fontanelle dove, grazie ad una scalinata, i caratteri sono facilmente osservabili da vicino nonostante le pareti siano verticali. La successione esposta appartiene all'unità pleistocenica della Formazione della Calcarenite di Gravina, in appoggio discordante su unità più antiche (Cretaceo e Eocene-Miocene), ha uno spessore variabile fino ad un massimo di circa 40-50 m, e possiede complessivamente una forma prismatica. La peculiarità di tali depositi consiste nella presenza di spettacolari e lunghi clinoforni (strati originariamente inclinati, fino a circa 30°) immergenti verso Sud. I clinoforni presentano spessori



Successione calcarenitica interessata da una faglia in località Fontanelle



Panoramica del geosito

Lungo la strada a valenza paesaggistica che collega Cerfignano a Vitigliano, nei pressi di questo ultimo, affiorano su entrambi i lati della strada i Calcari di Castro che qui mostrano spessori di circa 5m. Il taglio stradale permette di osservare le numerose colonie di coralli in posizione di vita, immerse in una sabbia bioclastica fortemente bioturbata, priva di qualsiasi struttura, sciacquata e ridistribuita verso terra dal fronte della scogliera come accade attualmente ad opera di tempeste e forti mareggiate. Il sedimento è costituito principalmente da un *packstone/grainstone* (tipo di rocce carbonatiche) ricco in resti di coralli, alghe corallinacee, bivalvi, gasteropodi, echinidi e foraminiferi. Sembrano esserci zone a maggiore concentrazione di coralli in posizione di vita (probabilmente piccoli *patch-reefs* o chiazze coralline) che si alternano a zone dove sabbia e detrito sono più abbondanti.

Dal punto di vista paleontologico, i coralli sono sicuramente i fossili più rappresentati e ben visibili. Si tratta esclusivamente di esacoralli (ordine *Scleractinia*) quasi tutti di tipo coloniale; rarissime le forme solitarie. Su un totale di circa 300 esemplari visti in affioramento, un buon 30% è costituito da *Porites*, il 15% da *Favites*, il 13% da *Tarbellastrea* e l'11% da *Pavona*. Le colonie coralline appaiono piuttosto svilupiate in dimensioni e assumono le forme di crescita più varie: si passa da colonie dall'abito massivo-globoso, a colonie dalla forma colonnare, digitata-ramificata fino a colonie di tipo laminare. Oltre alle forme di crescita che costituisce una peculiarità del sito, si possono osservare altri aspetti interessanti come le bande di crescita ognuna delle quali corrisponde al livello occupato dal bordo calcinale del corallo durante la crescita, oppure le numerose tracce di organismi litofagi che hanno infestato alcune colonie coralline.



Dettaglio



Dettaglio



Bibliografia essenziale

BOSELLINI F.R., PERRIN C. (1994) - The coral fauna of Vitigliano: qualitative and quantitative analysis in a back reef environment (Castro Limestone, Late Oligocene, Salento Peninsula, Southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33(2): 171-180.

BOSELLINI F.R., RUSSO A. (1993) - Stop 2-Vitigliano: la facies di retro scogliera. XII Convegno Società Paleontologica Italiana. Guida alle escursioni. Conte Editore, 33-34.

BOSELLINI F.R., RUSSO A. (1992) - The Castro Limestone: stratigraphy and facies of an oligocene fringing reef (Salento Peninsula, southern Italy). *Facies*, 26: 145-166.

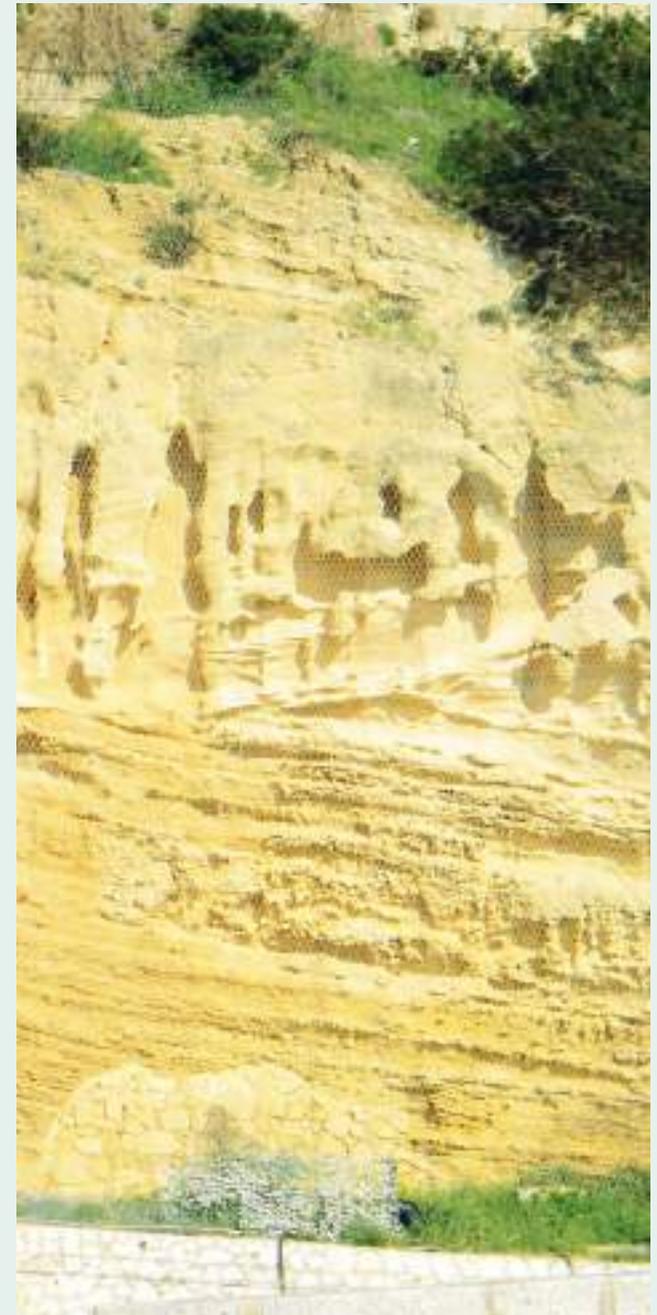
Longitudine **18,41807** • Latitudine **40,04129**



Calcareniti clinostratificate nell'area del porto di Castro

In corrispondenza del porto di Castro è visibile il contatto fra la Formazione oligocenica dei Calcari di Castro e la Formazione pleistocenica della Calcareniti di Gravina. Il contatto è di tipo stratigrafico discordante nella zona meridionale del porto, dove la falesia in roccia è ancora ben esposta; è di tipo tettonico al termine dell'imponente muro di contenimento che copre la falesia nella zona settentrionale del porto. Dalla punta del molo era possibile, prima della costruzione del muro, apprezzare la presenza del contatto tettonico lungo la Faglia di Castro. L'affioramento significativo riguarda la Formazione della Calcareniti di Gravina. Si tratta di una parete subverticale in roccia, alta circa 40 m ed orientata all'incirca perpendicolarmente alla linea di costa, che domina la parte vecchia del porto. La parte alta della parete, protetta da una rete metallica, è caratterizzata dalla presenza di lunghi clinoforni (strati con una originale inclinazione di circa 20° verso mare) tagliati da una superficie canalizzata cicatrizzata da depositi simili a quelli precedenti. Nella parte bassa della stessa parete, in prossimità

di una piccola galleria in roccia, è apprezzabile una bella esposizione spessa circa 10 m di calcareniti grossolane più o meno friabili e porose (meglio definibili come biolititi, biospariti, biomicriti) e di calcari detritico-organogeni compatti, a luoghi di tipo "panchina". A questi litotipi si alternano livelli calcarenitici a grana fine o sabbie organogene ed altri, più sottili, marnosi. L'impalcatura della roccia è costituita spesso da minuti frammenti di alghe o, in subordine, di altri organismi. Il colore d'insieme dell'unità è avana-giallastro. La stratificazione è marcata soprattutto da livelli a diversa competenza; gli spessori degli strati sono variabili ma compresi tra qualche centimetro sino ad una ventina di centimetri. Particolarmente frequenti, oltre alle alghe, i bivalvi (soprattutto con ostreidi e pettinidi). Si rinvennero inoltre gasteropodi, scafopodi, echinidi, anellidi, coralli, briozoi e crostacei. Tra i fossili particolare attenzione è stata riposta da Taddei Ruggiero (1994) ai brachiopodi, fra cui *Terebratula scillae*, *Neocrania anomala*, *Megathiris detruncata*, *Megerlia truncata*.



Particolare delle calcareniti clinostratificate e di strutture tipo backset

**Bibliografia essenziale**

TADDEI RUGGIERO E. (1994) - Neogene Salento brachiopod paleocommunities. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 33(2): 197-213.

Longitudine **18,42548** • Latitudine **40,00153**



Area archeologica su uno degli Scogli di Apani

Il sito è ubicato sulle Isole di Apani (dette anche Scogli di Apani), isolotti di modeste dimensioni a circa 500 m dalla costa della località Apani, a nord della città di Brindisi, e fa parte dell'Area Marina Protetta Riserva Naturale dello Stato Torre Guaceto. Le isole sono formate da lembi di dune di età tirreniana che permettono di identificare la posizione del livello del mare di circa 125.000 anni fa. Gli isolotti si sono distaccati dalla terraferma nel corso degli ultimi 6/7 mila anni quando, a seguito di un sollevamento relativo del livello del mare è iniziata la profonda erosione dei depositi retrodunari. In questa fase gli Scogli di Apani rappresentavano alti morfologici che dominavano un esteso bacino paralitorale che si allungava verso NO per qualche centinaio di metri. Sulle Isole di Apani si segnala la presenza di livelli archeologici riferibili alla medio-tarda età del Bronzo. Il Dipartimento di Beni Culturali e Scuola Superiore ISUFI dell'Università del Salento e il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università degli Studi di Bari hanno avviato alcune ricerche nel 2007, rilevando oltre ai resti archeologici anche numerosi *markers* geoarcheologici. È stato pertanto possibile delimitare aree con depositi di età romana, tardo antica e protostorica. Inoltre è stata confermata la presenza di un villaggio risalente ad una fase avanzata della locale facies proto appenninica. In tale villaggio sono visibili i resti di un abitato i cui spazi interni sono perimetrati da buche di palo ed evidenziati da numerosi resti di intonaco, oltre che dalla presenza di abbondanti frammenti di contenitori in ceramica ad impasto. Altri manufatti in argilla, osso, selce e pietre dure, sono stati parzialmente distrutti da un incendio, le cui conseguenze sono riconoscibili per la cottura dell'intonaco delle pareti, la presenza di resti vegetali carbonizzati (ghiande di quercia e *Vicia faba var. minor*) e la deformazione di contenitori ceramici. Gli scavi hanno inoltre individuato parte di un percorso ad acciottolato posto a pochi metri dal villaggio, probabilmente rappresentante i resti di una struttura muraria in pietrame a secco costruita a protezione dell'abitato verso terra. Tale struttura, pur se parzialmente distrutta, possiede una lunghezza di 15 m, un'altezza di 3 m, e spessori di circa 10 m. Il ritrovamento di questo insediamento protostorico sugli Scogli di Apani e quello di un secondo sul promontorio di Torre Guaceto,

permettono di effettuare una ricostruzione paleogeografica del tratto costiero, contribuendo allo studio sulle dinamiche insediative della prima metà del II millennio a.C. Lo studio dei *markers* geoarcheologici ha permesso di collocare il livello del mare in quel periodo 3-4 metri più in basso rispetto a quello attuale; in tal modo si può ipotizzare uno scenario in cui la costa nord del promontorio di Torre Guaceto doveva risultare meno frastagliata dell'attuale e l'odierna rada presente oggi a Sud rappresentava un'ampia piana costiera ricca di specchi d'acqua alimentati da canali corrispondenti agli attuali Canale Reale e Apani, mentre gli attuali isolotti erano uniti alla terra ferma. La presenza di una profonda lama situata tra il promontorio di Torre Guaceto e gli isolotti limitrofi, consentiva alle imbarcazioni di accedere ad un sicuro approdo verso il versante sud del promontorio; oggi tale lama risulta completamente sommersa.



Bibliografia essenziale

CINQUEPALMI A., GUGLIELMINO R., SCARANO T. (2010) - L'insediamento dell'età del Bronzo degli Scogli di Apani (Brindisi), in Radina F., Recchia G., a cura di, *Ambra per Agamennone. Indigeni e Micenei tra Adriatico, Ionio e Egeo*. Catalogo della Mostra, Bari, 221-223.

GUERRESCHI G. (1966) - I resti ceramici del promontorio di Torre Guaceto (Brindisi). *Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona* 14, 239-301.

SCARANO T., AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2008) - L'archeologia del paesaggio costiero e la ricostruzione delle trasformazioni ambientali: gli insediamenti di Torre Santa Sabina e Torre Guaceto (Carovigno, Br), in *Atti del II Simposio Internazionale "Monitoraggio costiero Mediterraneo: problematiche e tecniche di misura"*, Firenze, 391-402.

SCARANO T., PAGLIARA C., GUGLIELMINO R. (2010) - Torre Guaceto-Scogli di Apani (Prov. Brindisi). RSP LX.

Longitudine **17,82463** • Latitudine **40,70358**



Dettaglio degli scavi



La venuta in superficie di acque dolci presso i pali delle cozze

Il citro Galeso si trova all'interno del Primo Seno del Mar Piccolo della Città di Taranto, prossimo alla foce del Fiume Galeso. Esso è una sorgente sottomarina di acqua dolce, come gli altri *citri* (nome locale), che deve la sua formazione al flusso di acqua dolce in falda profonda carbonatica lungo discontinuità strutturali e allineamenti carsici. Nel 1938 Cerruti dopo un censimento effettuato nel Mar Piccolo, stimò in circa 30 il numero dei citri presenti aventi una portata complessiva vicina al milione di tonnellate d'acqua al giorno. Attualmente, le sorgenti più importanti per portata e regime costante oltre al Galeso, sono, nel Primo Seno il Citrello, mentre nel Secondo, i citri Le Copre, Mascione e Capo Trionte. Nel Mar Grande vi è il citro detto Anello di San Cataldo. L'attuale presenza di queste sorgenti sotto il livello del mare è conseguenza del principale fenomeno geologico a scala regionale del quaternario, ossia la trasgressione del mare nell'Olocene fino alla posizione attuale; le altre risorgive quali Galeso, Battentieri e Rasca, poste a pochi metri sul livello del mare, invece, non sono state interessate da tale trasgressione. Il citro Galeso si trova ad una profondità di circa 28 metri con una portata d'acqua intorno ai 600 l/s; l'acqua che fuoriesce non è dolce ma salmastra, con valore medio di salinità del 2.5 ‰. In considerazione della portata importante, negli anni '70 del secolo scorso fu tentato di captarne le acque. La distribuzione dei citri sembra essere in relazione con la presenza di linee tettoniche con orientazione NNE-SSW; tali faglie dirette dislocano le unità carbonatiche, sia i Calcari Mesozoici che la Calcarenita di Gravina, e interessano probabilmente le Argille Subappennine deformandole solo alla loro base. Tale schema tettonico, riscontrato nelle vicinanze del citro Galeso, trova conferma nelle indagini effettuate nell'area. Questo citro, insieme agli altri, rappresentano la controparte sommersa della sorgente del Galeso. Nel citro Galeso la Calcarenita di Gravina è rappresentata da bioclastiti con stratificazione suborizzontale, e fratture subverticali beanti. La litologia affiorante mostra abbondanti resti di molluschi bivalvi e brachiopodi che permettono il riconoscimento di facies più profonde della loro deposizione, precedenti la sedimentazione delle Argille Subappennine ad esse eteropiche.

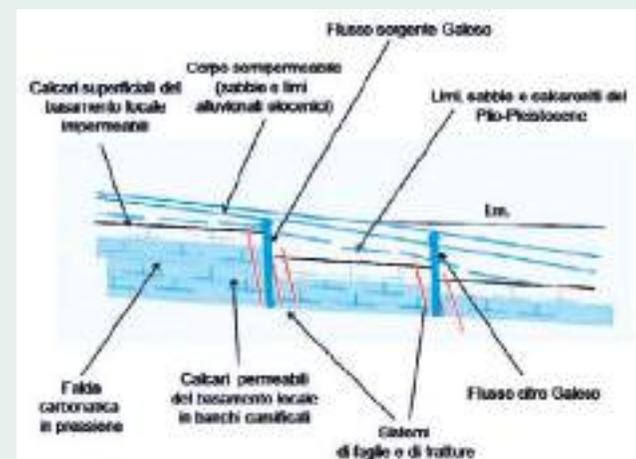
Il contatto tra queste unità litologiche non è visibile, ma lo si può intuire alla profondità di 17 metri in cui cambia l'inclinazione del versante dello stesso. In questo caso uno spessore notevole di sedimenti siltosilimosi copre questi versanti impedendo il riconoscimento diretto delle argille. La presenza di acque *eurialine* e dei corpi delle opere di captazione in acciaio hanno favorito l'istaurarsi di branchi di pesci stanziali e importanti biocenosi. È degna di nota anche una vera e propria *facies* di crinoidi *Antedon mediterranea*, "gigli di mare", che raggiungono densità di migliaia di esemplari per m² in prossimità del collettore metallico presente a 16 metri di profondità. A questa specie sono associate i briozoi arborescenti *Zoobotryon verticillatum*. Il fondale in cui è presente la sorgente sottomarina Galeso, è di tipo detritico conchigliifero - in cui sono presenti echinodermi *Asterina gibbosa* e *Holoturia tubulosa*, nonché il bivalve *Pinna nobilis* - osabbio-fangoso con numerosi individui di *Pachycerianthus solitarius*.



Bibliografia essenziale

- CERRUTI A. (1938) - Le sorgenti sottomarine (Citri) del Mar Grande e del Mar Piccolo di Taranto. Ann. Ist. Sup. Nav., Napoli, 7, 171-196.
- COTECCHIA V., LOLLINO G., PAGLIARULO R., STEFANON A., TADOLINI T., TRIZZINO R. (1989) - Studi e controlli in situ per la captazione della sorgente sottomarina Galeso, Mar Piccolo di Taranto. Convegno Internazionale Geingegneria Suolosottosuolo, Torino.
- MASTRONUZZI G. (2001) - Indagine conoscitiva geologico ambientale del sistema del Mar Piccolo (Taranto): caratteri evoluzione, dinamica, valore e pericolosità di un potenziale geosito. In: Atelier Taranto, Comune di Taranto. Progetto Posidonia, Unione Europea, Commissione Europea - DG XVI, Art. 10 FESR, Azioni Innovatrici, Programma Terra, Progetto n.55 Posidonia, Comune di Taranto, VII Settore Governo del Territorio.
- MORETTI M., OWEN G., TROPEANO M. (2011) - Soft-sediment deformation induced by sinkhole activity in shallow marine environments: A fossil example in the Apulian Foreland (Southern Italy). Sedimentary Geology, 235, 331-342.
- TAVIANI M., ANGELETTI L., CAMPIANI E., CEREGATO A., FOGLINI F., MASELLI M., MORSILLI M., PARISE M., TRINCARDI F. (2012) - Drowned karst landscape offshore the Apulian margin (Southern Adriatic Sea, Italy). Journal of Cave and Karst Studies, 74, 2, 197-212.

Longitudine **17,25041** • Latitudine **40,49705**



Modello geologico schematico del Citro Galeso



L'affioramento dei calcari eocenici lungo la strada litoranea

niana sono invece costituiti da circa 14 m di calcari con coralli e alghe calcaree rosse con matrice caratterizzata dalla presenza di foraminiferi bentonici e alghe rosse. Tali calcari priaboniani sono separati dai sovrastanti depositi oligocenici dei Calcari di Castro da una lacuna stratigrafica. Verso Nord, una faglia mette direttamente a contatto i sedimenti eocenici con quelli della Formazione di Novaglie, di età messiniana.

Lungo la trincea stradale della SS 173, a nord di Tiggiano, tra Tricase porto e Capo Santa Maria di Leuca, sulla costa orientale salentina, si osserva in contatto sul substrato cretaceo una successione sedimentaria formata da depositi della Formazione di Torre Tiggiano (Eocene medio) e dai successivi depositi del Calcare di Torre Specchialaguardia (Eocene superiore), in discordanza angolare sui precedenti. Il sito rappresenta uno dei rarissimi casi in cui è possibile osservare il passaggio tra i depositi eocenici del Luteziano (Eocene medio) e quelli del Priaboniano (Eocene superiore). I primi sono rappresentati in basso da circa 70 cm di calcari con foraminiferi (alveolinidi e peneroplidi) e alghe (dasycladales) seguiti da circa 5,5 m di calcari bioclastici laminati con foraminiferi (alveolinidi e nummuliti); su una superficie erosiva segue un livello di calcari detritici grossolani bioclastici con pelecipodi (lamellibranchi), gasteropodi e frammenti di colonie di corallo, seguiti infine da calcari bioclastici con alveolinidi e nummuliti, per uno spessore complessivo di 1 m. I depositi dell'unità priaboniana sono invece costituiti da circa 14 m di calcari con coralli e alghe calcaree rosse con matrice caratterizzata dalla presenza di foraminiferi bentonici e alghe rosse. Tali calcari priaboniani sono separati dai sovrastanti depositi oligocenici dei Calcari di Castro da una lacuna stratigrafica. Verso Nord, una faglia mette direttamente a contatto i sedimenti eocenici con quelli della Formazione di Novaglie, di età messiniana.



Dettaglio dei calcari eocenici



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416

PARENTE M. (1994) - A revised stratigraphy of the Upper Cretaceous to Oligocene units from the southeastern Salento (Apulia, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33(2): 155-168.

Longitudine **18,38774** • Latitudine **39,90627**



L'ingresso al Santuario della Madonna intagliato nella successione della Formazione di Lecce

In corrispondenza di una trincea della strada provinciale 6LE è presente un affioramento attribuibile all'unità della Formazione di Lecce. Tale affioramento è particolarmente significativo in quanto la Formazione di Lecce, benché presente nel sottosuolo con spessori anche decametrici, è scarsamente esposta nel territorio salentino; inoltre il sito rappresenta l'area-tipo della formazione, dove è stata studiata ed istituita. Lungo la trincea si osservano calcareniti massive cementate, a luoghi marnose e di colore variabile dal biancastro all'avana. Tali depositi sono debolmente stratificati in strati e banchi, con spessori variabili da 50 cm a 3 m. A luoghi si osservano intercalazioni costituite da livelli di calcari micritici biancastri e da marne avana. All'interno degli strati sono osservabili superfici ondulate e laminazione incrociata. Tra i fossili si rinvennero modelli di bivalvi (tra cui *Cardium sp.*) e numerosi resti di echinoidi (*Scutella sp.*), gasteropodi e macroforaminiferi (*Operculina sp.*). Si segnala che in corrispondenza del taglio stradale è ubicato un Santuario dedicato alla Madonna.



Particolare della successione con echinidi del genere *Scutella*

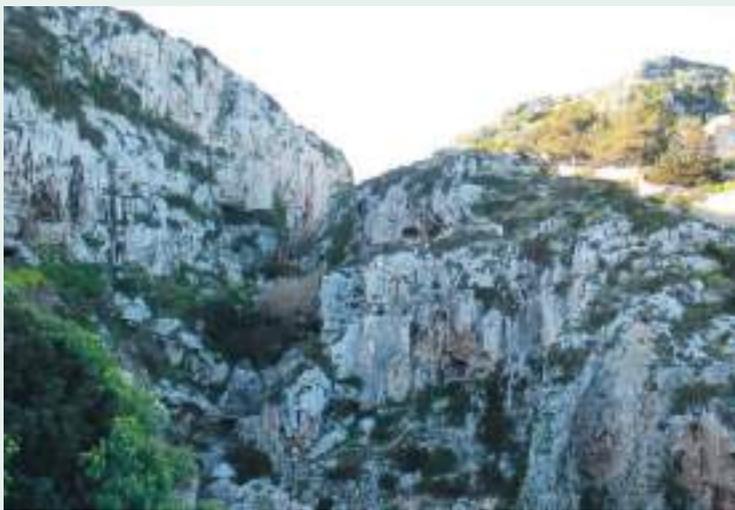


Bibliografia essenziale

BOSSIO A., FORESI L. M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., SALVATORINI G., F. DONIA. (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord - orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 39: 16-29.

LEUCCI G., MARGIOTTA S., NEGRI S. (2000) - Un contributo per la definizione dei rapporti geometrici tra due unità oligomioceniche del Salento leccese (Puglia, Italia) mediante indagini geofisiche con georadar. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119 (3), 703-714.

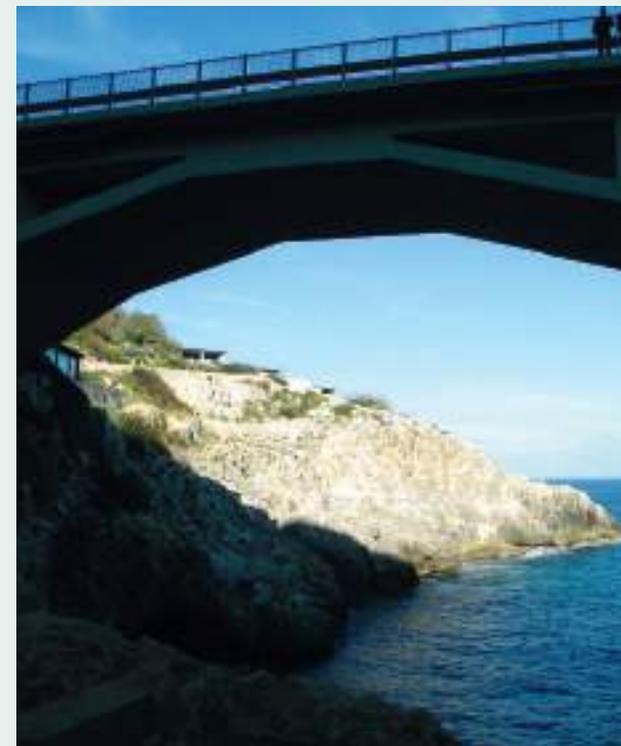
Longitudine **18,14189** • Latitudine **40,34320**



Panoramica dell'affioramento a rodoliti

Il Cioło è una località della costa salentina, poco a N di Leuca, raggiungibile lungo la panoramica litoranea salentina. Il locale paesaggio costiero si mostra particolarmente suggestivo per la presenza di una breve ma profonda incisione fluviale relitta che ha il suo livello di base al di sotto del livello del mare. La sommersione della parte inferiore della valle a seguito della rimonta olocenica del livello del mare ha determinato la formazione di una stretta ed articolata insenatura. Lungo i ripidi versanti sui calcari del Cretaceo affiorano in trasgressione il calcare oligocenico di Castro, i sedimenti oligocenici delle Calcareniti di Porto Badisco e, quindi, i resti di una scogliera di età Messiniana. La sezione di seguito descritta è ben esposta lungo la strada che dalla litoranea salentina sale a Gagliano del Capo. Il bivio si trova 700-800 m a nord della località Ponte Cioło e a circa 1 km da Marina di Novaglie. I calcari cretaci sono costituiti da *grainstone* bioclastici grossolani con frammenti di rudiste e foraminiferi nella parte inferiore; alternati a questi ultimi si trovano *floatstone-rudstone* con frammenti di rudiste e subordinati coralli immersi in una matrice di *packstone-grainstone* bioclastici fini. La parte alta della sequenza presenta *wackestone* ad alghe e foraminiferi con frammenti di rudiste, alternati *agrainstone* bioclastici grossolani, con abbondanti foraminiferi e frammenti di rudiste. Le calcareniti e calciruditi bioclastiche che caratterizzano l'unità presentano laminazioni piano parallele ed in qualche caso incrociate. La successione terziaria si presenta in giacitura suborizzontale e si può seguire, verso sud, fino a 200-300 m oltre Ponte Cioło dove si interrompe contro una paleofalesia costituita da calcari cretacei. Il Calcare di Castro ed è costituito da una biocalcarenite massiva ospitante colonie di coralli in posizione di crescita associati con le colonie rielaborate, frammenti di coralli, alghe Corallinacee, molti gasteropodi e foraminiferi di grandi dimensioni rappresentanti le facies di *reef flat* della barriera corallina oligocenica. Spettacolari sono i riempimenti glauconitici di fratture e cavità dei sedimenti del Calcare di Castro. I materiali di riempimento sono di origine pelagica come

documentato dalla presenza comune di foraminiferi planctonici miocenici. Le calcareniti di Porto Badisco, riferite all'Oligocene superiore, si presentano biancastre e non stratificate e sono costituite pressoché interamente da resti organici (foraminiferi, alghe rosse, echinodermi, lamellibranchi, briozoi); a più riprese sono presenti sottili livelli di materiale più fine a bassa densità di bioclasti. La scogliera messiniana, riconosciuta quale parte della formazione di Novaglie, è costituita da una calcarenite ricca di foraminiferi bentonici, ostracodi, frammenti di alghe coralline, molluschi, e così via. Essa assume particolare importanza in quanto si tratta della prima barriera corallina tardo-miocenica riconosciuta nella regione adriatica e la sua posizione cambia quindi in parte i confini relativi alla distribuzione di tali barriere nel Mediterraneo in questo periodo. Alla base di questa unità è presente un caratteristico orizzonte, il cosiddetto livello ad Aturia, un deposito fosfatico avente spessore di 10-20 cm: esso è ricco di foraminiferi planctonici, coralli solitari, brachiopodi, cefalopodi e altri molluschi. La Formazione di Novaglie si compone di un tratto di barriera discontinua e associati pendii clinostratificati di fronte di scogliera. Vi sono stati riconosciuti tre principali associazioni di scogliera: (1) bioherme ad *Halimeda* (2) scogliera a *Porites* e (3) associazioni a vermetidi. Nelle unità terziarie è stata individuata una ricca associazione di alghe verdi dasycladali, rappresentate essenzialmente da nuovi taxa. Essa si compone di otto specie raggruppate in sei generi: *Cymopolia decastroi*, *C. baranoloj*, *Zittelina flue geli n. sp.*; *Jodotella korada nov. comb.*, *Barattoloporella salentina n. gen. n. sp.*; *Morelletpora dienii n. sp.*; *Neomeris spp.*



Panoramica del tratto terminale dell'insenatura con il ponte del Cioło



Bibliografia essenziale

- BOSELLINI A. (1993) - La scogliera miocenica di Gagliano del capo (Penisola salentina) ed il suo inquadramento stratigrafico-sequenziale. Atti ticinesi di scienze della terra. 36:33-40.
- BOSELLINI F.R. (2006) - Biotic changes and their control on Oligocene-Miocene reefs: A case study from the Apulia Platform margin (southern Italy). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. 241, 393-409.
- LAVIANO A. (1996) Late Cretaceous rudist assemblages from the Salento Peninsula (southern Italy). Geologica Romana, 32: 1-14.
- PARENTE M (1997) Dasycladales from the Upper Maastrichtian of Salento Peninsula (Puglia, southern Italy). Facies, 36: 91-122.
- SCHLÜTER M, STEUBER T, PARENTE M (2008) - Chronostratigraphy of Campanian-Maastrichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy). Cretaceous Research, 29 (1): 100-114.

Longitudine **18,38493** • Latitudine **39,84681**



Panoramica del geosito

Il sito è ubicato all'estremità meridionale del Capo di Leuca, immediatamente a NE di Punta Ristola, e comprende la grotta Porcinara. La grotta riveste notevole importanza storica per la presenza di una struttura in doppia cortina muraria: l'eschera. La grotta è situata a circa 20 metri sul livello del mare, e il suo nome pare sia dovuto ad una deformazione del nome 'Portinara', che probabilmente si riferisce alla sua ubicazione nei pressi del porto. La grotta è stata scavata in tre ambienti; le pareti interne della grotta costituiscono la vera ricchezza archeologica del sito, soprattutto per la presenza di numerose testimonianze epigrafiche con riferimenti nomi di navi, a Zeus e ad altri personaggi mitologici come Madaraus, Rhedon, Afrodite. Nel sito affiora una successione costituita dal basso, in corrispondenza del livello del mare, dai depositi delle Calcareniti di Andrano (Miocene superiore) qui rappresentati da calcari biancastri ricchi in fossili sui quali poggia un livello di spessore variabile costituito da breccie e conglomerati i cui elementi clastici, di dimensioni estremamente varie, sono rappre-

sentati da frammenti di rocce calcaree, di solito a spigoli vivi o poco arrotondati. In questo livello, che mostra quantità di cemento in graduale aumento verso l'alto, si osservano rare intercalazioni di argilla. Sulle breccie e conglomerati poggiano calcareniti grigio-verdastre ricche di glauconite, ben cementate, con spessori estremamente variabili, caratterizzate dalla presenza di numerosi esemplari di *Ostrea navicularis* anche di grandi dimensioni. Questi sedimenti glauconitici, di età Pliocene inferiore, confrontabili con i "Trubi" e riferibili alla Formazione di Leuca costituiscono la parte basale dell'ingresso della grotta Porcinara. Su questa unità poggiano i sedimenti della Formazione di Uggiano la Chiesa, datata al Pliocene medio-superiore. Alla base tale formazione è caratterizzata da un conglomerato con cemento calcareo di colore chiaro, costituito da ciottoli fosfatici di colore variabile dal nocciola chiaro al bruno scuro, di forma e dimensioni estremamente variabili (raggiungono eccezionalmente i 20-25 cm di diametro). Su tale conglomerato si osserva un calcare detritico-organogeno, bianco-giallastro, tenero, con rari ciottoli fosfatici e caratterizzato dalla particolare abbondanza di briozoi, sul quale poggia un sottile livello formato da piccoli ciottoli fosfatici. Seguono infine banchi di calcareniti e sabbie calcaree organogene per uno spessore complessivo di 8-9 m; la parte basale è rappresentata da un grosso banco calcarenitico a cementazione estremamente variabile caratterizzato da frammenti conchigliari, seguito poi da calcareniti più tenere, bianco-giallastre, ed infine da sabbie calcaree debolmente cementate a luoghi con elevato contenuto argilloso.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., (2001) - Note Illustrative alla Carta Geologica della zona di Santa Maria di Leuca (con appendice bio-cronostratigrafica). Atti della Società Toscana di Scienze Naturali A: 97-163.

GIANNELLI L., MENESINI E., SALVATORINI G., TAVANI G. (1968) - L'affioramento pliocenico di Punta Ristola (Capo di Leuca, Puglia). Atti Soc. Tosc. Scienze Nat. Serie A, 75(2): 539-567.

RICCHETTI G. (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:50.000, foglio 537 Capo Santa Maria di Leuca.

Longitudine **18,34663** • Latitudine **39,79190**



Dettaglio dell'ingresso della grotta in cui è ben visibile il passaggio fra la Formazione di Leuca ("Trubi") e la Formazione di Uggiano la Chiesa



Dettaglio della parte interna della grotta



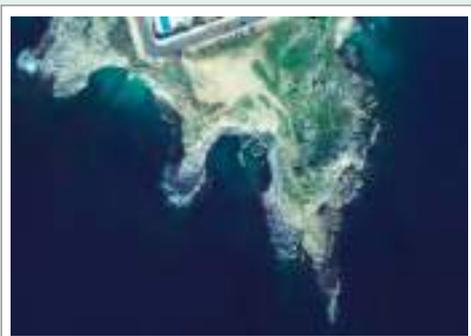
Panoramica del geosito

dimensioni estremamente varie, e sono di solito a spigoli vivi o poco arrotondati. Questo livello a breccie e conglomerati mostra rare intercalazioni argillose ed un grado di cementazione in aumento verso l'alto. Il limite superiore di tale livello corrisponde ad una superficie erosiva estremamente variabile caratterizzata da tasche di natura anche carsica, di forma ed estensioni variabili, che documentano una importante fase di continentalizzazione anteriore alla deposizione della calcarenite glauconitica del Pliocene inferiore della Formazione di Leuca (detta anche "Trubi").

Il sito è ubicato all'estremità meridionale del Capo di Leuca immediatamente a NO di Punta Ristola, e offre una spettacolare esposizione di un livello a breccie e conglomerati al di sopra dei depositi calcarenitici e calciruditici delle Calcareniti di Andrano (Miocene superiore) e sulla cui genesi molti Autori hanno fornito interpretazioni contrastanti. Partendo dal basso, in corrispondenza del livello del mare, si osservano i depositi delle Calcareniti di Andrano qui caratterizzati da un livello basale di breccie sul quale poggia un sottile strato di marne di colore giallo. Seguono: un banco spesso circa 2 m di un calcare biancastro ricco di *Cardium* sp., piccoli gasteropodi ed anellidi; sottili strati calcarei bianco-giallastri privi di fossili, per uno spessore complessivo di 4 m; pochi strati calcarei spessi circa 1m con resti di *Cardium* sp., *Ostrea* sp. ed Anellidi. Su tali sedimenti carbonatici poggiano per uno spessore variabile fino ad un massimo 10 m circa, breccie e conglomerati i cui elementi clastici, rappresentati da frammenti di rocce calcaree, hanno



Dettaglio del passaggio fra i depositi delle calcareniti di Andrano e le sovrastanti breccie



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., (2001) - Note Illustrative alla Carta Geologica della zona di Santa Maria di Leuca (con appendice bio-cronostratigrafica). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali A*: 97-163.

GIANNELLI L., MENESINI E., SALVATORINI G., TAVANI G. (1968) - L'affioramento pliocenico di Punta Ristola (Capo di Leuca, Puglia). *Atti Soc. Tosc. Scienze Nat. Serie A*, 75(2): 539-567.

RICCHETTI G. (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:50.000, foglio 537 Capo Santa Maria di Leuca.

Longitudine **18,34517** • Latitudine **39,79050**



Panoramica del geosito

In corrispondenza di Capo San Gregorio, località che si affaccia sul versante jonico della costa salentina leccese, è ben visibile il contatto trasgressivo tra l'unità cretacea del Calcare di Altamura e quella miocenica delle Calcareniti di Andrano, caratteristico dell'area di Leuca. Il Calcare di Altamura è rappresentato da una successione ben stratificata, formata da un'irregolare e discontinua alternanza di calcari biomicritici bianco-grigiasti, calcari dolomitici e dolomie grigio-nerastre con subordinate intercalazioni biostromali a rudiste e altri molluschi. I depositi miocenici delle Calcareniti di Andrano poggiano in trasgressione con debole discordanza angolare sugli strati carbonatici cretacei. Nella parte bassa dell'unità, su depositi calcarenitici indeformati, al di sopra di un'evidente superficie di scollamento, si rinviene un particolare livello stratigrafico caratterizzato da strati calcarenitici a cui si intercalano frequenti livelli di siltiti carbonatiche caratterizzate da una fitta laminazione piano-parallela. Questo livello della formazione risulta piegato e scompaginato,

a luoghi brecciato, e contiene sia nei frammenti di strato che nella matrice un'associazione a molluschi e foraminiferi bentonici a bassa diversità, composta da uno scarso numero di individui. Il limite superiore di questo livello corrisponde a una superficie erosiva, a luoghi arrossata per ossidazione, contrassegnata da evidenti tasche di natura anche carsica, di forme ed estensioni variabili contenenti resti di paleosuoli, che documentano una importante fase di continentalizzazione anteriore alla deposizione della calcarenite glauconitica del Pliocene inferiore appartenente alla Formazione di Leuca (Trubi). Nei pressi della Torre di San Gregorio è visibile una sorgente avente modeste portate.



Particolare delle Calcareniti di Andrano affioranti in una insenatura nella porzione meridionale del geosito



Particolare del Calcare di Altamura affiorante in una insenatura nella porzione settentrionale del geosito



Bibliografia essenziale

RICCHETTI G. (2009) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 136, Ugento. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, 102 pp.

Longitudine **18,31295** • Latitudine **39,81061**



Panoramica dell'area ormai "rinaturalizzata" per la crescita di vegetazione

idrogeno solforato per riduzione dei solfati. La presenza dello sbarramento costituito dalle argille e la struttura a scacchiera del substrato cretaceo determinano inoltre una scarsa mobilità delle acque soggette, quindi, ad un maggiore riscaldamento per residenza, raggiungendo temperature (circa 20°C) leggermente superiori a quelle consuete della falda alle stesse profondità. Tale temperatura può essere spiegata anche considerando un risalita di acque presenti a profondità superiori ai cento metri, e quindi più calde a causa del gradiente geotermico, favorita dalle numerose faturazioni e dalle faglie presenti nel Calcarea di Altamura.

L'area interessa una porzione del territorio del Salento leccese, al suo margine occidentale, a S di Gallipoli; in particolare il sito è in prossimità del tratto di litorale compreso tra Torre S. Giovanni e Lido Marini, a ESE del centro abitato di Torre Mozza. All'interno di tale area (un tempo corrispondente alla palude degli spunderati) sono ubicati gli stabilimenti di un impianto di piscicoltura i cui pozzi, perforati per emungere acqua per lo stesso impianto, hanno evidenziato la presenza di concentrazioni elevate di composti solforati (H₂S). L'area è molto significativa perché permette di individuare i meccanismi che hanno generato le acque sulfuree nel Salento leccese. I pozzi terebrati restituiscono la seguente successione dal piano campagna: circa 10 metri di calcareniti grossolane (Depositi di Terrazzo, Pleistocene medio e superiore) sormontate al tetto da 1,5 m di calcareniti della duna fossile poggiano su argille grigiastre (Argille subappennine, Pleistocene inferiore), caratterizzate dalla presenza di lamellibranchi e di gasteropodi con spessori compresi fra 40 e oltre 80 m. Esse sovrastano calcareniti biancastre (Calcarenite di Gravina, Pleistocene inferiore), aventi uno spessore di circa 3-5 m a loro volta poggianti sulla Formazione di Galatone (Oligocene) che ha spessori variabili sino ad circa 30 m ed è caratterizzata da un'alternanza di livelli calcarenitici e argillosi e da calcari bituminosi poggianti sul Calcarea di Altamura. Questo ultimo si rinviene a quote molto variabili anche in spazi limitati a suggerire la presenza di sistemi di faglie che scompongono il basamento disegnando una struttura a *horst e graben*. Questa successione costituisce l'ambiente ideale per la formazione di acque sulfuree. L'intenso stato di faturazione e dislocazione del substrato calcareo del Cretaceo e la vicinanza alla linea di costa favoriscono la contaminazione salina. I depositi argillosi costituiscono una barriera al deflusso delle acque sotterranee verso il mare obbligando le stesse acque a seguire percorsi forzati e ad interferire con le formazioni sottostanti, saturandole. Tali acque di contaminazione, ricche in solfati, a contatto con sostanze organiche e depositi lignitici (Argille subappennine e Formazione di Galatone) in ambiente quindi riducente, si arricchiscono in



"Carote" di una perforazione eseguita all'interno dell'ex Ittica Ugento (ben evidenti le Argille subappennine)



Bibliografia essenziale

CALÒ G., TINELLI, R., (2004) - Le acque sulfuree nel contesto idrogeologico dell'area di Torre Mozza di Ugento (Penisola salentina, Puglia). *Acque Sotterranee* 89, 9-22.

MARGIOTTA S., NEGRI (2008) - Stratigraphic and geophysical integrated methodologies for the interpretation of sulphur water formational environment in Salento (Italy). *S. International Journal of Coal Geology*, 75, 27-39.

Longitudine **18,17047** • Latitudine **39,85801**



Particolare di un tratto della sezione; si noti la presenza di un paleosuolo

La Formazione di Galatone è un'unità oligocenica affiorante nel Salento, caratterizzata da una successione prevalentemente calcarea e calcareo-dolomitica con ricorrenti associazioni micro- e macrofaunistiche oligotipiche, caratteristiche di ambienti lagunari soggetti a variazioni del grado di salinità. I depositi di tale formazione immergono debolmente verso N, e mostrano uno spessore complessivo di circa 85 m; al di sopra di tale formazione, su una superficie di trasgressione si rinvengono in discordanza i depositi della Calcarenite di Gravina, di età Pleistocene inferiore. La località-tipo di tale formazione è ubicata nei pressi di Galatone, fra l'abitato di Galatone e Mass. Morige Grande. In quest'area la successione è formata da una sezione composta, la cui porzione inferiore è esposta lungo il taglio della superstrada Lecce-Gallipoli, mentre quella superiore affiora nel taglio della ferrovia sud-est. La correlazione fra le due parti della sezione è stata possibile grazie alla presenza lungo entrambe le porzioni di un paleosuolo formato da 10 cm di argille brune con

concrezioni carbonatiche immediatamente sottostante un livello di sabbie limose ricco di esemplari di *Hydrobiidae* sp. (un gasteropode che vive in acque salmastre). La base dell'unità, in discordanza su un substrato calcareo di probabile età cretacea, è caratterizzata da un livello di "terra rossa" di spessore variabile fino ad un massimo di 5 m, più o meno ricco di pisoliti bauxitiche del diametro massimo di 3 mm. L'unità presenta in genere strati caratterizzati da laminazione piano-parallela, raramente ondulata, oltre che da strutture stromatolitiche (tappeti algali) o da disseccamento. Le associazioni microfaunistiche sono ricche e formate da Ostracodi e Foraminiferi. La malacofauna, molto abbondante è rappresentata da *Potamididae* sp., *Hydrobiidae* sp., *Melanopsis* sp. e *Melanoides* sp. e, nella parte superiore, da *Planorbis* sp. Lungo le due porzioni della sezione si osservano alcune pieghe a piccolo raggio di curvatura e faglie dirette con rigetti da decimetrici a metrici. Gli assi di piega sono orientati da E-O a SO-NE con ondulazioni assiali; i piani di faglia hanno direzione E-O. Entrambe queste strutture possono essere ricondotte ad effetti di slumping.



Panoramica della sezione affiorante lungo la ferrovia



Panoramica della sezione affiorante lungo la trincea stradale Lecce-Gallipoli



Particolare di un livello particolarmente ricco in fossili (prevalgono gasteropodi e lamellibranchi)



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., ESU D., FORESI L.M., GIROTTI O., IANNONE A., LUPERTO SINNI E., MARGIOTTA S., MAZZEI R., MONTEFORTI B., RICCHETTI G., SALVATORINI G. (1999) - Formazione di Galatone, nuovo nome per un'unità litostratigrafica del Salento (Puglia, Italia meridionale). *Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem., Serie A*, 105, 151-156.

ESU D., GIROTTI O., IANNONE A., PIGNATTI J.S., RICCHETTI G. (1994) - Lagoonal-continental Oligocene of Southern Apulia (Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33 (2), 183-196.

Longitudine **18,04627** • Latitudine **40,13914**



Particolare della parete Nord

In corrispondenza del settore sud-orientale del comune di Lecce, la Pietra Leccese mostra al di sopra della facies glauconitica (detta anche "piromafo") biomicriti prive di glauconite, attribuibili all'intervallo Tortoniano-Messiniano. Quest'ultima facies è ben esposta in corrispondenza delle pareti di una cava, oggi parzialmente riempita di detriti, ubicata a ONO di Merine, nei pressi di C. Trappida. La successione affiorante (complessivamente per 25 m) è formata, per i primi 10 m partendo da fondo cava, da facies biomicritiche di colore giallo-verdastro a causa della presenza di abbondanti granuli di glauconite. Sono presenti in livelli Neopycnodonte sp., Amusium sp e Flabellipecten sp.. La glauconite diminuisce gradualmente verso l'alto fino a scomparire completamente dopo appunto 10 m; parallelamente il colore dell'unità sfuma verso l'avana-chiaro e la grana passa da media a fine. Sulle biomicriti glauconitiche poggia quindi una successione di Pietra leccese spessa 14 m di biomicriti prive di glauconite. Immediatamente a S della cava ed alcuni metri stratigraficamente sopra l'intervallo sommitale

della stessa, affiora un intervallo di Pietra leccese giallo-ocracea, stratificata, ricca di fossili (soprattutto modelli di lamellibranchi) sottostante un affioramento di Calcareni di Andrano poco esteso, tanto da non essere cartografabile. L'affioramento descritto assume particolare importanza (e per questo viene identificato come geosito) in quanto ben rappresentativo di un caso unico nell'evoluzione sedimentaria nel corso del Miocene Superiore della Penisola salentina. Esso testimonia la presenza dell'intervallo di Pietra leccese - privo di glauconite che si è deposto ininterrottamente dal Tortoniano inferiore al Messiniano – direttamente soggiacente le Calcareni di Andrano, che manca completamente sia nell'area tipo di Cursi che nella restante area del leccese. In queste aree infatti le sezioni della Pietra Leccese terminano stratigraficamente con biomicriti glauconitiche. Si segnala che dall'analisi di carote provenienti sempre dal settore sud-orientale dell'area tipo di Lecce sono stati determinati spessori sino a 30 m di questo intervallo privo di glauconite.



Bibliografia essenziale

- BOSSIO A., FORESI L. M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., SALVATORINI G., F. DONIA. (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord - orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 39: 16-29
- MARGIOTTA B. (1994) - Monumenti a vita breve. *Quaderni di ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria*, 14: 175pp.
- MAZZEI R., MARGIOTTA S., FORESI L. M., RIFORGIATO F., SALVATORINI G. (2009) - Biostratigraphy and chronostratigraphy of the Miocene Pietra leccese in the type area of Lecce (Apulia, southern Italy). *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, 48, 129-145.
- FORESI L.M., MARGIOTTA S., SALVATORINI G. (2002) - Bio-cronostratigrafia a foraminiferi planctonici della Pietra leccese (Miocene) nell'area tipo di Cursi-Melpignano (Lecce, Puglia). *Boll. Della Soc. Paleontol. Ital.*, 41 (2-3): 175-185.
- MAZZEI R. (1994) - Età della Pietra leccese nell'area di Cursi-Melpignano (a S di Lecce, Puglia). *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33(2): 243-248.

Longitudine **18,20658** • Latitudine **40,33737**



Panoramica dell'area sottoposta a bonifica ambientale



Panoramica della cava



La più grande delle voragini presenti all'interno della palude

Con il toponimo "Palude del capitano" si designa una piana costiera morfologicamente depressa e delimitata da un gradino di altezza inferiore al metro. Si trova in corrispondenza del versante ionico della costa salentina neretina, all'interno della quale sono ubicate circa 30 spunnulate (dal verbo spunnare che significa sprofondare). Nella letteratura internazionale queste forme vengono definite *sinkhole*. Il substrato litico è costituito da calcareniti, calcari macrofossiliferi e breccie carbonatiche attribuibili al pleistocene superiore (Depositi di Terrazzo), il cui spessore complessivo è di alcuni metri. Gli strati presentano quattro sistemi di fratture subverticali con direzione medie all'incirca: N-S, N 45°, E-W e N135°. I depositi pleistocenici giacciono in discontinuità stratigrafica su depositi di età cretacea, costituiti da calcari e calcari dolomitici. Gli strati, compatti e con superfici di stratificazione nette, presentano 8 sistemi di fratture subverticali (orientazioni: N-S, 15°, 45°, 60°, E-W, 115°, 135°, 150°). Le coperture recenti sono costituite da argille e limi palustri, sabbie dunari e di spiaggia e depositi residuali (terre

rosse). I depositi pleistocenici ed, in parte, quelli cretaci sono modellati da forme carsiche quali vaschette di corrosione, crepacci, pozzi e, appunto, le *spunnulate*. Queste hanno profondità di qualche metro, il contorno è ellittico, o una linea spezzata, allungato secondo direttrici tettoniche. In più luoghi le doline sono allagate da acque salmastre prodotte dal mescolamento di acque di intrusione marina con acque della falda profonda salentina. La più importante delle spunnulate presenti forma una palude la cui profondità è di circa 3 m ed il cui fondo si presenta ricoperto di fango con pochi ciottoli ed alcuni massi sparsi. Sul fondo di questa cavità, perlopiù sul pavimento limoso della parte centrale della palude, sono state individuate diverse sorgenti ipotermali ad attività intermittente con temperature di circa 21°C.



Esempio di piccola spunnulata



Forme di soluzione carsica impostate su ricristallizzazioni di calcite in fratture e vaschette di dissoluzione



Bibliografia essenziale

BECCARISI L., ERNANDES P., DELLE ROSE M., ZUCCARELLO V. (2006) – Valutazione dello stato di conservazione delle "spunnulate" della costa di Porto Cesareo e Nardò (provincia di Lecce) con un approccio vegetazionale. *Thalassia Salentina*, Atti 3° incontro di studi: Il carsismo nell'area mediterranea, 215-237.

CARROZZO M.T., DELLE ROSE M., FEDERICO A., LEUCCI G., MARRAS V., NEGRI L., NUZZO L. (2003) – Osservazioni geologiche e indagini geofisiche sul carsismo della costa neretina. *Thalassia Salentina*, Atti 3° incontro di studi: Il carsismo nell'area mediterranea, 26: 3-10.

DENITTO F., MOSCATELLO S., PALMISANO P., POTO M., ONORATO R. (2006) – Novità speleologiche, idrologiche e naturalistiche della palude del capitano (pSIC IT9150013), costa neretina (Lecce). *Thalassia Salentina*, Atti 3° incontro di studi: Il carsismo nell'area mediterranea, 99-116.

Longitudine **17,92425** • Latitudine **40,20372**



Sinkhole tagliato dalla strada provinciale

Torre Castiglione è una località marina situata sulla costa ionica della Penisola salentina, nel comune di Porto Cesareo, al confine tra le province di Lecce e Taranto. Vi si trova la Torre di Castiglione, una delle quattro torri (con T. Cesarea, T. Chianca e T. Lapillo) di avvistamento costruite nel XVI sec. per proteggere la penisola salentina da invasioni via mare. Di questa, tuttavia, restano solo i ruderi poiché fu abbattuta durante la Seconda guerra mondiale. La peculiarità delle forme carsiche quivi presenti sta nella forma, e nel processo genetico, delle numerose doline, note qui col nome locale di spunnulate (dal verbo spunnare che significa sprofondare); in questo sito esse presentano particolare varietà di forme e dimensioni, nonché valore scenico. In letteratura scientifica, sono definite *sinkholes*. La forma è quasi sempre circolare (per le più piccole) o sub-ellittica. In quest'ultimo caso, l'asse maggiore ha frequentemente orientazione NW-SE o W-E. Le profondità sono variabili, la più ricorrente è intorno ai 4 m. Laddove intersecano la falda acquifera, è visibile uno specchio d'acqua al fondo. Alle forme carsiche principali se ne associano molte minori: nella stessa area si osservano vasche di corrosione (di dimensioni molto variabili), crenellature, solchi e fori. Dei 58 *sinkhole* rilevati nell'area di Torre Castiglione, solo 2 sono censiti nel catasto regionale delle Grotte Naturali, con i codici: PU505 (Spunnulata di Torre Castiglione) e PU992 (Grotta di Castiglione). La PU505 (attraversata dalla SP340) ha forma allungata, con asse maggiore (di circa 400 m) orientato NW-SE. La larghezza massima è di circa 110 m. Uno specchio d'acqua è visibile sul fondo, profondo circa 4 m. Il rilievo topografico ha riservato la scoperta e l'esplorazione di due corridoi subacquei, pressoché paralleli tra loro lunghi rispettivamente 36 e 50 m, larghi 9 m e 4 m e profondi circa 5,5 m, che si sviluppano fino a 5-6 m sotto il livello della falda. Nella cavità sono evidenti alcuni fenomeni di crollo, e futuri crolli sono ancora possibili. Dal punto di vista geologico, il sito è caratterizzato da due unità litostatigrafiche. La più antica è quella del Calcario di Altamura (Cretaceo), che affiora a Nord della strada litoranea SP340. Essi

si presentano biancastri o nocciola, compatti, stratificati e in più luoghi intensamente fratturati. I Depositi di Terrazzo (Pleistocene Medio e Superiore) affiorano estesamente a Sud della suddetta strada e, in più areali, anche a Nord della stessa, con spessori variabili da pochi decimetri a qualche metro. Proprio in corrispondenza del *sinkhole* che taglia la SP340 è ben visibile il contatto tra l'unità pleistocenica e quella cretacea. Indagini geologiche e geofisiche hanno individuato a mezzo di sondaggi e di indagini geofisiche, al di sotto della spunnulata tagliata dalla SP340 un vuoto di notevoli dimensioni all'interno dei calcari cretaccici, a testimonianza che il processo che interessa i depositi pleistocenici è probabilmente correlato alla presenza di vuoti nel substrato cretaccio.



Sinkhole ubicato in prossimità della Torre Diruta



Bibliografia essenziale

BECCARISI L., DELLE ROSE M., ERNANDES P., NAPOLETANO S., ZUCCARELLO V. (2009) – Distribuzione geografica e stato di conservazione delle doline di crollo della costa ionica salentina (Puglia meridionale). Atti 2° workshop internazionale: I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato. Roma, 165-178

BECCARISI L., ERNANDES P., DELLE ROSE M., ZUCCARELLO V. (2006) – Valutazione dello stato di conservazione delle "spunnulate" della costa di Porto Cesareo e Nardò (provincia di Lecce) con un approccio vegetazionale. Thalassia Salentina, Atti 3° incontro di studi: Il carsismo nell'area mediterranea, 215-237

BRUNO E., CALCATERRA D., PARISE M. (2008) – Development and morphometry of sinkholes in coastal plains of Apulia, southern Italy. Preliminary sinkhole susceptibility assessment - Engineering Geology 99 198-209;

CURTI L., LORENZONI G.G. (1969) – Considerazioni sulla vegetazione delle spunnulate di Castiglione. 47-66

PAGLIARA A. (2011) – Relazione geologica – tecnica per i lavori di demolizione e ricostruzione di un tronco della SP 340, Località Torre Castiglione, Porto Cesareo. 26pp.

Longitudine **17,82334** • Latitudine **40,28810**



Bacino Spunderati Nord

Il sistema di bonifica dei bacini del litorale di Ugento è ubicato tra Torre San Giovanni e Lido Marini ed è costituito da opere di ingegneria idraulica che hanno permesso, nella seconda metà dello scorso secolo, la colonizzazione dei vasti territori paludosi presenti in questo tratto di costa, favorendo lo sviluppo sociale della comunità locale. Gli interventi di bonifica hanno avuto inizio nella prima metà del '900 e sono proseguiti fino a determinare l'attuale configurazione, costituita da sette bacini di espansione collegati tra di loro e con il mare da canali collettori, che sfociano in tre punti: a Torre San Giovanni, a Torre Mozza e in corrispondenza della Punta del Macolone. Le prime opere furono eseguite nel triennio 1936-38 con la realizzazione di tre bacini, *Suddenna*, *Bianca* e *Ulmo*, collegati da un canale collettore che sfociava a Torre San Giovanni. Nel 1950 fu completato il progetto di bonifica della palude *Spunderati* che prevedeva la realizzazione di due bacini di espansione nelle zone più depresse dell'area e nel 1951 infine, venne attuata la bonifica delle paludi di

Rottacapozza, con la realizzazione di due bacini comunicanti tramite un canale che venne collegato nella parte settentrionale al bacino *Ulmo* e nella parte meridionale al bacino *Spunderati Nord*. Il principio di funzionamento del sistema prevedeva il posizionamento del fondo dei bacini al di sotto della superficie piezometrica della falda superficiale, fungendo da richiamo per l'acqua di falda, abbassandone la superficie piezometrica e modificando le linee di deflusso per drenare i terreni adiacenti. L'assetto geologico dell'area risulta molto importante e complesso in quanto costituito da unità a diverso grado di permeabilità, in cui la circolazione idrica sotterranea si esplica su più livelli. Nel livello più superficiale, ospitato dai Depositi Marini Terrazzati, ha sede una falda freatica sostenuta alla base dall'unità impermeabile delle Argille subappennine che alimenta, in modo costante, le acque dei bacini e dei canali collettori. Il secondo livello, invece, ha sede nella Calcarenite di Gravina e risulta confinato dalle argille. Tale corpo idrico è isolato dalla circolazione idrica superficiale e riceve alimentazione dai livelli idrici più profondi, e quindi più salmastri, della falda carsica, che costituisce il livello idrico più profondo, ospitato nel substrato calcareo mesozoico. Le tecniche impiegate per la bonifica dell'area sono tuttora efficaci nel mantenimento dei livelli piezometrici della falda al di sotto del piano di campagna, rendendo questa zona una delle mete balneari più frequentate della penisola salentina e quindi risulta facilmente comprensibile l'importante ruolo svolto.



Bibliografia essenziale

BALDASSARRE G., DE GIORGIO G., MAGGIORE M. (2007) - Lineamenti idrogeologici dell'area naturale protetta "Litorale di Ugento". Atti del Convegno "Environmental features and sustainable development of the albanian and apulian wetlands", 41-46. ISBN: 88-7553-061-0.

DE GIORGIO G. (2010). Il ruolo dei fattori fisici, idrogeologici ed antropici nell'equilibrio ambientale dell'area umida protetta "Litorale di Ugento". Tesi di Dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XXII ciclo.

DE GIORGIO G., BALDASSARRE G. (2009) - Il ruolo dei fattori fisici ed antropici nell'equilibrio ambientale dei bacini di bonifica del litorale di Ugento. Atti del Convegno dell'Ordine dei Geologi della Regione Puglia dal titolo: Penisola salentina: geologia e pericolosità geologiche, 12-13.

DE SANTIS V. (2005) - Stato ed evoluzione di alcuni apparati dunali della costa pugliese - Tesi di dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XVII ciclo.

Longitudine **18,15582** • Latitudine **39,86499**



Bacino Spunderati Sud



Il canale collettore



Il canale collettore in prossimità della foce a Torre San Giovanni



Panoramica di un tratto della gravina del Triglio dove in corrispondenza delle "pozzelle" è possibile riconoscere il tragitto ipogeo

L'acquedotto del Triglio rappresenta una straordinaria opera di ingegneria idraulica realizzata in epoca romana tra la fine del I secolo a.C. ed il I sec. D.C. per rifornire di acqua potabile le navi ormeggiate nel porto mercantile di Taranto. Il suo tracciato, il cui tratto iniziale è posizionato in corrispondenza della Gravina del Triglio, in una zona distante un centinaio di metri a sud-est della chiesetta di San Michele, si sviluppa per una lunghezza complessiva di circa 12 km e risulta articolato in un sistema di gallerie artificiali, scavate in banchi rocciosi calcarei e calcarenitici, e corre in superficie con archi a tutto sesto realizzati nel periodo rinascimentale, lungo un tratto della S.P. n.48 Taranto-Statte. Gli ingegneri idraulici militari romani pensarono di realizzare un acquedotto in questa zona in quanto nell'entroterra a nord della città di Taranto vi era una situazione idrogeologica idonea all'utilizzo ed al trasporto di acque sotterranee potabili. Le calcareniti affioranti nella zona di origine dell'acquedotto infatti, ossia nella zona di convergenza delle varie gravine presenti al confine dei

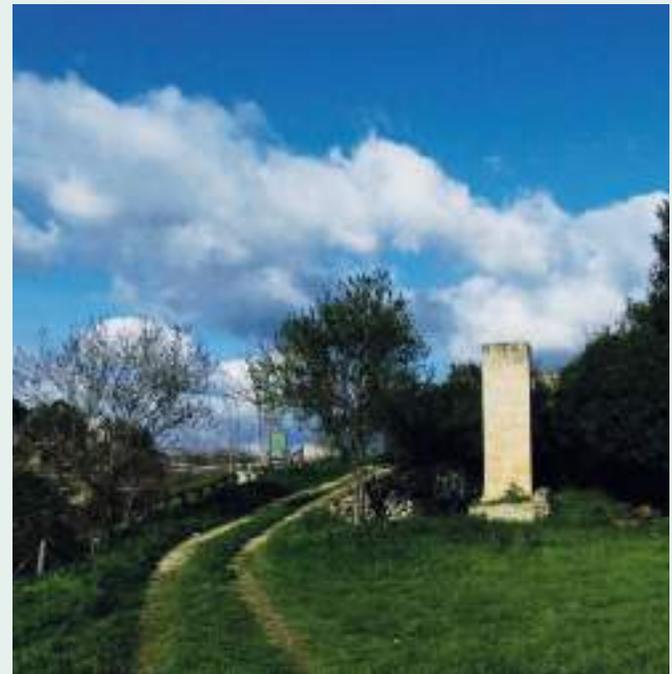
territori comunali di Crispiano e Statte, ospitano una falda superficiale sostenuta alla base da uno strato impermeabile di marne biancastre e rossicce, che impediscono alle acque meteoriche di infiltrarsi negli strati carbonatici mesozoici profondi. La falda superficiale presente nelle calcareniti quindi, alimenta le sorgenti dell'Acquedotto, le cui acque sono intercettate e convogliate nella zona di raccordo per poi scorrere lungo il tracciato fino alla zona terminale posizionata in corrispondenza di Piazza Fontana a Taranto. Per la realizzazione della condotta principale furono scavati contemporaneamente più punti del tracciato, a cui si accedeva mediante pozzi ad imboccatura circolare aventi diametro di circa 1 m e la cui posizione è attualmente visibile lungo il tracciato dalla presenza di sfiatoi a torretta, chiamati *pozzelle*, la cui costruzione, anche se simile a quelle d'epoca romana, risale ad un periodo compreso tra la fine dell'800 ed i primi del '900. Lungo il tracciato dell'acquedotto infine, sono presenti due invasi, presso la *fontana vecchia* di Statte e Masseria *La Felicia*, le cui acque venivano utilizzate nei periodi di siccità, e che assolvevano anche ad altre funzioni tecniche, quella di far decantare l'acqua e liberarla dalle impurità presenti e quella di regimentazione del flusso idrico, che riprendeva a valle con maggiore regolarità.



Bibliografia essenziale

- CONTE A., FICOCELLI S. (2007) - L'Acquedotto romano del Triglio da Statte a Taranto. Grotte e dintorni, Anno VI, n.12, pp. 121-134.
- DELLE ROSE M. (2005) - Il bacino imbrifero del Triglio e la costruzione dell'antico acquedotto. Riflessioni - Umanesimo della Pietra, pp. 125-137, Martina Franca.
- GENTILE C., MAURO G. (1999) - Acquedotto del Triglio: indagini su acque di falda. Itinerari speleologici, 8, (II), pp.17-22.
- GRASSI D., ZERRUSO F., PASCALI E., GILIBERTO M. (1991) - Indagini sull'acquedotto del Triglio, note preliminari. Itinerari speleologici 5, (I), pp. 173-176.

Longitudine **17,21360** • Latitudine **40,53109**



Pozzella del Purgatorio, posizionata nel tratto iniziale della condotta principale dove si verifica la confluenza delle acque provenienti dalle sorgenti



Pozzella presente lungo "via delle Sorgenti" nella zona urbana del comune di Statte



Panoramica del versante settentrionale del Monte Carella dove è posizionata la cava

La cava di alabastro di *Bosco Mozzone* è ubicata a circa 5 km in direzione sud-ovest dal centro abitato di Alberobello, in contrada *Albero della Croce*, occupa la parte inferiore del versante nord-orientale del *Monte Carelloe* rappresenta l'ultima testimonianza attualmente visibile nella *Murgia dei trulli* della coltivazione dell'alabastro calcareo. Questa elegante varietà litologica si rinviene sotto forma di filoni a forte inclinazione, circa 70°-80°, aventi spessore variabile da qualche centimetro al metro, all'interno delle larghe fratture beanti presenti nella formazione del Calcere di Altamura. Le tonalità cromatiche preminenti sono quelle brunastre, con sfumature tendenti al giallo, al rosso e al grigio; esse evidenziano la tipicatessitura fibroso-raggiata e fibroso-parallela della roccia. Alcuni filoni alabastrini visibili in sito sono posizionati sul lato sinistro dell'ex ricovero attrezzi, che sorge in corrispondenza del lato sud della cava. In uno di essi in particolare, è possibile osservare la caratteristica tessitura fibroso-parallela, in corrispondenza del tratto basale e la tessitura fibroso-raggiata nella parte alta,

dove la frattura verticale nei calcari si allarga e forma una lente allungata con spessore massimo di circa 30 cm. Lo sfruttamento della cava ebbe inizio, secondo testimonianze verbali, nel 1890, dagli abitanti del luogo per produrre oggetti minuti. Successivamente, nei primi anni del '900, una ditta di estrazione di Bitonto prese in concessione il giacimento, e cominciò ad estrarre i blocchi di alabastro ed a lavorarli fino al 1917, quando la coltivazione della cava fu abbandonata a causa degli eccessivi costi di estrazione. Nel periodo tra 1920 ed il 1950 infine, la coltivazione fu ripresa ed interrotta a fasi alterne e per brevi periodi di tempo, fino a quando cessò definitivamente alla fine degli anni '50 del novecento. Tra i luoghi di maggior prestigio in cui è stato utilizzato l'alabastro calcareo di Alberobello, è possibile ricordare il "Corridoio dei passi perduti" chiamato "Transatlantico" del Palazzo di Montecitorio, sede della Camera dei Deputati, dove sono otto colonne, quattro semicolonne e quattro lesene che ornano il corridoio degli Uffici del Presidente del Consiglio dei Ministri, nonché 12 colonne che reggono le architravi all'interno dei tre ingressi ad arco dai quali si accede all'aula assembleare.



Bibliografia essenziale

ANGIULLI G. (1997) - L'alabastro di Alberobello. "Quaderni del bicentenario" - Collana a cura dell'Assessorato alla Cultura del Comune di Alberobello.

MANGHISI V., PACE P. (2002) - L'estrazione dell'alabastro nelle cavità carsiche della Murgia dei trulli (Puglia). Grotte e dintorni - Anno 2 n.3.

MANGHISI V., PACE P. (2002) - L'estrazione dell'alabastro nella Murgia dei trulli. Riflessioni - Umanesimo della pietra. Numero unico Luglio 2002, pp. 105-110.

Longitudine **17,20194** • Latitudine **40,76497**



Particolare del sistema roccioso dove si evidenzia il filone, quasi verticale, formato da alabastro calcareo



Profilo trasversale della Lama Balice. Sul fondo piatto della lama sono presenti depositi alluvionali

si osservano lembi residui di depositi alluvionali, costituiti da conglomerati calcarei con un'abbondante matrice di terra rossa appartenenti al Sintema di Madonna delle Grotte, di età Pleistocene medio-superiore (?), e al Sintema di Costa San Giovanni, di età Pleistocene superiore. La presenza di tali depositi posizionati a quote più elevate rispetto alla posizione attuale dell'alveo, testimonia come l'approfondimento della lama, e la conseguente formazione della valle, siano il prodotto di una evoluzione complessa determinata dall'interazione tra il sollevamento regionale delle Murge e le oscillazioni glacio-eustatiche del livello del mare nel Quaternario. In tale contesto, la lama ha approfondito progressivamente il suo alveo adattando di volta in volta il profilo di equilibrio al livello di base corrispondente alla posizione a cui il livello del mare si attestava durante le sue cicliche oscillazioni. Ne consegue che il processo genetico più importante responsabile della formazione della Lama Balice sia da ricondurre a fenomeni di degradazione di interstrato connessi al costante fluire delle acque all'interno delle discontinuità dei calcari. La Lama Balice, di recente istituita Parco Naturale Regionale, è inserita in un contesto naturalistico e paesaggistico di pregio e si presta ad escursioni sia a piedi che in mountain bike. Di grande interesse sono anche alcune grotte carsiche di interstrato, a sviluppo orizzontale, accessibili dal versante in destra.

Il sito di Lama Balice è individuato nel tratto di lama compreso tra Bitonto e la costa a nord di Bari (località Fesca). La foce della lama corrisponde ad una imponente opera idraulica, il cosiddetto "Canalone" di Fesca, realizzata per proteggere la città di Bari ed il suo *hinterland* dalle alluvioni. Nella parte più a monte la lama ha un andamento sinuoso, a meandri, ed è incassata nei depositi del Calcare di Bari, di età Albiano-Cenomaniano; nella parte più a valle invece, all'altezza del ponte dell'autostrada A14, la lama assume un andamento rettilineo e incide sia i teneri depositi della Calcarenite di Gravina, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore sia i sottostanti calcari cretacei. La linearità dell'incisione suggerisce che la lama ha avuto un condizionamento strutturale poiché ha inciso il substrato roccioso in corrispondenza dei principali sistemi di fratture e faglie. La valle è ampia al massimo 200 m, presenta pareti a luoghi molto acclivi, e in sezione mostra un profilo a V, con fondo piatto e parzialmente coperto da sedimenti alluvionali (terre rosse e ciottoli calcarei). Lungo entrambi i versanti della lama



Calcari micritici e dolomitici del Calcare di Bari in corrispondenza di alcuni saggi di cava presenti nella Lama Balice



Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) – Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46: 19-34.
- PIERI P. (1980) – Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge. *Murgia sotterranea*, 2(2): 13-19.
- PIERI P., SABATO L., RICCHETTI G., TROPEANO M., SPALLUTO L., LOTITO G., DE SANTIS V., ZOPPI C., LABRIOLA M., DE GIORGIO G. (2012) – Carta Geologica d'Italia, Foglio 438 "Bari". ISPRA-Regione Puglia (pubblicato anche online sul sito: http://www.isprambiente.gov.it/MEDIA/carg/438_BARI/Foglio.html).
- PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) – Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 438 "Bari", 105 pp.
- PENNETTA L. (1983) – L'antico reticolo fluviale delle Murge. *Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliesi e lucane*, 25: 3-17.

Longitudine **16,74412** • Latitudine **41,11609**



Dettaglio della superficie ad orme oggi sotto tutela

In località San Leonardo, si apre un complesso di 3 cave a pozzo profonde circa 20 metri che in totale coprono una estensione di 2 ettari circa ed al cui interno si possono riconoscere superfici di interesse paleontologico risalenti al Cretaceo inferiore (Piano Albiano, 110 Ma) ad orme di dinosauri. Delle 3 cave, al momento, solo la cava più a nord è stata studiata e viene descritta di seguito. Sulle pareti di cava affiora per tutto lo spessore delle sezioni la Formazione del Calcere di Bari. Si notano strati di calcari compatti che variano da uno spessore centimetrico ai 40 cm, con rapide variazioni laterali e nel complesso con lievi pendenze verso i quadranti orientali. Dal basso verso l'alto, su tutte le pareti, si possono osservare cicli sedimentari dello spessore di circa un metro, legati alle variazioni degli ambienti di deposizione. Essi sono costituiti da strutture sedimentarie di tipo *flaser* (fenomeni tratti da corrente rappresentate da lenti fangose), livelli a laminazione orizzontale e a laminazione incrociata e, subordinatamente, livelli non consolidati caratteristici della depo-

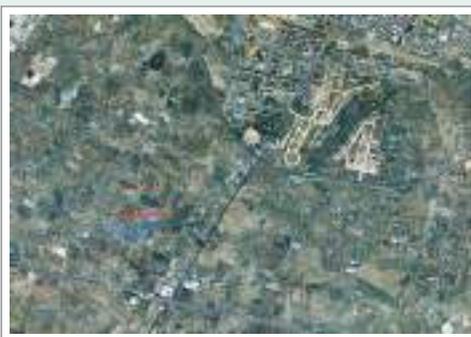
sizione di ambiente di piattaforma carbonatica interna, in facies supra ed infralitorale. Sul piano principale di cava, per circa 2000 m², sono riconoscibili numerose impronte tridattile di dinosauro teropodo ben preservate (dimensioni circa 30-35 cm) e organizzate in piste. In associazione, sono riconoscibili sul piano di calpestio piccole rudiste in posizione di vita (diametro 0.5-2 cm) e tane di invertebrati. Sulla medesima superficie, inoltre, è da segnalare la presenza di una traccia, lunga circa 20 metri e larga un metro, probabile scia di trascinamento sulla sabbia di un grosso organismo, nonché centinaia di conche di depressione delle dimensioni dai 20 ai 40 cm, alcune delle quali con bordi di espulsione (bordi in rilievo), ma di difficile determinazione. Il complesso estrattivo fu aperto agli inizi del XIX secolo e fu attivo fino alla seconda guerra mondiale. Successivamente, l'estrazione riprese e fu finalizzata alla realizzazione del porto di Molfetta, della sede della Banca d'Italia a Bari, della canalizzazione della foce del Fiume Locone (FG) e alla produzione di inerti. Le attività estrattive terminarono nel 1994. Il toponimo storico della zona delle cave in cui sono state rinvenute le impronte tridattile è "*Ciamb de gaddain*" termine che, guarda caso, richiama la forma delle zampe di gallina, molto simile a quella di una impronta di teropodo.



La più grande orma di dinosauro carnivoro della cava oggi studiata



Panoramica della superficie di cava oggi sotto tutela



Bibliografia essenziale

IURILLI V., PETRUZZELLI M., (2010) - Cava ad orme di dinosauro - S. Leonardo (Molfetta). Scheda campione di geosito nel volume "Il patrimonio geologico della Puglia" del Gruppo Lavoro Geositi, SIGEA. Puglia. Suppl. a Geologia dell'Ambiente/2010, pp. 130-131.

PETRUZZELLI M., IANNONE A., LA PERNA R. (2011) - Le tracce di dinosauro in Puglia: un'emergenza geo-paleontologica. Comunicazione, Giornata Scientifica "Criticità geologiche del territorio pugliese: metodi di studio ed esempi". Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali e Centro Interdipartimentale per la Mitigazione del Rischio Sismico e Vulcanico, 22/6/2011, Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Campus, Bari.

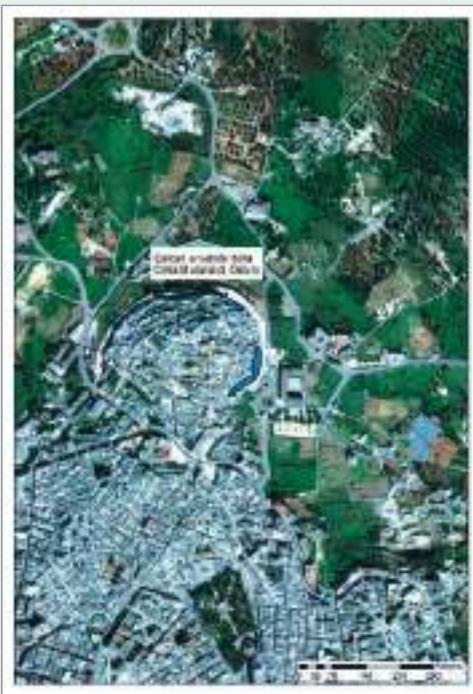
PETRUZZELLI M., IANNONE A., LA PERNA R. (2012) - Fossil heritage in Apulia: Mesozoic vertebrates and dinosaur tracksites. In the abstract book of Geoheritage: Protecting and Sharing, pp 20. In the 7th International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, 3th Regional Meeting of the ProGEO SW Europe Working group, Bari-Italy, 24-28 September 2012.

IANNONE A., PETRUZZELLI M., LA PERNA R. (2012) - La cava ad orme di dinosauro di Molfetta: opportunità di tutela, valorizzazione e divulgazione di una singolarità geologico-paleontologica del territorio. Geologi e Territorio, Periodico di Scienze Della Terra Dell'Ordine dei Geologi della Puglia. accettato giugno 2012. n°2 Ottobre 2012, pp 17-21, ISSN: 1974 - 1189.

Longitudine **16,57287** • Latitudine **41,18125**



Bancani del Calcare di Ostuni al di sotto della Cinta muraria



Lungo la base della cinta muraria del centro storico di Ostuni e nei vicoli del rione "Terra" affiorano calcari a rudiste del Cretaceo superiore appartenenti alle formazioni del Calcare di Altamura e del Calcare di Ostuni, in contatto per faglia. Tali depositi hanno uno spessore di circa 30-40 m e presentano un assetto a monoclinale immergente verso S-SO con inclinazioni variabili da 0 a 10°. Il Calcare di Altamura affiora in prevalenza nel settore più a ovest di Viale Oronzo Quaranta ed è costituito da calcari in strati di spessore variabile da 0,30 a 1,5 m. In accordo con Pieri e Laviano (1989) e Guarnieri *et al.* (1990), il Calcare di Altamura è qui costituito da tre litofacies organizzate in sequenze cicliche che, dal basso verso l'alto in ogni strato, consistono in: a) calcari bioclastici con abbondanti foraminiferi bentonici e rudiste in posizione di vita; b) calcari fini a lamine stromatolitiche; c) microbreccie intraformazionali con matrice residuale rossastra e strutture da disseccamento. Il Calcare di Altamura è attribuibile ad ambienti marini di piattaforma interna variabili dalla laguna alla

piana tidale con periodiche emersioni. Le rudiste appartengono in prevalenza alla famiglia delle radiolitidi con morfotipi del tipo "elevator" attribuite alle seguenti specie: *Biradiolites angulosus*, *Biradiolites monopterus*, *Eoradiolites cristatus*, *Eoradiolites messapius*, *Gorjanovicia campobassoi*, *Gorjanovicia costata*, *Gorjanovicia martinensis*, *Gorjanovicia polsaki*, *Milovanovicia martellii*, *Radiolites galloprovincialis*, *Radiolites pasinianus*, *Radiolites spinulatus*. I microfossili sono invece attribuibili alle seguenti specie: *Murgella lata*, *Nezzazatinella sp.*, *Nummoloculina sp.*, *Moncharmontia appenninica*, *Rotalia skourensis*, *Rotalia trochidiformis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Accordiella conica*, *Accordiellasp.*, *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. In base all'associazione micro- e macrofossilifera l'età del Calcare di Altamura è attribuibile al Coniaciano-Campaniano inferiore. Proseguendo da ovest verso est lungo Via Oronzo Quaranta, immediatamente dopo la scalinata che porta alla chiesa della Stella, affiora il Calcare di Ostuni costituito da banchi spessi alcuni metri di calcari organogeni a rudiste, che possono superare i 10-15 cm di lunghezza, e coralli. Le litofacies suggeriscono che il Calcare di Ostuni si sia formato in ambienti di piattaforma esterna, ad alta energia. Secondo autori, nel Calcare di Ostuni sono riconoscibili le seguenti specie di rudiste: *Jouffia reticulata*, *Kurtinia hemispherica*, *Hippurites heritschi*, *Hippurites colliciatius*, *Sabinia aff. aniensis*, *Vaccinites vesciculosus* e *Favus antei*. In base a tale associazione, l'età della successione del Calcare di Ostuni è attribuibile al Campaniano superiore-Maastrichtiano. La particolarità della successione affiorante sotto la cinta muraria del centro storico di Ostuni è data dalla possibilità, abbastanza rara sulle Murge, di osservare le caratteristiche stratigrafiche e paleontologiche di due formazioni del Cretaceo superiore giustapposte per la presenza di strutture tettoniche. Inoltre, è possibile confrontare due differenti associazioni a rudiste: quelle piccole e concentrate in livelli spessi 20-30 cm all'interno degli strati del Calcare di Altamura, e quelle grandi 10-15 cm e uniformemente distribuite nei bancani del Calcare di Ostuni. Il sito è collocato in un contesto di grande importanza storica (cinta muraria medioevale di Ostuni) da cui è possibile godere di un suggestivo paesaggio che si apre sulla piana degli ulivi secolari fino alla costa adriatica.



Associazione a rudiste costituita da grandi individui di radiolitidi e hippuritidi del Calcare di Ostuni

Bibliografia essenziale

LAVIANO A. (1985) – Paleontological description on some Rudists from the Upper Cretaceous of Ostuni (south-eastern Murge, Apulia). Riv. It. Pal. Strat., 91: 321-356.

LAVIANO A., GALLO MARESCA M. (1992) – Paleontological characters of the species *Vaccinites vesciculosus* (woodward). Geologica Romana, 28: 49-59.

LAVIANO A., SKELTON P.W. (1992) – *Favus antei*, a new genus and species of a bizarre "big cell" radiolitid from the upper Cretaceous of eastern Tethys. Geologica Romana, 28, 61-77.

LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) - Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paleoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2): 95-136.

Longitudine **17,57917** • Latitudine **40,73419**



Rudiste all'interno del mound osservate nella loro originaria posizione di vita

Lungo la trincea della strada panoramica (SP18) che costeggia il costone roccioso del versante adriatico delle Murge (in verde nel riquadro in basso a sinistra), al confine Monte della Badessa, affiora una successione di calcari a rudiste appartenenti alla formazione del Calcere di Ostuni. La peculiarità di questo affioramento è quello di mostrare in sezione trasversale due *mound* a rudiste completi. I *mound* costituiscono degli aggregati molto densi di rudiste, nel caso in esame appartenenti in prevalenza ai gruppi delle hippuritidi e delle radiolitidi. Nello specifico, il nucleo dei *mound* a rudiste è costituito da calcari bioclastici massivi spessi oltre 2 metri. Le rudiste sono tutte di dimensioni notevoli, comprese tra i 10 e i 40-50 cm di lunghezza, e sono da annoverare tra gli esemplari più grandi e meglio conservati delle Murge. I *mound* a rudiste sono il prodotto della sovrapposizione di più generazioni di individui organizzati a formare un litosoma a forma di "collinetta" (*mound*) parzialmente smantellato dalle onde e dalle correnti in un ambiente di alta energia (margine della piattaforma carbonatica). I *mound* passano gradualmente sia lateralmente che verso l'alto ad una litofacies calciruditica e calcarenitica priva di strutture sedimentarie e ricca di bioclasti (principalmente frammenti di rudiste) e peloidi. Questa litofacies è interpretata come il prodotto del disfacimento parziale dei *mound* a rudiste ad opera del moto ondoso e delle correnti e alla succes-

siva deposizione del materiale bioclastico lungo i fianchi (*talus*) dei *mound*. Nelle porzioni più distali dei *mound* sono stati osservati calcari ricchi in macroforaminiferi bentonici (*Orbitoides sp.* e *Siderolites sp.*) che mostrano a luoghi gradazione normale e laminazione obliqua. Questa litofacies è indicativa di sedimentazione indotta da correnti, onde e tempeste in aree ad elevata energia. L'associazione a rudiste è costituita essenzialmente dalle seguenti specie: *Hippurites colliciatius*, *Hippurites heritschi*, *Kurtinia hemisphaerica*, *Joufia reticulata*, *Sabinia aff. aniensis*, *Favus antei*. L'associazione a rudiste e a macroforaminiferi bentonici (*Orbitoides sp.*, *Siderolites sp.*) indica che la successione è attribuibile all'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano. Il sito, oltre a mostrare la tipica aggregazione delle rudiste in *mound* irregolarmente distribuiti lungo il margine della Piattaforma Apula durante il Cretaceo superiore, rappresenta uno dei punti panoramici più suggestivi dell'area di Ostuni poiché è possibile osservare con un'ampia visuale la piana degli ulivi secolari compresa tra Fasano e Ostuni e un tratto della costa adriatica compresa tra i villaggi di Torre Canne e Villanova. Il sito in esame inoltre può essere un ideale punto di partenza per escursioni a piedi o in bici lungo i numerosi sentieri presenti nelle campagne al confine tra i comuni di Ostuni e Cisternino.



Bibliografia essenziale

GUARNIERI G., LAVIANO A., PIERI P. (1990) – The second international conference on rudist, Rome and Bari, 1/7 October 1990. Guide Book, 49 pp.

LAVIANO A. (1984) – Preliminary observations on the Upper Cretaceous coral-rudist facies of Ostuni (southeastern Murge, Apulia). Riv. It. Paleont. Strat., 90(2): 177-204.

LAVIANO A. (1985) – Paleontological description on some Rudists from the Upper Cretaceous of Ostuni (south-eastern Murge, Apulia). Riv. It. Pal. Strat., 91: 321-356.

LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) – Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paleoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2): 95-136.

PIERI P., LAVIANO A. (1989) – Tettonica e sedimentazione nei depositi senoniani delle Murge sud-orientali (Ostuni). Boll. Soc. Geol. It, 108, 351-356.

Longitudine **17,49849** • Latitudine **40,74335**



Floatstone/rudstone a rudiste nel nucleo del mound



Dettaglio delle lamine inclinate della duna fossile di San Biagio

Percorrendo il sentiero del Monte San Biagio, nel punto in cui si inizia a percorrere il tratto più ripido della scarpata, sui calcari cretacei del Calcare di Ostuni poggia con una netta discordanza angolare un lembo residuo di calcareniti laminate ben cementate. Le calcareniti sono inclinate fino a 30° con immersione verso S-SO, hanno granulometria costante con granuli in media di 1 mm e sono fittamente laminate. La laminazione è parallela, molto regolare e forma pacchi di lamine con diversa inclinazione. I resti fossili sono scarsi e risultano rimaneggiati e usurati. Secondo Sabato (1999) gli elementi di facies consentono di interpretare le calcareniti come sabbie eoliche a composizione carbonatica (eolianiti) che si sono accumulate contro la scarpata delle Murge formando dei corpi dunali. Questa successione è stata attribuita da Iannone e Pieri (1982) e da Sabato (1999) all'unità litostratigrafica della Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) quando il livello del mare doveva aver raggiunto la quota alla quale si rinvengono le dune fossili (250 m s.l.m.), indicando pertanto i limiti di massima espansione del mare pleistocenico. In questo intervallo di tempo, le sabbie carbonatiche che formavano l'antica spiaggia, ad opera dei venti dominanti che soffiavano da nord hanno subito un trasporto ed un successivo accumulo contro la scarpata morfologica costituita dall'alto del Monte di San Biagio formando una duna eolica. Secondo Di Geronimo (1970), la duna fossile sarebbe dubitativamente attribuibile al Pliocene. Secondo Sabato (1999) la presenza di una duna fossile dimostra l'esistenza di una paleocosta e suggerisce che la regione, dopo la formazione delle eolianiti (presumibilmente nel Pleistocene inferiore), si sia sollevata di 250 m. Secondo Parise (2012) invece, la duna fossile risalirebbe ad epoche in cui il livello del mare era prossimo a tali quote (250 m), e quindi alle prime fasi di formazione dei terrazzi marini nell'area, durante il Pleistocene medio. Indipendentemente

dalla differente interpretazione sull'età della duna fossile di San Biagio, il sito assume una importanza rilevante perché è una diretta testimonianza di un'antica linea di costa e quindi rappresenta un tassello fondamentale per la ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica e paleoambientale di questo settore delle Murge durante il Quaternario. Nei pressi della duna fossile è presente la grotta di San Biagio (numero catastale PU_371 nel catasto delle grotte della regione Puglia realizzato dalla Federazione Speleologica Pugliese), un'importante grotta eremitica pugliese con evidenze di frequentazione sin dalla preistoria. Il limite del sito è stato pertanto leggermente esteso ad inglobare questo importante sito storico e archeologico. Dal Monte San Biagio si gode una splendida vista del territorio circostante, dalla scarpata morfologica che borda le Murge a SE fino alla piana costiera adriatica. Il Monte di San Biagio è inoltre già inserito in diversi itinerari escursionistici ed eno-gastronomici che vengono periodicamente organizzati nel territorio di Ostuni. Lungo sentieri di media difficoltà è possibile infatti raggiungere i santuari di Monte Sant'Oronzo e della Grotta di Santa Maria di Agnano, la piana degli ulivi secolari e visitare alcune delle masserie fortificate del territorio di Ostuni con annessi frantoi ipogei aperte agli escursionisti e ai turisti in primavera e in estate.



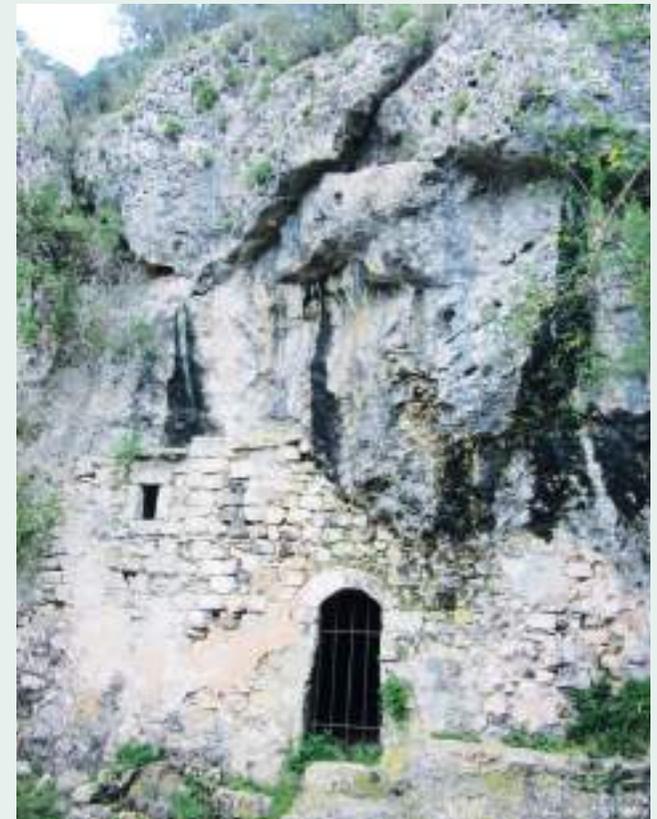
Bibliografia essenziale

DI GERONIMO I. (1970) – Geomorfologia del Versante adriatico delle Murge di SE (zona di Ostuni, Brindisi). *Geologica Romana*, 9: 47-58.

PARISE M. (2012) – Caratteri geologici e speleogenesi della Grotta di Santa Maria di Agnano, Ostuni (provincia di Brindisi). In: COPPOLA D. (a cura di), *Il Riparo di Agnano nel Paleolitico superiore. La sepoltura Ostuni 1 ed i suoi simboli*. Università di Roma Tor Vergata, Nuova Editrice Apulia, ISBN 978-88-903346-5-8, p. 75-91.

SABATO L. (1999) – Sosta 9,9 Le dune fossili di S. Biagio Pleistocene inferiore. In: *Puglia e Monte Vulture prima parte* (Ricchetti e Pieri ed.). Guide geologiche regionali. Be-Ma editrice, 269-270.

Longitudine **17,51988** • Latitudine **40,74487**



L'ingresso della grotta di San Biagio



Fronte di cava. Un inghiottitoio riempito da terra rossa interrompe la continuità degli strati calcarei

Altamura) ad una sedimentazione carbonatica emipelagica (calcari tipo *chalk*) con apporti di sedimenti marginali con meccanismi torbiditici (calcareniti fini) o con meccanismi di trasporto in massa del tipo *debris flow* (breccie e megabreccie) (Calcare di Caranna). I dati biostratigrafici testimonierebbero inoltre l'esistenza, al passaggio tra le due formazioni, di una lacuna stratigrafica, corrispondente al Campaniano medio, legata all'interruzione della sedimentazione carbonatica per "annegamento" (*drowning*) della piattaforma. In tutta l'area in esame il carsismo è molto diffuso; si riconoscono infatti numerosi inghiottitoi disseminati nel territorio e parzialmente riempiti da terra rossa. Il sito è situato nei pressi di un itinerario turistico ed escursionistico che comprende la porzione di territorio compresa tra il Monte Giannecchia e il Monte Pizzuto. L'area pertanto è già dotata di alcune strutture quali cartellonistica, sentieri con indicazioni e aree di sosta che la rendono immediatamente fruibile. Inoltre, la cava in esame è inserita in un contesto naturalistico che è quello classico della Valle d'Itria costituito da boschi di leccio, fragno e roverella. L'area è anche inserita in un'oasi di protezione faunistica bandita al prelievo venatorio per la presenza di numerose specie protette tra cui, ad esempio, la testuggine di terra già inserita nella direttiva Habitat.

I calcari tipo *chalk* della Formazione del Calcare di Caranna affiorano in una cava abbandonata (cava Conti) situata in località "La Tufara" nei pressi della frazione di Caranna nel Comune di Cisternino. Tali calcari sono correlabili con le Megabreccie del Calcare di Caranna affioranti ad Ostuni (scheda CGP0147) e con la porzione superiore del Calcare di Caranna descritta in corrispondenza del vicino Monte Giannecchia. La successione è costituita da calcari micritici bianchi polverulenti, bioturbati, con sottili intercalazioni di calcareniti fini gradate. I calcari micritici hanno le caratteristiche di un *chalk* ossia di una roccia a composizione carbonatica a tessitura fine, molto porosa, friabile, costituita da microscopici frammenti di organismi marini pelagici tra cui coccoliti, foraminiferi planctonici e calcisfere. Le intercalazioni calcarenitiche fini sono invece costituite da calcari microbioclastici normalmente gradati, contenenti frammenti di rudiste, echinodermi e inocerami. Secondo il modello deposizionale proposto da Pieri e Laviano (1989), i calcari tipo *chalk* rappresentano il prodotto della decantazione di fanghi emipelagici a cui si intercalavano, anche con meccanismi torbiditici, materiali risedimentati (calcareniti fini). L'analisi micropaleontologica e quella delle associazioni a rudiste rinvenute nelle breccie della parte inferiore del Calcare di Caranna hanno permesso di attribuire questa formazione all'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano. Il rinvenimento di queste facies di ambiente marino profondo sulle Murge ha permesso di chiarire alcuni aspetti riguardanti l'evoluzione paleogeografica e paleotettonica della Piattaforma Apula nel Cretaceo superiore. Nello specifico, questi calcari costituiscono la prova di una fase tettonica distensiva a carattere regionale che, nel Cretaceo superiore, avrebbe smembrato e ribassato per faglia le porzioni più esterne della Piattaforma Apula determinando il brusco passaggio da una sedimentazione carbonatica di mare sottile con periodiche interruzioni per emersione (cicli peritidali del Calcare di



All'interno dei calcari si osservano frammenti risedimentati di rudiste provenienti dai margini della piattaforma. Si distinguono le *tabulae* di accrescimento del guscio



Bibliografia essenziale

BORGOMANO J. (2000) – The Upper Cretaceous Carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: a model of platform-to-basin transition. *AAPG Bull.*, 84(10): 1561-1588.

LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) – Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paléoenvironnements. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 95(2): 95-136.

PIERI, LAVIANO (1989) – Tettonica e sedimentazioni dei depositi senoniani delle Murge sud-orientali (Ostuni). *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 351-356.

REINA A., LUPERTO SINNI E. (1996) – Gli hiatus del Cretaceo delle Murge: confronto con dati offshore. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51: 719-727.

Longitudine **17,41542** • Latitudine **40,77881**



Lungo tutto il fianco destro dell'incisione di Torre Incine sono una serie di cavità che impostatesi grazie all'azione di erosione differenziale e di carsismo su strati più teneri della Calcareniti di Gravina sono state quindi allargate dall'uomo

circuditi in cui si riconoscono abbondanti noduli di alghe rosse coralline in associazione con frammenti di echinodermi (Spatangoidi) e con numerose strutture di possibile origine vegetale (*Rhizoichnus*). Le strutture sedimentarie fisiche, consistenti in set di lamine piano-parallele a differente scala, sono visibili in tutta la successione, nelle parti non bioturbate. Secondo Tropeano (1993) le successioni della Calcareniti di Gravina osservata a Torre Incine e nella vicina Cala Corvino rappresentano una tipica sequenza deposizionale di spiaggia microtidale con tendenza trasgressiva. In particolare, la porzione sabbioso-conglomeratica basale è attribuibile ad ambienti di avanspiaggia e di transizione a spiaggia sommersa prossimale, mentre la porzione biocalcarenitica e biocalciruditeica sommitale è attribuibile ad ambienti più profondi con caratteristiche tipiche di ambienti di spiaggia sommersa. La Calcareniti di Gravina affiorante nel sito di Torre Incine presenta inoltre numerose piccole cavità la cui origine è presumibilmente dovuta alle azioni combinate della dissoluzione carsica, dei fenomeni meteomarinari e di azioni antropiche.



L'insenatura di Torre Incine, situata al confine tra i comuni di Polignano a Mare e Monopoli, si apre alla foce di una lama (Lama Incina). Si tratta di una costa con bassa falesia tipica delle Murge (pochi metri di altezza), intagliata in prevalenza nelle calcareniti plio-pleistoceniche della Calcareniti di Gravina; dove l'incisione interseca la costa, si è costituita una caletta ciottolosa (*pocket beach*) stretta e profonda, dominata da una torre spagnola risalente alla fine del XVI secolo. Lungo la falesia è possibile osservare il contatto trasgressivo discordante tra il Calcarea di Bari di età cretacea e la Calcareniti di Gravina di età plio-pleistocenica, oltre ai peculiari caratteri sedimentologici di quest'ultima. I depositi cretacei sono costituiti da calcari micritici bianchi ben stratificati appartenenti all'unità informale del "membro micritico" della Formazione del Calcarea di Bari, localmente databile al Cenomaniano. Sui calcari poggiano per uno spessore complessivo di 10 m i sedimenti calcarenitico-calciruditeici della Calcareniti di Gravina costituiti da frammenti di bioclasti e da litoclasti calcarei cretacei organizzati in banchi di spessore metrico debolmente inclinati verso mare. La base della successione trasgressiva è rappresentata da sabbie calcaree grossolane litobioclastiche in cui si rinvenivano valve disarticolate di ostriche e, verso l'alto, livelli di ciottoli calcarei centimetrici. Le strutture sedimentarie osservate alla base della Calcareniti di Gravina interessano anche il tetto del substrato cretaceo e consistono di fori di organismi litodomi. La successione prosegue con calcareniti bioclastiche intensamente bioturbate; tra queste, le più diffuse sono prodotte da crostacei della famiglia dei callianassidi che, scavando le loro tane nel sedimento, hanno prodotto densi sistemi del tipo *Ophiomorpha nodosa*. Localmente, sono anche presenti gallerie verticali del tipo *Cylindrichnus errans* prodotte da echinodermi. I macrofossili rinvenuti nelle calcareniti sono costituiti da un'associazione a *Ostrea edulis*, *Pecten jacobaeus* e *Terebratula sp.* Nella parte sommitale della successione sono invece presenti biocalcareniti e biocalciruditi in cui si riconoscono abbondanti noduli di alghe rosse coralline in associazione con frammenti di echinodermi (Spatangoidi) e con numerose strutture di possibile origine vegetale (*Rhizoichnus*). Le strutture sedimentarie fisiche, consistenti in set di lamine piano-parallele a differente scala, sono visibili in tutta la successione, nelle parti non bioturbate. Secondo Tropeano (1993) le successioni della Calcareniti di Gravina osservata a Torre Incine e nella vicina Cala Corvino rappresentano una tipica sequenza deposizionale di spiaggia microtidale con tendenza trasgressiva. In particolare, la porzione sabbioso-conglomeratica basale è attribuibile ad ambienti di avanspiaggia e di transizione a spiaggia sommersa prossimale, mentre la porzione biocalcarenitica e biocalciruditeica sommitale è attribuibile ad ambienti più profondi con caratteristiche tipiche di ambienti di spiaggia sommersa. La Calcareniti di Gravina affiorante nel sito di Torre Incine presenta inoltre numerose piccole cavità la cui origine è presumibilmente dovuta alle azioni combinate della dissoluzione carsica, dei fenomeni meteomarinari e di azioni antropiche.



Il fianco in sinistra idrografica dell'insenatura di Torre Incine. Ben evidenti sono i solchi di erosione differenziale

Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari province): sedimentology and paleoecology. *Geologica Romana*, 603-653.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1983) - Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcareniti di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli. *Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliese e lucane*, XXVII, Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari, 16 pp.

LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) - Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paléoenvironnements. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 95(2): 95-136.

TROPEANO M. (1993) - Strutture sedimentarie deformative in calcareniti di spiaggia plio-pleistoceniche delle Murge. *Giornale di Geologia*, 55(1): 201-212.

Longitudine **17,25807** • Latitudine **40,98016**



Insenatura di Cala Corvino. Si osservano strutture deformative sinsedimentarie nella parte inferiore brecciata della Calcarenite di Gravina. La parte superiore della Calcarenite di Gravina è completamente indisturbata

Il sito di Cala Corvino si trova pochi chilometri a NO di Monopoli, e si sviluppa lungo un tratto di falesia intagliato in rocce calcarenitiche della Formazione della Calcarenite di Gravina. Lungo la falesia si riconoscono le evidenze di una complessa serie di fenomeni che hanno determinato un vistoso arretramento costiero, particolarmente accentuato in corrispondenza dell'insenatura di Cala Corvino, dove si aprono ampie cavità alte fino a 10 m sul livello del mare. Si tratta di cavità impostatesi nella calcarenite per effetto di fenomeni carsici che hanno prodotto cedimenti e crolli. Le cavità sono state successivamente parzialmente smantellate dall'arretramento costiero com'è visibile nei pressi dell'albergo di Cala Corvino. Il ritrovamento sui blocchi delle calcareniti crollate di un deposito sabbioso ricco di manufatti litici del Musteriano testimonia inoltre il ruolo di ripari naturali che le cavità avrebbero svolto durante il Paleolitico. Lungo la falesia è possibile osservare una successione spessa circa 15 m di depositi calcarenitici e calciruditici della Formazione della Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) trasgressivi sui calcari cretacei della Formazione del Calcarea di Bari (Cenomaniano). Le caratteristiche sedimentologiche dei depositi plio-pleistocenici sono quelle tipiche di ambienti di spiaggia microtidale con la classica sequenza di facies trasgressiva, ma la peculiarità è rappresentata dalla presenza di numerose strutture deformative sinsedimentarie (*soft-sediment deformation structures*) concentrate nell'unità basale della Calcarenite di Gravina corrispondente ai primi 5 m della serie affiorante. In particolare, è possibile osservare strutture deformative a grande scala aventi geometrie ellittiche in pianta e coniche (con la concavità verso l'alto) in sezione, alte fino a 5 m e lunghe fino a 10-15 m. Secondo Moretti *et al.* (2011) tali strutture si sarebbero formate durante la sedimentazione dell'unità basale della Calcarenite di Gravina in

seguito al crollo della volta di una cavità carsica (*sinkhole*) presente nei sottostanti calcari cretacei. I sovrastanti sedimenti marini ancora non litificati sarebbero stati risucchiati passivamente verso il basso dal collasso carsico con un meccanismo paragonabile a quello del flusso della sabbia in una clessidra. Accanto alle strutture da collasso a grande scala è possibile inoltre osservare strutture deformative sinsedimentarie a piccola scala costituite da strutture da carico strette e allungate, con altezza massima di 2 m e ampiezza di circa 30-50 cm, e da pseudonoduli. L'importanza del sito di Cala Corvino sta nell'aver riconosciuto fenomeni comunemente ritenuti terrestri, quali il crollo di cavità carsiche, anche in ambienti marini prossimi alla linea di costa. Questi fenomeni possono tuttora avvenire in aree carsiche costiere come quelle pugliesi e rappresentano uno dei fattori di rischio più importanti per le persone e per le infrastrutture realizzate lungo il litorale.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) – Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari province): sedimentology and paleoecology. *Geologica Romana*, 603-653.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1983) – Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcarenite di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli. *Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliesi e lucane*, XXVII, Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari, 16 pp.

MORETTI M., OWEN G., TROPEANO M. (2011) – Soft-sediment deformation induced by sinkhole activity in shallow marine environments: A fossil example in the Apulian foreland (Southern Italy). *Sedimentary geology*, 235: 331-342.

TROPEANO M. (1993) – Strutture sedimentarie deformative in calcareniti di spiaggia plio-pleistoceniche delle Murge. *Giornale di Geologia*, 55(1): 201-212.

TROPEANO M. (1999) – Sosta 9.5 - Strutture sedimentarie deformative (sismi) nella Calcarenite di Gravina. In: *Guide geologiche regionali, Puglia e Monte Vulture* (Ricchetti, Pieri eds), 261-262.

Longitudine **17,26367** • Latitudine **40,97473**



Strutture deformative sinsedimentarie a piccola scala del tipo a cuscino ("pillow")



Vista panoramica del contatto stratigrafico trasgressivo, marcato da una discordanza angolare, della Calcarene di Gravina sul Calcare di Bari

clinostratificato a geometria sigmoidale con spessore variabile da poche decine di centimetri verso terra fino a un massimo di 2 m circa verso mare. Al suo interno si riconoscono due distinti set di strati conglomeratici a stratificazione incrociata spessi rispettivamente 0,8 m e 1,2 m aventi ciascuno alla base un lag formato da ciottoli bioerosi e da frammenti di gusci di pettinidi, ostree e balanidi. Il set di strati inferiore ha un'originaria inclinazione verso mare di 20°, mentre il set superiore ha una inclinazione di circa 10°; in entrambi i casi l'inclinazione diminuisce fino a raggiungere pochi gradi spostandosi verso mare. I singoli strati hanno spessori di 10-20 cm e sono costituiti da conglomerati con una matrice sabbiosa grossolana lito-bioclastica. I clasti sono costituiti da ciottoli provenienti esclusivamente dall'erosione del substrato cretaceo, risultano moderatamente cerniti, sono da ben arrotondati a spigoli vivi e sono associati a frammenti di valve disarticolate di ostree; spesso sono embriciati, con immersioni sia verso mare che verso terra. Alcuni strati sono rappresentati quasi esclusivamente da grosse ostree (fino a 10 cm di lunghezza) in posizione di vita; a varie altezze sono inoltre visibili frammenti di pettinidi, ostreidi e balanidi. Lungo tutto l'affioramento si osservano tracce di bioturbazione che aumentano progressivamente verso l'alto. Secondo Sabato e Tropeano (1999) e Tropeano e Sabato (2000), la successione affiorante nei pressi di Torre d'Orta è attribuibile ad una spiaggia ghiaiosa (unità conglomeratica clinostratificata) formatasi in regime microtidale delimitata, sia alla base che al tetto, da depositi bioclastici di ambienti più profondi.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) – Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari province): sedimentology and paleoecology. *Geologica Romana*, 603-653.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1983) – Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcarene di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli. *Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliese e lucana*, XXVII, Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari, 16 pp.

SABATO L., TROPEANO M. (1999) – Sosta 9.7 – Depositi conglomeratici di spiaggia nella Calcarene di Gravina a nord di Monopoli. In: *Guide geologiche regionali, Puglia e Monte Vulture* (Ricchetti, Pieri eds), 264-265.

TROPEANO M. (1993) – Strutture sedimentarie deformative in calcareniti di spiaggia plio-pleistoceniche delle Murge. *Giornale di Geologia*, 55(1): 201-212.

TROPEANO M., SABATO L. (2000) – Response of Plio-Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate systems to forced regressions: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia, SE Italy. In: Hunt D., Gawthorpe R. L. (eds) *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, Spec. Publ., 72: 217-243.

Longitudine **17,28280** • Latitudine **40,96634**



Orizzonte a ostree in posizione di vita



Contatto stratigrafico della Calcarenite di Gravina sul Calcare di Bari. Un intervallo di terra rossa di spessore metrico è osservabile alla base dell'unità calcarenitica (Foto P. Pantaleo per M. Petruzzelli)

bentonici (*Rotalia beccarii tepida*). Sui silt poggiano in continuità di sedimentazione calcareniti e calciruditi bioclastiche caratterizzate da laminazione piano-parallela e incrociata, bioturbazioni e dalla presenza di abbondanti frammenti di lamellibranchi (essenzialmente pectinidi), echinidi, gasteropodi, alghe rosse e foraminiferi bentonici. Dai caratteri litostratigrafici e sedimentologici osservati risulta che i depositi presenti alla base della Calcarenite di Gravina sono rappresentati da terra rossa di origine residuale passante gradualmente verso l'alto a depositi siltosi formati in ambienti lagunari. In continuità di sedimentazione sui silt lagunari poggiano le calcareniti marine della Calcarenite di Gravina che si depositavano prevalentemente in ambienti di mare aperto. La presenza di depositi continentali alla base della Calcarenite di Gravina è dovuta alla paleomorfologia del substrato cretaceo che avrebbe favorito la conservazione, all'interno di una paleodepressione di origine morfo-strutturale, di prodotti residuali e lagunari al di sotto della serie calcarenitica. Il sito ricade nel Parco Naturale Regionale della Lama Balice, una riserva botanico-vegetazionale di notevole importanza, in cui è possibile effettuare delle passeggiate naturalistiche e numerosi percorsi escursionistici.



Il sito affiora nel tratto in cui la SP 210, che collega gli abitati di Modugno e Bari Palese, attraversa in sinistra orografica la Lama Balice. In quest'area affiora una successione spessa circa 10 m in cui si osserva il contatto stratigrafico delle calcareniti plio-pleistoceniche della Calcarenite di Gravina sui calcari cretacei del Calcare di Bari. La peculiarità di questo affioramento è quello di poter osservare depositi attribuibili ad ambienti continentali alla base della Calcarenite di Gravina. Infatti, in discordanza sui calcari cretacei, tramite un contatto marcato da una superficie carsificata molto irregolare, sono presenti terre rosse di spessore lateralmente variabile fino ad oltre un metro. Le terre rosse sono costituite da argille siltose e silt di colore rosso bruno con granuli, ciottoli e grossi blocchi di calcare. Questi depositi passano gradualmente verso l'alto a silt giallastri nei quali si distinguono bioturbazioni da radici e strutture di essiccamento (*mud cracks*). Mentre la terra rossa è completamente sterile, i silt calcarei contengono frustuli di Characee, valve di ostracodi, piccoli gasteropodi (*Phisis sp.* e *Planorbis sp.*), piccoli lamellibranchi (*Cerastoderma lamarki*) e foraminiferi



Calcari brecciati da processi paleocarsici nella porzione superiore della successione del Calcare di Bari

Bibliografia essenziale

- IANNONE A., PIERI P. (1983) – Sedimentazione quaternaria e carsismo sulle Murge. Riv. It. Paleont. e Strat., 88(2):119-131.
 PIERI P. (1980) – Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge. Murgia sotterranea, 2(2): 13-19.
 PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) – Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 438 "Bari", 105 pp.
 SABATO L., TROPEANO M., SPALLUTO L., PIERI P. (2010) – Il Nuovo Foglio Geologico 438 "Bari" in scala 1: 50.000 un importante contributo per la conoscenza geologica dell'area metropolitana di Bari. Geologia dell'Ambiente, 4.
 SPALLUTO L., PIERI P., SABATO L., TROPEANO M. (2010) – Nuovi dati stratigrafici e cartografici delle unità quaternarie del Foglio 438 "Bari" (Puglia – Italia meridionale). Il Quaternario, 23(1): 3-14.

Longitudine **16,77016** • Latitudine **41,12578**



Si noti la buona continuità laterale con cui l'intervallo brecciato si rinviene lungo tutta la falesia di Giovinazzo

sedimento carbonatico. I livelli di breccie rappresentano il prodotto dell'alterazione meteorica prolungata dei calcari che venivano progressivamente brecciati e disciolti nelle acque meteoriche sottosature di carbonato di calcio. La matrice argillosa costituiva il prodotto insolubile della dissoluzione meteorica dei calcari e si depositava come materiale residuale. La precipitazione del cemento tra gli intraclasti neri è dovuta invece alla risalita per capillarità dal sottosuolo di acque sovrassature in carbonato di calcio e alla successiva precipitazione del cemento tra i clasti per effetto dell'evaporazione spinta in climi caldo-aridi. La precipitazione del cemento tra gli intraclasti ha determinato l'allontanamento passivo dei singoli clasti neri e ha cancellato ogni traccia dell'originaria stratificazione. La conservazione della materia organica suggerisce che gli ambienti in cui si sono formate le breccie ad intraclasti neri corrispondevano ad ambienti anossici (privi di ossigeno) quali paludi o stagni costieri. Oltre all'importanza sedimentologica, questo affioramento presenta un'elevata importanza stratigrafica, perché gli eventi di esposizione subaerea durante la sedimentazione della Piattaforma Apula permettono di effettuare una correlazione stratigrafica regionale con successioni coeve affioranti in altre aree che abbiano registrato lo stesso fenomeno di abbassamento relativo del livello del mare nello stesso intervallo di tempo.



Bibliografia essenziale

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 438 "Bari", 105 pp.

SPALLUTO L., CAFFAU M., DE GIORGIO, G. (2008) - The upper Albian-lower Cenomanian inner shelf carbonate succession of the Calcare di Bari Fm. from the Murge area (Apulia, southern Italy): Rendiconti online Società Geologica Italiana, v. 2, Note Brevi, www.socgeol.it:181-186.

SPALLUTO L. (2012) - Facies evolution and sequence chronostratigraphy of a "mid"-Cretaceous shallow-water carbonate succession of the Apulia Carbonate Platform from the northern Murge area (Apulia, southern Italy). *Facies*, 58: 17-36.

SPALLUTO L., CAFFAU M. (2010) - Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 129 (3): 335-352.

Longitudine **16,66966** • Latitudine **41,18988**

Lungo la falesia che delimita il Lungomare Marina Italiana di Giovinazzo, scendendo le scalinate che consentono di raggiungere dal lungomare gli scogli lambiti dal mare, è possibile osservare la falesia intagliata in depositi del Cretaceo inferiore appartenenti alla Formazione del Calcare di Bari. La successione del Calcare di Bari affiora estesamente in tutto il territorio delle Murge ed è costituita prevalentemente da calcari formatisi in ambienti di mare basso comparabili con le moderne piane tidali e lagune a sedimentazione carbonatica che si sviluppano su alti intraoceanici a latitudini tropicali in corrispondenza di aree subsidenti a bassissimo gradiente morfologico (piattaforme carbonatiche delle Bahamas, Belize, Golfo Persico). La successione affiorante lungo la falesia di Giovinazzo evidenzia come la sedimentazione carbonatica marina in questo tipo di ambienti durante il Cretaceo inferiore non fosse continua ma intervallata da fasi di esposizione subaerea sufficientemente lunghe da determinare lo sviluppo di processi pedogenetici. Tali processi sono osservabili sia come effetto della bioturbazione dei calcari ad opera di radici di piante terrestri sia come formazione di breccie che mostrano spessori variabili da qualche decimetro al metro. La peculiarità del sito di Giovinazzo è quella di presentare tre distinti livelli di breccie ad intraclasti calcarei intercalati nei calcari micritici. In particolare, i livelli di breccia presentano al loro interno una parte inferiore in cui le breccie sono poco cementate, preservano ancora i caratteri dell'originaria stratificazione e sono immerse in una matrice residuale verdastra, ed una parte superiore ben cementata costituita quasi interamente da intraclasti neri (*black pebbles*). Il colore nero dei clasti è dovuto alla presenza di materia organica che impregnava il



Breccie ad intraclasti. Nella parte inferiore si osservano calcari ad intraclasti immersi in una matrice residuale verdastra. Nella parte superiore si osservano calcari brecciati ben cementati con abbondanti clasti neri



Breccie ad intraclasti neri dell'intervallo brecciato ben cementato



Panoramica della falesia lungo cui affiorano i calcari a rudiste del livello palese

Alla periferia nord di Giovinazzo in località "Il Crocifisso" scendendo lungo la falesia è possibile raggiungere una caletta ciottolosa formata in una insenatura. Lungo le pareti della falesia si osserva una successione spessa 15-20 m di calcari bianchi organizzati in banconi spessi fino a 2 m in cui si riconoscono numerosi gusci di rudiste appartenenti al Livello Palese del Calcarea di Bari. Il Livello Palese è uno dei livelli guida del Calcarea di Bari (CGP0156, CGP0157, CGP0228), affiora nelle Murge nord- occidentali ed è cartografabile con buona continuità laterale per diverse decine di chilometri. La dizione "livello guida" ha un significato informale poiché il Livello Palese rappresenta, più propriamente, un gruppo di strati in cui la medesima litofacies si ripete, mostrando continuamente gli stessi caratteri e la stessa associazione di specie, per spessori che, lateralmente, possono variare da pochi metri a poche decine di metri intercalandosi, anche ciclicamente, ad altre litofacies carbonatiche di piattaforma. Nel sito in esame il Livello Palese presenta i suoi caratteri più tipici poiché è formato da calcari bioclastici dello spessore variabile da 30 cm a circa 2 m costituiti prevalentemente da gusci bioerosi di rudiste e gasteropodi con matrice in cui si riconoscono frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi e foraminiferi bentonici.

Le rudiste e formano concentrazioni a geometria tabulare in genere poco dense di organismi, in cui i singoli individui, in genere di piccole dimensioni (pochi centimetri di lunghezza), si presentano prevalentemente integri, anche se privi della valva opercolare, e si rinvencono sia in posizione di vita che debolmente rielaborati dalle correnti. All'interno dei singoli strati, le litofacies a rudiste sono ciclicamente alternate con calcari bioclastici che presentano lamine trattive sia piano-

parallele che ondulate, oltre ad una gradazione diretta dei granuli. Nel complesso, è possibile attribuire le litofacies del Livello Palese ad ambienti subtidali a moderato idrodinamismo in cui sussistevano condizioni ambientali (ossigenazione, temperatura e salinità) favorevoli per la diffusione delle rudiste su ampie aree della piattaforma. Per quanto riguarda la determinazione delle specie di rudiste, Gallo Maresca (1994) ha riconosciuto la presenza di esemplari di *Eoradiolites murgensis* e di *Eoradiolites lyratus*. L'analisi dell'associazione microfossilifera, costituita in prevalenza dalle specie *Valdanchella dercourtii* e *Neoiraqia insolita* ha permesso di attribuire il Livello Palese all'Albiano superiore. Oltre alla notevole importanza sedimentologica e paleontologica, questo affioramento di calcari a rudiste ha una importanza stratigrafica almeno regionale, perché l'espansione delle rudiste in questo intervallo stratigrafico suggerisce che ambienti subtidali relativamente aperti e ossigenati erano diffusi nell'Albiano superiore su ampie aree della Piattaforma Apula com'è testimoniato dalla notevole continuità laterale con cui il Livello Palese si rinviene sulle Murge.



Dettaglio del guscio di una rudista (radiolite) priva della valva opercale e nell'originaria posizione di vita



Bibliografia essenziale

GALLO MARESCA M. (1994) - Aspetti tassonomici e biostratigrafici delle Radiolitidae albiane delle Murge e del Gargano (Puglia, Italia meridionale). *Palaeopelagos*, 4: 223-232.

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 438 "Bari", 105 pp.

SPALLUTO L. (2012) - Facies evolution and sequence chronostratigraphy of a "mid"-Cretaceous shallow-water carbonate succession of the Apulia Carbonate Platform from the northern Murge area (Apulia, southern Italy). *Facies*, 58: 17-36.

SPALLUTO L., CAFFAU M. (2010) - Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 129 (3): 335-352.

Longitudine **16,66419** • Latitudine **41,19077**



Strati e banchi del Livello palese all'interno dell'insenatura di cala Crocifisso



Trincea stradale della SP180 in cui è possibile osservare grandi blocchi di breccie dolomitiche disposti in maniera caotica

degli strati dolomitici in seguito alla dissoluzione di livelli evaporitici depositatisi alla base delle dolomie. L'assenza di qualsiasi evidenza di deposizione evaporitica nella successione del livello a breccie dolomitiche ha indotto invece Spalluto (2012) ad interpretare quest'ultimo come una breccia paleocarsica formatasi per la pervasiva dissoluzione degli strati dolomitici. Pertanto, la brecciazione delle dolomie sarebbe il prodotto del collasso di un complesso sistema carsico ipogeo formatosi in seguito a una prolungata fase di esposizione subaerea della Piattaforma Apula durante il Cenomaniano inferiore-medio riconducibile ad una serie di concause di origine prevalentemente tettonica. La peculiarità di questo sito è quella di mostrare i caratteri stratigrafici di un intervallo molto peculiare del Calcare di Bari in cui è possibile osservare l'unica testimonianza di fenomeni paleocarsici da collasso di un ampio sistema di cavità ipogee formatosi durante il Cenomaniano. Questo affioramento presenta inoltre un'importanza stratigrafica almeno regionale, perché il riconoscimento di fasi di prolungata esposizione subaerea nella successione carbonatica della Piattaforma Apula permette di effettuare correlazioni a scala regionale con successioni coeve affioranti in altre aree del Bacino del Mediterraneo che abbiano registrato lo stesso fenomeno, o fenomeni riconducibili alla medesima causa, nello stesso intervallo di tempo.

La successione cretacea del Calcare di Bari affiorante sulle Murge è costituita da una serie di calcari, calcari dolomitici e dolomie in cui è possibile osservare, a più altezze stratigrafiche, alcuni gruppi di strati spessi poche decine di metri aventi peculiari caratteristiche tali da poter essere considerati caratterizzanti di un determinato intervallo stratigrafico. Per tale ragione questi gruppi di strati sono stati descritti in letteratura come "livelli guida" (CGP0155, CGP0157, CGP0228). La maggior parte dei livelli guida del Calcare di Bari corrisponde a gruppi di strati a rudiste ad eccezione del livello a breccie dolomitiche costituito da una successione caotica di breccie e megabreccie ben cementate a composizione dolomitica, spesso circa 20 m. Tale livello caratterizza la porzione intermedia della successione cretacea del Calcare di Bari, affiora con buona continuità laterale per oltre 100 km nelle Murge settentrionali ed è osservabile con le sue caratteristiche più tipiche in località Auricarro nel comune di Palo del Colle. In quest'area lungo alcuni tagli stradali della SP180 e in corrispondenza di entrambi i versanti della Lama Balice è possibile osservare grandi blocchi dolomitici (fino a 50-60 cm di diametro) a spigoli vivi e disposti in maniera disorganizzata. Ove presente, la matrice è costituita da una microbreccia o da dolomite microcristallina. Nel suo complesso, il livello a breccie dolomitiche ha una geometria stratiforme con limiti ben definiti e facilmente riconoscibili, sia alla base che al tetto, dagli strati calcarei sotto- e sovrastanti. L'interpretazione paleoambientale del livello a breccie dolomitiche è piuttosto controversa. Secondo Ricchetti (1975) le breccie si sarebbero formate in ambienti ipersalini (tipo *sabkha*) e quindi potrebbero rappresentare il prodotto del collasso passivo, con conseguente brecciazione,



Breccie dolomitiche. La matrice è costituita da dolomite microcristallina e da una microbreccia dolomitica



Bibliografia essenziale

- PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) – Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 438 "Bari", 105 pp.
- RICCHETTI G. (1975) – Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini nel sottosuolo. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1083-1108.
- SPALLUTO L. (2012) - Facies evolution and sequence chronostratigraphy of a "mid"-Cretaceous shallow-water carbonate succession of the Apulia Carbonate Platform from the northern Murge area (Apulia, southern Italy). *Facies*, 58: 17-36.
- SPALLUTO L., CAFFAU M. (2010) - Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 129 (3): 335-352.
- VALDUGA A. (1965) – Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi. Studi geologici e morfologici sulla regione pugliese. *Ist. Geol e Paleont. Univ. di Bari*: 1-14.

Longitudine **16,68904** • Latitudine **41,04755**



Dettaglio delle breccie dolomitiche intraformazionali



I mound a rudiste sono visibili nella parte alta della cava in corrispondenza dei banconi più spessi

bentonici (orbitolinidi), ben visibili a occhio nudo o con l'ausilio di una lente, e appartenenti alle seguenti specie: *Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina cormyi*, *Praeorbitolina wienandsi* e *Mesorbitolina cf. lotzei*. Il contenuto fossilifero permette di datare questo intervallo stratigrafico all'Aptiano inferiore. Analogamente al resto dei "livelli guida" del Calcare di Bari (CGP0155, CGP0156, CGP0228) anche il Livello Corato, oltre alla notevole importanza sedimentologica e paleontologica, ha una importanza stratigrafica almeno regionale. Infatti, anche in coeve successioni affioranti in tutto il Bacino del Mediterraneo e in medio oriente, in questo intervallo stratigrafico si è registrata l'espansione delle rudiste appartenenti alle medesime specie rinvenute nel Livello Corato sulle Murge. Ciò suggerisce la presenza di condizioni climatiche e ambientali idonee per la diffusione dei popolamenti a caprinidi su ampi settori delle piattaforme carbonatiche che si svilupparono nel Cretaceo inferiore lungo il margine meridionale del Paleoceano della Tetide. La Cava Colonnella è situata a poca distanza dalla Lama di Santacroce e dalla Grotta di Santacroce e quindi può rappresentare una tappa facilmente raggiungibile a piedi o in mountain bike per escursionisti che vogliono visitare la lama e le bellezze geologiche, naturali e archeologiche di questa parte del territorio di Bisceglie.

In corrispondenza del fronte di una cava abbandonata in località Colonnella nel comune di Bisceglie è possibile osservare banchi di calcari a rudiste appartenenti al Livello Corato del Calcare di Bari o al Membro dei Calcari di Corato. Lungo le pareti di cava è possibile osservare rudiste organizzate in mound separati da clinoforni a basso angolo. I mound costituiscono degli aggregati molto densi di rudiste, nel caso in esame appartenenti in prevalenza al gruppo dei caprinidi. Nello specifico, il nucleo dei mound è costituito da calcari bioclastici massivi spessi fino a 2 m, che passano sia lateralmente che verso l'alto a calciruditi e calcareniti costituite principalmente da frammenti di rudiste. La fauna a rudiste è particolarmente ricca e comprende le seguenti specie: *Glossomyophorus costatus* (abbondante all'interno dei mound, e con individui preservati in posizione di vita), *Toucasia carinata*, *Agriopleura sp.*, *Lovtchenia sp.*, *Bicornucopina cf. petersi*, *Offneria nicolinae*, *Offneria murgensis*, *Ichtyosarcolithes sp.*, *Himeralites sp.* I calcari a rudiste del Livello Corato sono attribuibili ad un sistema deposizionale complesso di piattaforma carbonatica con ambienti di laguna in cui sussistevano condizioni ambientali favorevoli allo sviluppo dei mound a rudiste. In tali contesti, i mound a *Glossomyophorus* costruivano litosomi che inglobavano frammenti di altri generi di rudiste trasportati da ambienti di margine di piattaforma durante eventi di alta energia (tempeste o mareggiate). I clinoforni che mantellano i fianchi dei mound rappresentano il prodotto del disfacimento parziale dei litosomi a rudiste ad opera del moto ondoso e delle correnti e alla successiva deposizione del materiale bioclastico lungo i fianchi (*talus*) dei mound. I calcari del Livello Corato oltre ad avere una ricca associazione a rudiste possiedono anche un abbondante contenuto in macroforaminiferi



Rudstone con frammenti di gusci appartenenti ai generi *Glossomyophorus* e *Offneria*



Dettaglio del nucleo di uno dei mound a rudiste



Bibliografia essenziale

RICCHETTI G. (1975) – Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini nel sottosuolo. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1083-1108.

LUPERTO SINNI E. (1979) – I microfossili del livello a *Palorbitolina lenticularis* delle Murge baresi. Riv. It. Paleont. Strat., 85 (2): 411-480.

LUPERTO SINNI E., MASSE J. P. (1984) – Données nouvelles sur la micropaléontologie et la stratigraphie de la partie basale du Calcare di Bari (Crétacé inférieur) dans la région des Murges (Italie Méridionale). Riv. It. Paleont. Strat., 90 (3): 331-374.

LUPERTO SINNI E., MASSE J.P. (1993) – Biostratigrafia in facies di piattaforma carbonatica delle Murge baresi (Puglia – Italia meridionale). Riv. It. Paleont. Strat., 98 (4): 403-424.

Longitudine 16,46126 • Latitudine 41,16948



Vista della località Montagna Spaccata

Il sito insiste lungo il litorale ionico della penisola salentina, poco a nord di Gallipoli, in località Montagna spaccata, nel territorio amministrativo di Galatone. Scendendo lungo il ripido versante costiero che caratterizza quest'area è possibile riconoscere gli effetti della combinazione delle variazioni eustatiche del livello del mare con il sollevamento regionale verificatosi nel corso del Pleistocene medio- superiore. Partendo dalla sommità della Punta dell'Alto Lido, a monte della strada litoranea, è possibile riconoscere a circa 70 m di quota una superficie di abrasione intagliata nei calcari mesozoici riferibile al Pleistocene inferiore – medio. La superficie è infatti coperta da sedimenti caratterizzati da esemplari di brachiopodi (*Terebratula scillae* Seguenza) del Pleistocene medio; questa unità litostratigrafica è conosciuta in letteratura come Sabbie a Brachiopodi. La deposizione di questa unità fu seguita dal sollevamento tettonico della regione verificatosi nel corso del Pleistocene medio per concludersi circa 330 mila anni fa. Intorno ai 45-50 m di quota un altro stazionamento relativo del

livello del mare è marcato da una banda di fori di litodomi e da depositi di spiaggia sabbioso-ciottolosi poggianti direttamente sul substrato calcareo mesozoico. Il limite superiore della fascia interessata dalla attività di organismi litofagi è infatti un buon indicatore della posizione del livello del mare. Nella trincea stradale lungo la litoranea (la Montagna spaccata) si riconoscono due successivi stazionamenti relativi del livello del mare. Il primo è marcato da un solco di battente e da una piattaforma di abrasione estesa alcuni metri posta a circa 15 m di quota; il secondo da sedimenti che fossilizzano entrambe le precedenti forme erosive. I sedimenti sono costituiti da ciottoli e calcareniti fini fossilifere e si rilevano sino a quota 22 m. Chiude la locale successione stratigrafica un deposito clinostratificato di brecce in eteropia con sabbie fini marroncinie di origine eolica. Questi depositi possono essere attribuiti ai due stazionamenti del livello del mare verificatesi durante il periodo interglaciale compreso tra 240 e 190 mila anni fa. Un quarto stazionamento del livello del mare è visibile tra la litoranea ed il livello del mare, alla quota di 8 m circa. Qui sono infatti presenti una fascia di fori di litodomi nel substrato calcareo mesozoico ed i resti di una copertura calcarenitica caratterizzata dalla presenza di esemplari di *Persististrombus latus* (Gmelin) che ne permette l'attribuzione a 125 mila anni fa. L'area di interesse ospita una rigogliosa macchia mediterranea e nel contempo costituisce un punto panoramico da cui è possibile osservare verso sud l'ampia falcata che termina con il centro storico di Gallipoli.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., PALMENTOLA G. (1978) – Sabbie a Brachiopodi, una nuova unità del Salento leccese (aspetti litostratigrafici e paleoambientali). Riv. It. Paleont. e Stratigr., 84(4), 1083-1120.

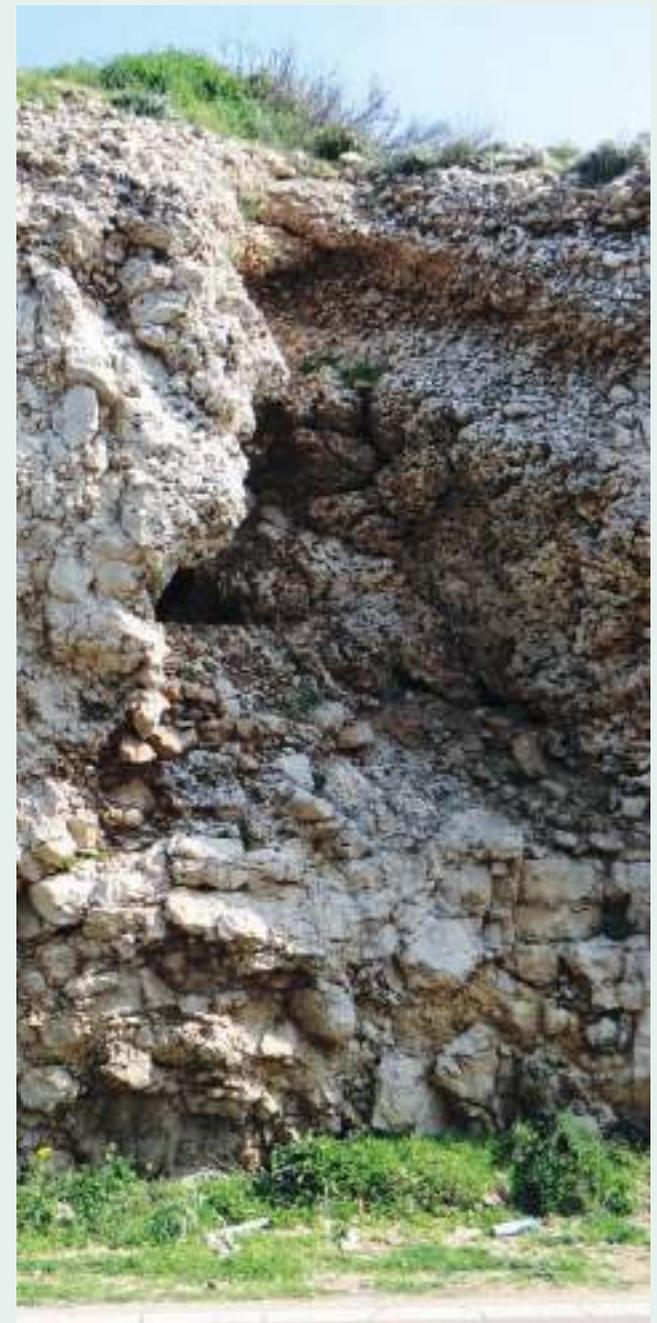
D'ALESSANDRO A., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1994) - Pleistocene deposits of Salento leccese (Southern Italy): Problematic relationships. Boll.Soc.Paleontol.It., 33(2), 257-263.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2014) – Coastal towers and historical sea level change along the Salento coast (southern Apulia, Italy). QUATERNARY INTERNATIONAL, 332, 61-72.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). Geomorphology, 86, 393-408.

PALMENTOLA G., LAZZARI M. (2005) – Proposal for a thematic itinerary on geomorphological sites along the western coast of the Salento peninsula, southern Italy. Il Quaternario, 18(1), 115-123.

Longitudine **18,00447** • Latitudine **40,11537**



I depositi marini e continentali che fossilizzano la paleofalesia



Strutture deformative in un blocco dei calcari di Porto Selvaggio

Nell'insenatura di Porto Selvaggio, nel Parco Regionale di Porto Selvaggio – Palude del capitano, affiorano i Calcari di Altamura del cretaceo superiore, unità costituita da calcari, calcari dolomitici e dolomie, ben stratificati, caratterizzata da sequenze ed orizzonti di spessore variabile. Gli orizzonti calcarei sono generalmente bioclastici e detritici, parzialmente dolomitizzati, a grana fine o finissima, con colore chiaro e a frattura concoide. Localmente, i calcari sono sottilmente laminati e caratterizzati da strutture deformative da processi gravitativi (*slump*). L'intervallo deformato è spesso circa 13 metri ed interessa calcari e dolomie formati in ambiente intertidale o di scarsa profondità. In alcuni casi gli strati sono completamente scompaginati venendo a costituire una breccia a grossi elementi calcarei. Tali particolari strutture sedimentarie sono dovute all'innesco di grosse frane verificatesi lungo un pendio sottomarino durante la deposizione dei calcari, circa 65 milioni di anni fa. La bassa diversità biologica, la scarsità di organismi fossori e la presenza di numerosi resti fossili di pesci molto

ben conservati indicano che il bacino sedimentario nel quale si sono depositi i calcari era caratterizzato da mancanza di ossigeno (*anossia*) in corrispondenza di bassi morfologici presenti nella parte interna della piattaforma. La colonna d'acqua sovrastante doveva essere stagnante, stratificata e caratterizzata solo da deboli correnti di fondo che indicano il rapido sviluppo di un bacino localizzato e di breve durata all'interno della piattaforma. Secondo Mastrogiacomo *et al.* (2012) le strutture deformative sono il prodotto di lente frane sottomarine innescate dalla tettonica che può aver agito sia indebolendo i sedimenti a seguito di attività sismica e/o determinando un aumento di pendenza dei versanti sommersi. La presenza di deformazione degli strati a causa di movimenti gravitativi in successioni sedimentarie di piattaforma carbonatica è molto rara poiché questo ambiente di deposizione è normalmente associato a piattaforme continentali o superfici poco inclinate. Ulteriore elemento di interesse è la presenza di noduli di selce formati nelle zone di massima curvatura delle deformazioni e in forma di liste intercalate nella sottile laminazione. La maggiore resistenza della selce rispetto al calcare all'aggressione dell'acqua marina determina nell'area interessata dall'azione dello spray marino la formazione di piccole creste per morfo selezione. Rilevamenti speditivi eseguiti sui fondali antistanti la baia di Porto Selvaggio hanno evidenziato la presenza di costole in rilievo, corrispondenti probabilmente alle liste di selce intercalate nei più teneri calcari, la cui geometria pone in risalto la deformazione della originaria stratificazione.



Bibliografia essenziale

MASTROGIACOMO G., MORETTI A., OWEN G., SPALLUTO L. (2012) - Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento peninsula, southern Italy): Syndimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform. *Sedimentary Geology*, 269-270, 15-27.

SANSÒ P., VITALE A. (2012) - Lo scrigno di pietra. Guida geologica di Portoselvaggio. Salentoexplorabile, Tip. Marino, Lecce.

SANSÒ P., VITALE A., MASTRONUZZI G. (2011) - Il paesaggio costiero e le georisorse nell'area di Serra Cicora. *Origines*, 32, 15-20.

SORBINI L., BANNIKOV A. F. (1991) - The Cretaceous Fishes of Nardò. An enigmatic Spiny-rayed Fish. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 30 (2) 1991, 239-249.

TYLER J. C., BRONZI P., GHIANDONI A. (2000) - The Cretaceous Fishes of Nardò. A new genus and species of Zeiformes, *Cretazeus rinaldii*, The earliest record of the order. *Bollettino del Museo Civico di Storia Naturale di Verona* 24, 2000 *Geologia e Paleontologia Preistoria* 11 (2).

Longitudine **17,97406** • Latitudine **40,14669**



Il livelli sottilmente laminati hanno restituito numerosi resti fossili di pesci (ittioliti)



I blocchi presenti sulla piattaforma rocciosa presente ai piedi di Torre Squillace

Il sito di Torre Squillace insiste lungo la costa ionica del Salento, pochi chilometri a sud di Porto Cesareo, negli immediati dintorni di una torre d'avvistamento costiero realizzata nella seconda metà del XVI secolo. La costa è localmente rappresentata da una superficie rocciosa sub orizzontale poco rilevata che si raccorda con il livello del mare senza sensibili dislivelli altimetrici. Questa superficie appare intagliata nel locale substrato calcarenitico, è posta a circa 2 m di quota e risulta bordata verso mare da una rampa con pendenza del 15%. La piattaforma è segnata da numerose microforme carsiche costiere rappresentate principalmente da vaschette di dissoluzione che diventano via via più profonde e ampie procedendo verso la linea di riva. Nell'area sottoposta allo spray marino le vaschette sono coalescenti e danno luogo a forme pinnacolari separate da ampie e piatte depressioni. Su questa superficie possono essere rilevati una quarantina di blocchi calcarenitici di grandi dimensioni (megablocchi). I megablocchi sono generalmente rappresentati da lastre calcarenitiche variabili in dimensioni da 1.0x0.85x0.5 a 6.0x2.6x1.6 m. Il volume dei blocchi varia da 1 a 25 m³ e considerando un peso di volume di 2.35 g/m³, può essere calcolato un peso da 1 a oltre 60 tonnellate. Essi sono stati staccati dal substrato lungo le superfici di strato e di frattura, generalmente dalla parte più bassa della rampa, nell'area più vicina alla linea di riva. Questo è chiaramente indicato dalla presenza di ampie vaschette di soluzione relitte sulla superficie superiore dei blocchi di dimensioni maggiori. Forme simili sono attualmente in formazione solo nella parte più bassa della zona interessata dallo spray marino. Il fondo pianeggiante delle vaschette è normalmente basculato verso terra di circa 12-40°. Vaschette di soluzione più piccole (circa 20 cm profonde e ampie 40 cm) con fondo sub-orizzontale, si sono sviluppate dopo il trasporto dei blocchi. Il megablocco più grande, pesante circa 60 tonnellate (stima ottenuta grazie a rilievi laser scanner), si è frammentato in quattro blocchi al termine del trasporto indicando con ogni probabilità che questo sia avvenuto in sospensione. Il blocco è

stato trasportato verso l'interno per circa 40 m e sollevato dal livello del mare a circa 1.8 m di quota. L'analisi della disposizione dei blocchi di forma allungata indica che il treno d'onda responsabile del loro trasporto era proveniente da Sud. Calcoli idrodinamici hanno permesso di escludere il trasporto dei megablocchi ad opera di mareggiate eccezionali mentre suggeriscono l'azione di uno o più maremoti. Pignatelli *et al.* (2009) stimano un'altezza dell'onda di maremoto di circa 5 m e l'inondazione di una fascia costiera ampia sino a 90 m dalla linea di riva. L'accumulo dei blocchi potrebbe essere l'effetto dell'impatto di un maremoto prodotto nel Golfo di Taranto dal forte terremoto del 5 Dicembre 1456. Quest'ultimo fu il prodotto di tre distinti eventi sismici quasi contemporanei e conseguenti all'attivazione di diversi segmenti di una importante struttura sismogenetica estesa tra Isernia e Ariano Irpino. L'area danneggiata fu molto estesa comprendendo buona parte dell'Appennino meridionale e anche Taranto ove si registrò il danneggiamento del campanile del duomo. Probabilmente il maremoto che si abbatté lungo le coste ioniche salentine fu innescato da una frana sottomarina indotta dallo scuotimento sismico lungo i ripidi fondali della scarpata continentale del Golfo di Taranto. Il sito è posto su un'area costiera molto urbanizzata cosicché l'originaria bellezza dei luoghi è stata profondamente segnata dall'attività antropica. Il paesaggio locale è però impreziosito dalla presenza di Torre Squillace, una delle tante torri di avvistamento costruite lungo il perimetro costiero del Salento alla fine del XVI secolo.



Bibliografia essenziale

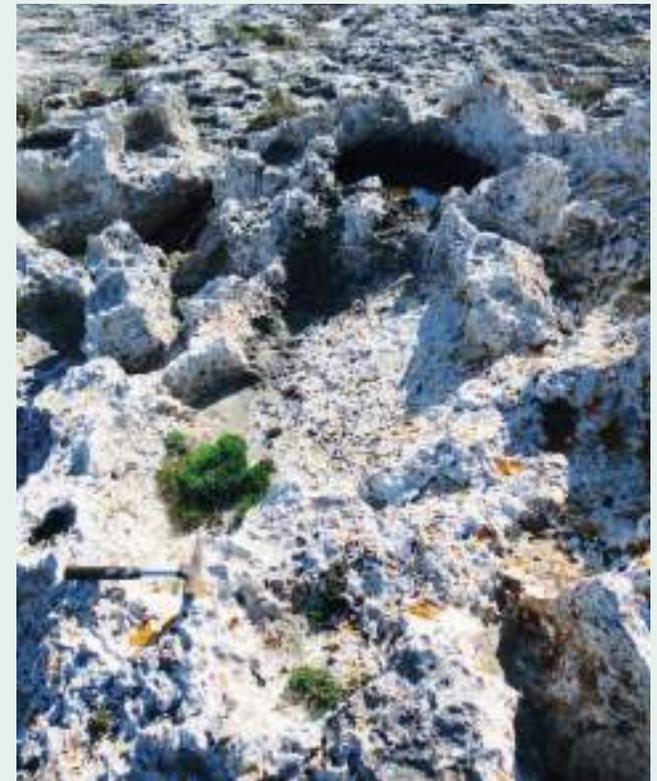
MASTRONUZZI, G., SANSÒ, P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Mar. Geol.* 170, 93-103.

MASTRONUZZI, G., SANSÒ, P. (2006) - Coastal geomorphology and tsunamis vulnerability. The case study of Apulia region (Italy). *Geogr. Fis. e Din. Quaternaria*, 29(2), 83-91.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2012) - Evidenze geomorfologiche di maremoti storici lungo la costa salentina (Puglia meridionale). In: De Simone E., Spedicato M. - *Quaderni de l'Idomeneo*, 13, 203-219.

PIGNATELLI C., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2009) - Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.

Longitudine **17,91036** • Latitudine **40,23451**



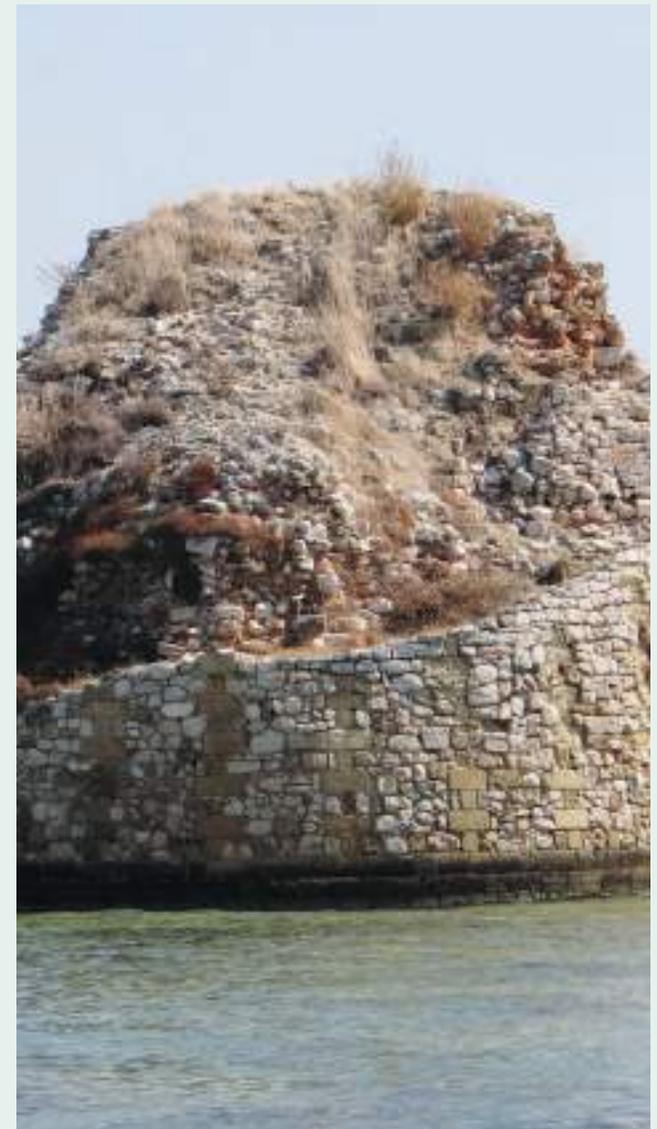
La superficie dei blocchi è segnata da due generazioni di vaschette carsiche: le vaschette formatesi prima del distacco sono oggi inclinate verso terra, quelle che si sono andate sviluppando dopo il distacco sono orizzontali



Torre Pali è stata costruita nella seconda metà del XVI secolo su di un'ampia piattaforma rocciosa oggi sommersa

sarebbe venuta a trovare in una posizione sufficientemente arretrata da non essere raggiunta dalle mareggiate. I dati raccolti nel bacino del Mediterraneo e i risultati dei modelli glacio-idro-isostatici disponibili indicano una posizione del livello del mare durante il XVI secolo a circa 20-30 cm al di sotto della posizione attuale. La presenza di Torre Pali suggerisce che almeno negli ultimi 500 anni la costa ionica del Salento è stata interessata da subsidenza tettonica. Il dato permette di completare la ricostruzione della storia tettonica della Penisola Salentina. Nel Pleistocene inferiore-medio la sommersione di ampie aree della penisola permise la deposizione di numerose unità stratigrafiche (Calcarenite di Gravina e Argille subappennine, Sabbie a Brachiopodi, Argille di Cutrofiano, Sabbie di Brindisi, ecc.). Questa fase fu interrotta dal forte sollevamento del Pleistocene medio che terminò circa 330mila anni fa (MIS 9) per lasciare il posto ad una sostanziale stabilità tettonica. Negli ultimi 125 mila anni la penisola salentina sembra sia in leggera subsidenza. I dati provenienti dal Salento meridionale suggeriscono che la maggior parte dell'abbassamento sia molto recente, probabilmente degli ultimi 4 mila anni. Prossime alla torre "in mare" un'ampia spiaggia sabbiosa e un'ampia prateria salata, frequentata da numerose specie di uccelli, rendono il paesaggio decisamente suggestivo.

Torre Pali fu costruita nella seconda metà del XVI secolo parte di un sistema difensivo costruito lungo il perimetro del Salento per contrastare le incursioni piratesche. Essa è in corrispondenza di un breve tratto di costa rocciosa digradante piana che divide la spiaggia estesa da T.S. Giovanni a T. Mozza ad ovest da quella tra T. Pali e T. Vado ad est lungo il Mar Ionio. La torre si trova isolata in mare a circa 30m dalla linea di riva. La sua base è circolare ed ha un diametro di 15 m; in parte diruta essa raggiunge gli 11 m s.l.m.. Ai piedi del fianco occidentale della Serra di Pozzomauro, una dorsale carbonatica di origine strutturale marcata da una gradinata di terrazzi marini riferibili al Pleistocene medio-superiore, il locale paesaggio costiero è marcato dalla presenza di una piattaforma rocciosa debolmente inclinata verso mare fra 5 e -1 m s.l.m. modellata su calcareniti del Pleistocene superiore. Su di essa poggia Torre Pali che ha il piede ad una profondità compresa tra -0.47 e -0.70 m s.l.m.. Gli indicatori biologici rilevati sul suo muro perimetrale confermano la piccola escursione di marea (circa 25 cm) e la posizione della sua base alcuni decimetri al di sotto del livello di bassa marea. La posizione di Torre Pali può essere facilmente spiegata assumendo una posizione del livello del mare al tempo della sua costruzione 0.6 – 1.0 m più in basso dell'attuale. In questo caso la piattaforma rocciosa attualmente sommersa avrebbe costituito una poco rilevata punta rocciosa e la torre si



Torre Pali mostra attualmente il piede sotto il livello del mare a causa della recente subsidenza tettonica della regione



Bibliografia essenziale

ALFONSO, C., AURIEMMA, R., SCARANO, T., MASTRONUZZI, G., CALCAGNILE, L., QUARTA, G., DI BARTOLO, M. (2012) - Ancient coastal landscape of the marine protected area of Porto Cesareo (Lecce, Italy): recent research. *Int. Journ. Soc. Underw. Technol.* 30(4), 207-215.

FERRANTI, L., ANTONIOLI, F., MAUZ, B., AMOROSI, A., DAI PRÀ, C., MASTRONUZZI, G., MONACO, C., ORRÙ, P., PAPPALARDO, M., RADTKE, U., RENDA, P., ROMANO, P., SANSÒ, P., VERRUBBI, V. (2006) - Markers of the last interglacial sea level high stand along the coast of Italy: tectonic implications. *Quaternary International* 145-146, 30-54.

MASTRONUZZI, G., QUINIF, Y., SANSÒ, P., SELLERI, G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology* 86, 393-408.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2014) - Coastal towers and historical sea level change along the Salento coast (southern Apulia, Italy). *QUATERNARY INTERNATIONAL*, 332, 61-72.

PRIMAVERA, M., SIMONE, O., FIORENTINO, G., CALDARA, M. (2011) - The palaeoenvironmental study of the Alimini Piccolo lake enables a reconstruction of Holocene sea-level changes in southeast Italy. *The Holocene* 21(4), 553-563.

Longitudine **18,20921** • Latitudine **39,83758**



L'ampia dolina di soluzione normale a fondo piatto presente sul lato meridionale dalla SP Sanarica-Botrugno

Il sito insiste alla periferia occidentale dell'abitato di Sanarica, ai lati della S.P. Sanarica – Botrugno. Qui è possibile osservare a brevissima distanza due delle macroforme carsiche epigee più caratteristiche del paesaggio salentino: una dolina da crollo e una dolina di soluzione normale. La prima, nota localmente come Grotta di Sant' Angelo, si trova sul lato settentrionale della strada provinciale; ogni anno un presepe vivente viene allestito al suo interno. Questa dolina ha forma ellittica e ripidi versanti, interamente modellati nella Formazione delle Sabbie di Uggiano, del Pliocene medio-superiore. Questa formazione è costituita da biomicriti a grana da fine a grossolana, di colore giallastro, a cementazione variabile disposte in strati ben evidenti di spessore decimetrico. Localmente gli strati si presentano debolmente inclinati verso Ovest. Una serie di cavità parzialmente rielaborate dall'uomo si aprono alla base e a più altezze lungo i versanti. Le doline da crollo sono in genere depressioni profonde e delimitate da pareti subverticali che provengono dal crollo di volte di cavità ipogee prossime alla superficie topografica. Subito dopo il crollo le pareti della dolina risultano aggettanti, poi gradualmente, a seguito di movimenti di massa più gradualmente, la pendenza delle pareti decresce sino a raggiungere la verticalità prima e la regolarizzazione poi; pertanto, per via della loro instabilità morfologica, le doline da crollo risultano molte rare. Un'ampia dolina di soluzione, dal fondo piatto, si può osservare sul lato meridionale della strada. Questa forma è rappresentata da una blanda depressione di forma subcircolare con fondo parzialmente colmato da depositi colluviali. Il caso generale di doline vede una funzionalità idrogeologica legata ad un punto assorbente, generalmente determinato dalla presenza di fratture principali o all'intersezione di più fratture; ne risultano piccole depressioni di forma subcircolare che si sviluppano intorno a questi punti, denominati anche inghiottitoi carsici (*sinkholes* in inglese), e realizzano il trasferimento delle acque superficiali nel circuito idrico ipogeo. La maggiore quantità di acqua e la sua permanenza per un intervallo di tempo maggiore che nelle aree circostanti determinano l'aumento dei tassi di dissoluzione nell'intorno dell'inghiottitoio e quindi la formazione di una depressione di forma conica delimitata da versanti la cui inclinazione è determinata essenzialmente dalla litologia. In questo caso i versanti modellati sulle calcareniti si presentano poco inclinati.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1987) – Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. V – Note geologiche sulla zona di Castro. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 11, 127-146.

SELLERI G., SALVATI R., SANSÒ P. (2003) - Doline di crollo (cave-collapse sinkholes) in località Spedicaturo (Salento centro-meridionale). *Thalassia Salentina*, suppl. 26, 175-181.

SANSÒ P. (2014) – Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi, G. Belmonte (a cura di) – Salento, anima di pietra. Il Crifo ed., Lecce.

Longitudine **18,34496** • Latitudine **40,08261**

Il sito insiste alla periferia occidentale dell'abitato di Sanarica, ai lati della S.P. Sanarica – Botrugno. Qui è possibile osservare a brevissima distanza due delle macroforme carsiche epigee più caratteristiche del paesaggio salentino: una dolina da crollo e una dolina di soluzione normale. La prima, nota localmente come Grotta di Sant' Angelo, si trova sul lato settentrionale della strada provinciale; ogni anno un presepe vivente viene allestito al suo interno. Questa dolina ha forma ellittica e ripidi versanti, interamente modellati nella Formazione delle Sabbie di Uggiano, del Pliocene medio-superiore. Questa formazione è costituita da biomicriti a grana da fine a grossolana, di colore giallastro, a cementazione variabile disposte in strati ben evidenti di spessore decimetrico. Localmente gli strati si presentano debolmente inclinati verso Ovest. Una serie di cavità parzialmente rielaborate dall'uomo si aprono alla base e a più altezze lungo i versanti. Le doline da crollo sono in genere depressioni profonde e delimitate da pareti subverticali che provengono dal crollo di volte di cavità ipogee prossime alla superficie topografica. Subito dopo il crollo le pareti della dolina risultano aggettanti, poi gradualmente, a seguito di movimenti di massa più gradualmente, la pendenza delle pareti decresce sino a raggiungere la verticalità prima e la regolarizzazione poi; pertanto, per via della loro instabilità morfologica, le doline da crollo risultano molte rare. Un'ampia dolina di soluzione, dal fondo piatto, si può osservare sul lato meridionale della strada. Questa forma è rappresentata da una blanda depressione di forma subcircolare con fondo parzialmente colmato da depositi colluviali. Il caso generale di doline vede una funzionalità idrogeologica legata ad un punto assorbente, generalmente determinato dalla presenza di fratture principali o all'intersezione di più fratture; ne risultano piccole depressioni di forma subcircolare che si sviluppano intorno a questi punti, denominati anche inghiottitoi carsici (*sinkholes* in inglese), e realizzano il trasferimento delle acque superficiali nel circuito idrico ipogeo. La maggiore quantità di acqua e la sua permanenza per un intervallo di tempo maggiore che nelle aree circostanti determinano l'aumento dei tassi di dissoluzione nell'intorno dell'inghiottitoio e quindi la formazione di una depressione di forma conica delimitata da versanti la cui inclinazione è determinata essenzialmente dalla litologia. In questo caso i versanti modellati sulle calcareniti si presentano poco inclinati.



Il fondo della dolina è colmato da depositi colluviali argilloso-sabbiosi di colore rosso scuro che vengono sfruttati per uso agricolo



La dolina da crollo presente sul lato meridionale della SP Sanarica-Botrugno



Il Masso della Vecchia

Il sito insiste sulla superficie sommitale della Serra di Poggiardo, nel territorio del Comune di Giuggianello, ai bordi di un esteso uliveto secolare. Il sito è segnalato già dalla fine dell'800 a causa della presenza di singolari forme del paesaggio simili a grandi strutture monolitiche. Il Masso della Vecchia è un blocco fusiforme di Pietra Leccese quasi del tutto isolato dal substrato. La superficie sommitale della Serra di Poggiardo, rilevata dorsale costituita da calcari mesozoici, è una forma di spianamento continentale in condizioni di clima tropicale-umido compreso tra 65 e 25 milioni di anni fa. Questa superficie e il mantello di alterazione che la ricopriva, caratterizzato dalla presenza di depositi bauxitici, sono stati fossilizzati dalla trasgressione miocenica che determinò la deposizione dei depositi marini calcarenitici della Pietra leccese. Le vicende geodinamiche recenti hanno portato, probabilmente già durante il Pliocene, alla definitiva emersione di questa dorsale; così la superficie sommitale ha subito intensi processi di denudazione, con lo smantellamento di buona parte della copertura miocenica e la riattivazione di inghiottitoi carsici nei calcari mesozoici sottostanti. La genesi del Masso della Vecchia è riferibile a processi propri del carsismo sepolto sulla particolare stratigrafia dell'area caratterizzata dai livelli basali della Pietra leccese, costituiti in basso da calcareniti fini sottilmente stratificate a basso grado di cementazione, seguiti da un banco roccioso omogeneo e più cementato. I processi carsici hanno agito efficacemente sulla Pietra Leccese sotto una copertura di suolo modellando

una superficie debolmente ondulata. La riattivazione degli inghiottitoi carsici e il dilavamento della copertura di suolo hanno determinato un progressivo abbassamento della superficie topografica e l'affioramento della superficie carsificata modellata sulla Pietra Leccese. A questo proposito, proprio alcune decine di metri a nord del Masso della Vecchia è visibile una profonda dolina al cui fondo si apriva uno degli inghiottitoi carsici responsabili del progressivo abbassamento della superficie topografica. Esso è oggi mascherato da lastre di roccia provenienti da operazioni di spietramento dei campi. A seguito del progressivo abbassamento della superficie topografica emersero le parti più elevate della superficie di alterazione. Ai margini dei versanti poco inclinati che delimitavano questi affioramenti rocciosi si instaurò una profonda corrosione carsica. Questo processo, conosciuto in letteratura con il nome di corrosione marginale, è connesso all'azione carsica innescata dalle acque di pioggia che scorrendo sui versanti si infiltrano al piede ancora coperto dai depositi residuali. I bordi delle aree di affioramento della superficie di alterazione ricevono in questo modo una quantità di acqua maggiore delle aree circostanti. Il risultato è la formazione di un solco di corrosione marginale che si approfondisce nel tempo.



Una profonda dolina, parzialmente colmata dall'uomo, è presente nei pressi del Masso della Vecchia



Sui blocchi strappati dai trattori sono ben visibili microforme carsiche sviluppatesi sotto una copertura di suolo



Bibliografia essenziale

DE GIORGI C. (1882) - La Provincia di Lecce - Bozzetti di viaggio. Editore Giuseppe Spaccante, Lecce, (ristampato da Congedo Editore, Galatina, 1975).

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1991) - Cenni sul paesaggio carsico della Penisola salentina. Itinerari Speleologici, ser. II, 5, 73-85.

SANSÒ P., SELLERI G. (2010) - Masso della Vecchia e superficie sommitale della Serra di Poggiardo. In: SIGEA - Il patrimonio geologico della Puglia. Territorio e geositi. Geologia Ambientale, suppl. 4, 146-147.

SANSÒ P. (2014) - Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi, G. Belmonte (a cura di) - Salento, anima di pietra. Il Crifo ed., Lecce.

Longitudine **18,39331** • Latitudine **40,10642**



Cubi di pietra leccese costituiscono l'imbocco "vera" delle pozzelle realizzate sul fondo di una ampia dolina di soluzione

Le pozzelle, chiamate anche "freata" (dal greco, pozzo), in griko "ta freata" (i pozzi), sono un bellissimo esempio dello sfruttamento delle caratteristiche geomorfologiche del territorio. Le pozzelle, infatti, sono delle cisterne ubicate sul fondo di ampie doline di soluzione alimentate dalle acque superficiali che lì si raccolgono durante il periodo invernale. Questi singolari depositi di acque piovane non hanno quindi alcun rapporto con la falda freatica, localmente raggiungibile solo con perforazioni profonde. Una descrizione dettagliata della tecnica costruttiva la fornisce il De Giorgi (1872). Il sistema costruttivo si basa sul principio delle costruzioni trulliformi in pietra a secco diffuse su tutto il territorio pugliese. Una volta scavate delle buche profonde da tre a sei metri sul fondo di doline parzialmente colmate da depositi colluviali, si procedeva a rivestirne le pareti con pietrame informe disposto a cerchi concentrici che man mano si restringono verso l'alto tanto da formare una falsa cupola o una campana. Sull'ultimo cerchio si poggiava un blocco parallelepipedo con foro centrale di circa 30-40 cm di diametro.

Questi blocchi, anche detti vere, raramente sono circolari, come nel caso di alcune pozzelle di Martignano. Le acque che naturalmente si raccolgono sul fondo della dolina giungono nella pozzella attraverso due o quattro aperture ricavate sui lati del blocco di chiusura. Le pozzelle hanno rappresentato una soluzione all'atavico problema dell'approvvigionamento idrico che ha da sempre afflitto le popolazioni del Salento. Una delle caratteristiche salienti del paesaggio carsico salentino è, infatti, la sostanziale mancanza di una rete idrografica superficiale a causa della permeabilità delle rocce carbonatiche che costituiscono l'impalcatura geologica dell'area. Inoltre, molti paesi della Grecia Salentina risultano privi di falde superficiali, per cui l'unica strategia era quella di raccogliere le acque piovane in cisterne o di sfruttare le acque di ruscellamento che confluivano sul fondo di doline di soluzione, impermeabilizzate dalla presenza di depositi colluviali. La costruzione delle pozzelle permette di raccogliere queste acque e di evitarne la perdita per evaporazione e /o il prelievo da parte di estranei. A Castrignano dei Greci sono state realizzate circa 80 pozzelle sul fondo di un'ampia e profonda dolina modellata sui calcari mesozoici posta alla periferia settentrionale del centro abitato. Come testimoniato dalle foto della raccolta Palumbo (1925) la popolazione di Castrignano dei Greci ha utilizzato l'acqua delle pozzelle fino agli anni trenta del secolo scorso. L'area è attualmente sede di un parco urbano; nelle immediate vicinanze sorge inoltre una struttura museale in via di allestimento.



Bibliografia essenziale

COSTANTINI A. (1988) - Del modo di conservare le acque e la neve. Pozzelle e neviere del Salento leccese. Sallentum, 18, Galatina 1988.

COSTANTINI A. (1995) - Le pozzelle. In: Costantini A., Manni L., Cazzato M. - Guida di Martano. Le Guide Verdi, 16, 107-112.

SANSÒ P. (2014) - Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi, G. Belmonte (a cura di) - Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.

Longitudine **18,29343** • Latitudine **40,17605**



Le pozzelle sono un ingegnoso sistema per immagazzinare le acque superficiali che si raccolgono sul fondo di ampie doline



Buona parte delle strutture del Castello Aragonese risalente al 1492 sono realizzate con blocchi delle calcareniti affioranti nel sito

quota che si affaccia sul Mar Piccolo. Nel fossato del Castello l'unità è costituita da sabbie medio-fini e grossolane; in più luoghi essa mostra una laminazione piano parallela o una laminazione incrociata a basso angolo, spesso a "spina di pesce" tipica di un ambiente di *foreshore/shoreface* in una *wave dominated coast* che indica l'esistenza di paleocorrenti da e verso l'area attualmente occupata dal Mar Piccolo. Frequenti sono gli accumuli di gusci di organismi spiaggiati (bivalvi: generi *Glycymeris*, *Cardium* e *Cerastoderma spp.*; gasteropodi: generi *Bittium*, *Conus*, *Gibbula* e *Turritella spp.*); frequenti e molto ben conservate sono bioturbazioni di *Echinocardium cordatum*. L'insieme dei caratteri ne indicano l'origine quale una complessa *sandy barrier* prevalentemente sommersa, con più *sandwaves*, che divideva un'area di mare più aperto dove oggi è il Mar Grande da un'area protetta e semichiusa ove oggi è il Mar Piccolo. L'insieme dei dati e dei rilievi geologici di dettaglio eseguiti su questo e sugli altri affioramenti dell'area circostante consentono la loro reciproca correlazione cronostatigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica dell'area costiera di Taranto nell'ultimo interglaciale.

La successione stratigrafica del Castello Aragonese affiora in corrispondenza della base della spalla di ingresso del ponte di Castel S. Angelo, noto come Castello Aragonese, e lungo tutte le pareti del fossato ove essa non sia coperta da strutture antropiche. Inoltre essa affiora lungo le pareti degli ambienti più bassi in quota del Castello stesso oltre che in lembi sparsi nella città vecchia (p.es. presso il duomo di San Domenico) e nei suoi sotterranei e lungo il canale navigabile. La configurazione del paesaggio fisico all'intorno della città di Taranto, a grande scala, è caratterizzata da un ampio tavolato debolmente inclinato verso mare e verso SE; la sua continuità è interrotta da solchi di incisione connessi ad una rete idrografica, alimentata da bacini idrografici piuttosto ampi e da risorgive carsiche, nonché dalla presenza di depressioni circa ellissoidali occupate dal Mar Grande e dai due seni del Mar Piccolo. La sequenza stratigrafica è apparentemente semplice essendo caratterizzata da calcari del Cretaceo, calcareniti ed argille del Plio-Pleistocene e da depositi calcarenitici tipo "panchina", del Pleistocene medio - Pleistocene superiore - Tirreniano. Nello specifico, la sequenza stratigrafica presso il Castello Aragonese è caratterizzata dalla presenza delle Argille subappennine, mai direttamente visibili, e dall'affioramento su di esse, in contatto trasgressivo, di un corpo calcarenitico laminato. Nell'area in cui esso è riconoscibile il suo spessore è variabile ed è documentato sino a 19 m, di cui circa 5 sotto il livello del mare. Lo spessore del corpo roccioso tende a diminuire gradualmente verso il Borgo e verso il rione Tamburi in senso parallelo; in senso meridiano esso è massimo verso il Mar Grande mentre diminuisce bruscamente verso il salto di



Affioramento del corpo calcarenitico laminato e segnato da bioturbazioni alla base spalla di ingresso del ponte del castello



Bibliografia essenziale

- DAI PRA G., HEARTY P.J. (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. Memorie della Società Geologica Italiana, 41 (1988), 637-644.
- DAI PRA G., STEARNS C.E. (1977) - Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Geologica Romana, 16, 231-242.
- HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). Journal of Coastal Research, 8, 4, 82-105.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1998) - Morfologia e genesi delle Isole Chéradì e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 21, 131-138.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P. (2003) - Stop 3.1.1 The Navigable Channel and the Aragonese Castle. In G. Mastronuzzi e P. Sansò (eds.), Puglia 2003 - Final Conference. Quaternary coastal morphology and sea level changes (Otranto/Taranto - Puglia (Italy) 22-28 september 2003). Field Guide, Bari, Lecce 2003, pp. 71-74.

Longitudine **17,23414** • Latitudine **40,47304**



Vista panoramica della Gravina di Ginosa

La Gravina di Ginosa si sviluppa con andamento circa N-S all'estremità occidentale della Provincia di Taranto; lungo il suo fianco occidentale è abbarbicata la città che le dà il nome. Essa è impostata sulla plio-pleistocenica Calcareniti di Gravina e sui cretaci Calcarei di Altamura. Come molte altre gravine si mostra quale una profonda incisione con profilo a V, paesaggisticamente paragonabile ai canyon cui corrispondono con buona approssimazione i processi genetici di approfondimento e di allargamento. Queste valli vengono comunemente denominate localmente "gravine" sul lato Ionico ma non è infrequente l'attribuzione anche dei termini "Lama" e "Vallone"; tali termini comunque non sono indicativi di un processo genetico e non hanno base scientifica. La genesi della gravina è complessa ed è connessa al flusso delle acque incanalate e di quelle sotterranee in relazione all'andamento della falda. Nella parte più elevata in quota, in una fase iniziale dell'approfondimento, il flusso delle acque interstratali ed interstiziali nelle calcareniti ha determinato processi di *sapping* che hanno permesso l'allargamento e l'approfondimento della incisione. Con il variare del livello di base rappresentato dal livello del mare sia per il sollevamento tettonico regionale, sia in conseguenza delle variazioni del livello del mare per fatti climatici, l'approfondimento ha gradualmente raggiunto i calcari sui quali si sono impostati fenomeni di sovrapposizione condizionati dai caratteri litostutturali locali. L'azione dei due processi ha determinato un paesaggio molto aspro segnato da pareti verticali e cavità di interstrato lungo una profonda incisione a luoghi con caratteri di meandro incassato.

La vegetazione della gravina di Ginosa si presenta molto varia e differenziata: si riconoscono tracce relitte di querce, olmi e frassini. Il tratto iniziale è occupato da un bosco di lecci associato alle essenze tipiche della macchia mediterranea; in altri tratti della gravina sono invece ancora presenti dei cedui di fragno, specie tipica di questa parte del territorio pugliese. La parte terminale è caratterizzata dalla presenza di numerose specie di orchidee. Molto interessante la presenza di piante aromatiche ed officinali. Tra le specie vegetali censite sono la *Nicotiana glauca*, pianta di origine sudamericana, la *Scrophularia scopoli*, pianta fino a qualche tempo fa non conosciuta in Puglia. La fauna della gravina mostra numerosi esemplari di mammalofauna, di rettili e di avifauna (falco grillaio, corvo imperiale, upupa); in particolare è da segnalare la presenza del capo vaccaio, uno dei rapaci più rari d'Italia. La frequentazione antropica della gravina di Ginosa si può datare, in seguito ai recenti scavi condotti dall'Università di Siena tra il 1998 e il 2001 in località cave Santoro, ad almeno 50.000 anni fa: le unità stratigrafiche riconosciute hanno restituito un'abbondante industria litica risalente al Paleolitico Medio, oltre a numerosi resti faunistici.



Veduta della Gravina da un punto panoramico nella città di Ginosa



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy) - Geomorphology, 46, 19-34.

RADINA B. (1967) - Geologia dei dintorni di Laterza e Ginosa. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, vol. LXXVI, Napoli 1967.

VIOLANTE E., SCARATI A., TEDESCO N. (1993) - Guida naturalistica delle gravine: Laterza, Ginosa, Castellaneta; ed. Schena, Fasano.

Longitudine **16,76611** • Latitudine **40,57699**



Particolare di alcune vecchie abitazioni abbandonate



Una vista dell'area deltizia del Canale d'Aiedda

Il sistema fluviale del Canale D'Aiedda - Leverano D'Aquino si trova ad Est del secondo seno del Mar Piccolo, che ne rappresenta il bacino ricettore. Il suo andamento è circa N-S nel tratto iniziale e intermedio; il tratto finale, invece, mostra un andamento circa E-W, così da sfociare nel secondo seno del Mar Piccolo dopo aver attraversato la Palude La Vela. Esso, l'unico corso d'acqua articolato della provincia di Taranto, trae origine dalle acque torrentizie che nella stagione fredda riescono a percorrere i solchi di erosione fluviale che scendono da Monte Trazzonara, fra Martina Franca e Grottaglie; nel suo tratto finale esso è alimentato anche dalle acque di sorgenti carsiche, tra cui la sorgente Riso. Il bacino idrografico del Canale D'Aiedda è impostato essenzialmente sulle Argille subappennine e sui depositi terrazzati marini profondamente incisi. L'azione erosiva, evidentemente facilitata dalla locale maggiore erodibilità del basamento dovuta a discontinuità litologiche e strutturali, lo ha portato ad attraversare con una serie di meandri incassati l'alto strutturale di San Giorgio, modellato nei Calcari delle Murge. Ciò rafforza l'evidenza della sua natura epigenetica come quella di buona parte dei corsi d'acqua di questa area della Puglia; essa è fortemente condizionata dal sollevamento dell'intero blocco pugliese e dai frequenti cambiamenti del livello di base conseguenti alle variazioni del livello del mare, a loro volta indotte dai profondi cambiamenti climatici del Pleistocene medio e superiore. Testimoni della geologia del substrato e dei processi carsici, vi sono nella roccia calcarea alcune grotte, intercettate e accessibili dal versante destro del solco erosivo, censite nel catasto speleologico regionale. Il fiume sfocia nel secondo seno del Mar Piccolo, con una portata media di 1.3 mc/sec., a costruire un esteso sistema deltizio interno fra la Palude Rasca e la Palude La Vela, area protetta di pregio internazionale. Purtroppo tutta l'area ha subito una forte

pressione antropica: argini cementizi e in terrapieno per gran parte del suo percorso fino alle pendici delle Murge regolano artificialmente il flusso delle acque. In un'ottica di recupero ambientale sarebbe auspicabile il ripristino delle condizioni idrodinamiche originali dell'alveo; la ricostruzione delle sponde naturali ne consentirebbe il ripopolamento anche da parte dell'avifauna e della mammalofauna stanziale oggi scomparsa e il recupero di un bene di indubbio valore paesistico alla fruibilità turistica. In Puglia, l'area per la sua singolarità all'interno del Mar Piccolo e per la presenza della contigua Palude La Vela, rappresenta un ottimo esempio didattico di apparato di foce e, per le sue caratteristiche globali, un'area di sicuro valore paesaggistico ed elevato pregio ecologico.



Bibliografia essenziale

- DAI PRA, G., HEARTY, P.J. (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 637-644.
- MARTINIS B. (1970) - Osservazioni sulla struttura di S. Giorgio Jonico (Taranto). Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 8, 48-54.
- MARTINIS B., ROBBA E. (1971) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia: F°202 Taranto. Servizio Geologico D'Italia.
- RICCHETTI G. (1967) - Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania, 5.6, 18, 123-130.
- MARTINIS B., ROBBA E. (1971) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia: F°202 Taranto. Servizio Geologico D'Italia.
- RICCHETTI G. (1967) - Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania, 5.6, 18, 123-130.

Longitudine **17,34334** • Latitudine **40,49106**



Una vista della foce del Canale e dell'area umida Palude la Vela



Panoramica della Gravina e della Città di Laterza

La Gravina di Laterza si sviluppa a Sud della città di Laterza, nella provincia di Taranto. Questa gravina, tra le incisioni più lunghe d'Europa, è una valle fluviale incisa in tutta la successione locale attraverso i depositi marini terrazzati, la Calcarenite di Gravina e il Calcare di Altamura. La sua complessa genesi è dovuta al flusso delle acque incanalate e di quelle sotterranee in relazione all'andamento della falda. Il suo profilo a V molto stretta, quindi, un po' come quello di tutte le gravine (o lame, o valloni), deve la sua origine all'adattamento del flusso delle acque al livello di base, il cui variare è connesso al gioco combinato del sollevamento tettonico regionale e alle variazioni eustatiche del livello del mare per fatti climatici. Nella parte più elevata in quota, in una fase iniziale dell'approfondimento, il flusso delle acque interstratali ed interstiziali nelle calcareniti ha determinato processi di *sapping* che hanno permesso l'allargamento e l'approfondimento della incisione. In questa maniera l'approfondimento e l'adeguamento del profilo idrografico al livello di base hanno determinato il graduale raggiungimento dei calcari sui quali si sono impostati fenomeni di sovrainposizione condizionati dai caratteri litostutturali locali che hanno diretto e orientato lo sviluppo della gravina stessa. Le ultime fasi di veloce approfondimento, comunque attivo, sono connesse all'ultima fase di abbassamento del livello di base correlato ad un livello del mare circa 150 m più basso dell'attuale durante l'ultima fase glaciale (MIS2). L'azione combinata dei due processi ha determinato un paesaggio molto aspro segnato da pareti verticali e cavità di interstrato lungo una profonda incisione

che ha un andamento a meandri incassati nei calcari, affioranti per buona parte della sua profondità. Gli affioramenti calcarenitici sono limitati ai bordi alti e sono ridotti a lembi di cui i più estesi si notano lungo i tratti settentrionali; in essi sono evidenti fenomeni di *sapping*. E' possibile osservare aspri ed isolati pilastri rocciosi in situazioni di notevole instabilità, alti fino a 10 metri, interessati da fenomeni franosi di ribaltamento. Sui fianchi di questa incisione, dove affiorano le calcareniti, sono presenti alcuni insediamenti ipogei che hanno allargato cavità interstratali. Dal punto di vista naturalistico la gravina ospita diverse specie vegetali di grande interesse come *Quercus trojana*, presente in Italia solo sulle murge pugliesi e materane, l'endemica *Campanula versicolor*, l'Euforbia arborescente, il Cisto, il Terebinto, il Lentisco e il Ginepro. In primavera lungo i sentieri della gravina è possibile ammirare variopinte fioriture di orchidee. Tra le specie animali presenti oltre a mammalofauna di piccola taglia e rettili sono da ricordare il Capovaccaio, il Falco Pellegrino, il Gufo Reale, il Barbagianni, il Corvo Imperiale, il Gheppio ed il Passero Solitario.



Vista della parte più meridionale della gravina



Presenza di acqua sul fondo dell'incisione



Bibliografia essenziale

BOENZI F. (2004) - Gravine. In: Atlante dei Tipi Geografici, IGM, Tavola 20, 164-166.

BOENZI F. (1988) - Nuove osservazioni sulla Murgia materana. Rivista Geografica Italiana, 95, 337-344.

BOENZI F., PALMENTOLA G., VALDUGA A. (1976) - Caratteri geomorfologici dell'area del Foglio «Matera». Bollettino della Società Geologica Italiana, 95, 327-366.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology 46, 19-34.

Longitudine **16,81212** • Latitudine **40,60394**



Un aspetto del tratto settentrionale della Gravina

Il sito rappresentato dal sistema della Gravina di Leucaspide – Gennarini – che comprende anche il ramo detto de il Triglio – si sviluppa subito ad O della città di Statte, con decorso circa parallelo alla Strada Provinciale 48, dalle estreme propagini delle Murge Tarantine sino alla piana di Taranto – Metaponto. Essa è una profonda incisione (max 50 m) ad andamento serpeggiante inciso nei depositi marini terrazzati del Pleistocene medio e superiore, nella Calcareniti di Gravina del Plio-Pleistocene e nei Calcari di Altamura del Cretaceo; insieme questi caratteri ne spiegano il nome di “serpente bianco”. La sua genesi è connessa ai processi di *sapping* e di sovrainposizione. I primi da soli sono responsabili della formazione di alcune delle profonde incisioni riconoscibili in Puglia. Queste vengono comunemente denominate localmente “lame”, “gravine” o “vallone” senza che questi termini assumano un definito significato genetico. Secondo Laity e Laity, Maily (1985), i processi di *sapping* possono essere definiti come l’insieme di processi che causano l’approfondimento di una valle fluviale nelle calcareniti attraverso fasi di alterazione della roccia lungo le superfici inter e intra-stratali di flusso delle acque in falda e successiva asportazione dei suoi prodotti, anche meccanica. L’azione di scalzamento risultante determina crolli lungo i versanti con allargamento con profilo a scatola della sezione trasversale. I detriti ripresi sul fondo e coinvolti nel flusso incanalato determinano erosione lineare e regressiva, condizionata e guidata dall’abbassamento del livello di base, che permette di raggiungere ed incidere i calcari del basamento locale definendo il carattere di sovrainposizione. Il sollevamento tettonico regionale e le variazioni eustatiche del livello del mare legate a fatti climatici, hanno imposto una ciclica e forte variazione del livello di base durante il Pleistocene medio e superiore modificando le condizioni idrologiche. Relativi abbassamento ed innalzamenti del livello di base hanno definito periodi di alluvionamento alternati a periodi di forte incisione; l’ultimo di questi si è manifestato con l’acme glaciale di circa 20 ka (MIS2). Con l’innalzamento del livello del mare il sistema di Leucaspide – Gennarini ha iniziato ad essere alluvionato e al suo sbocco sulla piana di Metaponto e Taranto ha accumulato un esteso conoide di deiezione. Nel suo corso più alto il sistema, che in parte incide anche le Argille subappennine, mostra i caratteri di una *sapping valley* impostata nelle calcareniti. Già all’altezza di Statte il sistema incide i calcari modellando tipiche forme torrentizie, quali marmitte di evorsione, docce, e scannellature. A partire dall’altezza della Masseria di Leucaspide e sino al suo termine l’incisione è modellata nei calcari fratturati. Nel suo corso il sistema taglia a più quote sottili spessori di deposito dei terrazzi marini: a circa 20 m di quota esso incide i depositi bioclastici a *Cladocora coespitosa* (Linneo), correlati al terrazzo con *Persististrombus latus* (Gmelin) di età Tirreniana II (MIS 5.5). Oltre ai pregevoli caratteri florovegetazionali e faunistici propri di molte “gravine”, il sistema ha importante valore archeologico ed architettonico; esso è testimoniato dagli insediamenti preistorici fra i quali spicca quello del Dolmen di Leucaspide, dall’essere il punto di partenza dell’acquedotto del Triglio che ha alimentato la città di Taranto dall’epoca romana fino a tempi storici, dall’essere sede dei ruderi di un ponte romano della Via Appia che lo attraversava.



Bibliografia essenziale

- D’ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. *Geol. Rom.* 21, 603–653.
- DAI PRA G., STEARNS C.E. (1977) - Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Geol. Rom.* 16, 242–321.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19–34.
- WESTAWAY R. (1993) - Quaternary uplift of southern Italy. *J. Geophys. Res.* 98, 21,741–21,772.
- BAKER V.R., KOCHER R.C., BAKER V.R., LAITY J.E., HOWARD A.D. (1990) - Spring sapping and valley network development. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 252, 235–265.
- LAITY J.E., MALIN M.C. (1985) - Sapping processes and the development of theatre-headed valley networks on the Colorado plateau. *Geol. Soc. Am., Bull.* 96, 203–217.

Longitudine **17,19057** • Latitudine **40,55747**



La gravina di Leucaspide nella sua parte settentrionale



Il tratto intermedio della Gravina di Leucaspide



Panoramica del versante Ovest della Gravina

Il sito rappresentato dalla Gravina della Madonna della Scala si trova a Ovest della città di Massafra, con andamento circa NE-SW, un'estensione lineare di circa 4 km, una larghezza compresa tra 30 e 50 metri e una profondità variabile tra 12 e 40 metri. Questa gravina è uno dei più interessanti esempi di un'incisione fluviale la cui genesi è da legare ai processi di *sapping*. Questi sono responsabili della formazione di alcune delle profonde incisioni che segnano il territorio della Puglia tanto lungo il suo lato adriatico dove vengono generalmente indicate come "lame" o "valloni", quanto lungo il suo lato ionico dove vengono invece chiamate "gravine" senza che a questi nomi corrisponda un definito significato genetico. I processi di *sapping* possono essere definiti come l'insieme di processi che causano l'approfondimento e l'allargamento di una valle fluviale nelle calcareniti. Questo si realizza per l'azione concomitante delle acque di deflusso meteorico superficiale e di quelle legate al deflusso sotterraneo: insieme questi portano al manifestarsi di successivi crolli dei versanti

e all'approfondimento del fondo della valle. In Puglia le *sapping valley* mostrano generalmente profilo trasversale a scatola con versanti subverticali o con gradoni, interamente impostate sulla Calcarenite di Gravina Plio-Pleistocenica e a volte anche sui sovrastanti depositi marini terrazzati; localmente si approfondiscono sino ai sottostanti calcari mesozoici assumendo i caratteri di una valle di sovraincisione. La gravina, i cui versanti sono ricchi di grotte, è caratterizzata dalla presenza del più esteso villaggio rupestre dell'Italia meridionale, se si escludono i Sassi di Matera; esso è costituito da oltre 200 nuclei abitativi dell'originario villaggio di epoca, localizzato tutto all'intorno del Santuario della Madonna della Scala. Il Santuario fu costruito sui resti di una cappella più antica a partire dal 1729, e venne terminato ed aperto al culto nel 1737. Esso è accessibile da un'imponente e scenografica scalinata di 125 gradini che, inerpandosi sul fianco est della gravina ne fa apprezzare l'andamento, e lo collega con il pianoro soprastante. Tale intervento monumentale, successivo alla costruzione del santuario, avrebbe avuto inizio nel 1776 e terminò solo nel 1821. Per la ricca vegetazione spontanea che ricopre l'intero letto dell'antico fiume, la gravina è detta "Valle delle Rose". Vi sono, infatti, molte varietà di piante, alcune molto rare e con proprietà officinali.



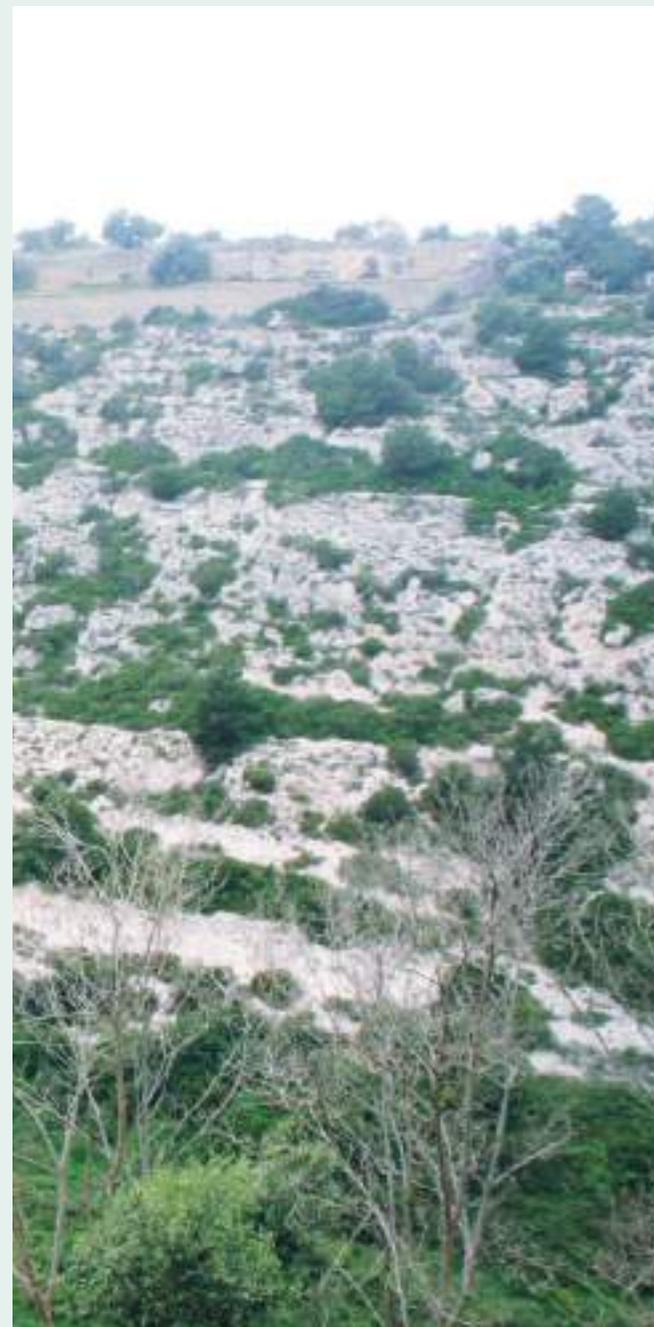
Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeocology. *Geol. Rom.* 21, 603-653.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. *Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010*, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,11253** • Latitudine **40,60000**



Dettaglio del versante Ovest della Gravina



Vista panoramica della scarpata meridionale del Gargano e della piana di Manfredonia in località Valle della Torre

Lungo la trincea stradale della Strada Provinciale n. 26 che da Borgo Celano conduce a Foggia, tra il km 4 e il km 6 è possibile osservare una successione spessa circa 100 metri di calcari macrofossiliferi a chondrodontidi (ostreidi) e requienidi (rudiste) di età Cretaceo inferiore (Aptiano inferiore). La base della successione è caratterizzata da un brusco cambiamento nello spessore degli strati: si passa infatti da calcari micritici e stromatolitici, organizzati in strati decimetrici, a banchi di calcari macrofossiliferi spessi alcuni metri. Il passaggio è netto ed è marcato da un livello spesso circa 50 cm costituito da gusci disarticolati di chondrodontidi. Dal punto di vista paleoambientale, il contatto stratigrafico osservato marca un brusco approfondimento degli ambienti di sedimentazione; si passa infatti da facies tipiche di ambienti ristretti di piana tidale a facies che indicano ambienti di laguna relativamente profonda in cui potevano proliferare le associazioni macrofossilifere a chondrodontidi, requienidi e, subordinatamente, a piccoli radiolitidi. Recenti studi hanno dimostrato che le variazioni di facies registrate nella successione in esame sono attribuibili ad un evento di crisi di produttività delle piattaforme carbonatiche, noto con il nome di "Livello Selli", registrato a scala globale nelle successioni sedimentarie dell'Aptiano inferiore. Pertanto, il sito assume un'importanza scientifica rilevante perché permette di fare correlazioni stratigrafiche a scala sia regionale che globale consentendo, in tal modo, di confrontare l'impronta che le variazioni climatiche hanno avuto nel passato geologico in differenti contesti paleogeografici e di incrementare le nostre conoscenze sui principali fattori che regolano il clima sulla Terra. Il sito in esame è inoltre uno dei punti panoramici più suggestivi di tutto il Promontorio del Gargano. Durante le giornate limpide è infatti possibile osservare, guardando verso est e verso sud, la scarpata che borda a sud il Gargano e la piana costiera fino ad osservare tutto il Golfo di Manfredonia; guardando verso ovest invece è possibile scorgere il Tavoliere di Puglia e i primi rilievi del Subappennino dauno.

Lungo la trincea stradale della Strada Provinciale n. 26 che da Borgo Celano conduce a Foggia, tra il km 4 e il km 6 è possibile osservare una successione spessa circa 100 metri di calcari macrofossiliferi a chondrodontidi (ostreidi) e requienidi (rudiste) di età Cretaceo inferiore (Aptiano inferiore). La base della successione è caratterizzata da un brusco cambiamento nello spessore degli strati: si passa infatti da calcari micritici e stromatolitici, organizzati in strati decimetrici, a banchi di calcari macrofossiliferi spessi alcuni metri. Il passaggio è netto ed è marcato da un livello spesso circa 50 cm costituito da gusci disarticolati di chondrodontidi. Dal punto di vista paleoambientale, il contatto stratigrafico osservato marca un brusco approfondimento degli ambienti di sedimentazione; si passa infatti da facies tipiche di ambienti ristretti di piana tidale a facies che indicano ambienti di laguna relativamente profonda in cui potevano proliferare le associazioni macrofossilifere a chondrodontidi, requienidi e, subordinatamente, a piccoli radiolitidi. Recenti studi hanno dimostrato che le variazioni di facies registrate nella successione in esame sono attribuibili ad un evento di crisi di produttività delle piattaforme carbonatiche, noto con il nome di "Livello Selli", registrato a scala globale nelle successioni sedimentarie dell'Aptiano inferiore. Pertanto, il sito assume un'importanza scientifica rilevante perché permette di fare correlazioni stratigrafiche a scala sia regionale che globale consentendo, in tal modo, di confrontare l'impronta che le variazioni climatiche hanno avuto nel passato geologico in differenti contesti paleogeografici e di incrementare le nostre conoscenze sui principali fattori che regolano il clima sulla Terra. Il sito in esame è inoltre uno dei punti panoramici più suggestivi di tutto il Promontorio del Gargano. Durante le giornate limpide è infatti possibile osservare, guardando verso est e verso sud, la scarpata che borda a sud il Gargano e la piana costiera fino ad osservare tutto il Golfo di Manfredonia; guardando verso ovest invece è possibile scorgere il Tavoliere di Puglia e i primi rilievi del Subappennino dauno.



Livello con abbondanti gusci di chondrodontidi alla base della successione



Calcari con gusci disarticolati di chondrodontidi e requienidi



Bibliografia essenziale

GRAZIANO R., RASPINI A., SPALLUTO L. (2013) - High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the Selli Oceanic Anoxic Event (OAE1a) in the Apulia carbonate platform: the Borgo Celano section (western Gargano Promontory, Southern Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 132(3): 477-496.

MORETTI M., PIERI P., RICCHETTI G., SPALLUTO L. (2011) - Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 396 "San Severo", 145 pp. Ispra.

SPALLUTO L., PIERI P., RICCHETTI G. (2005) - Le facies carbonatiche di piattaforma interna del Promontorio del Gargano: implicazioni paleoambientali e correlazioni con la coeva successione delle Murge (Italia meridionale, Puglia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 124: 675-690.

Longitudine **15,66711** • Latitudine **41,67619**



Calcari con frammenti di gusci di rudiste (radiolitidi)



Panoramica con punto di ripresa da Sud dell'area di cava

L'area estrattiva di Monopoli è ubicata a circa 300 m da *Torre Cintola*, nel settore nord della contrada Capitolo, e rappresenta un interessante geoarcheosito in cui evidenze archeologiche e storiche si associano ad elementi di significato geologico e geomorfologico. Le particolari geometrie della cava inoltre, con fronti di altezza variabile posizionati sia parallelamente che normalmente alla linea di costa e con i piani di coltivazione più bassi parzialmente sommersi, creano accoglienti "stanze" molto frequentate dai turisti nella stagione estiva. Su alcuni di questi piani è presente un letto poco spesso di sabbia, visibile soprattutto nel settore settentrionale dell'area e costituito dai granuli carbonatici erosi dai fronti di cava. Il tratto in cui si osservano i segni dell'attività estrattiva è contraddistinto da una costa alta rocciosa formata da depositi calcarenitici quaternari che termina con una parete verticale di altezza variabile e ad essa si alternano zone in cui sono presenti piccole e riparate calette di spiaggia sabbiosa (*pocket beach*). Il sito d'interesse è rappresentato da una cava a cielo aperto molto estesa da cui si estraevano blocchi di calcarenite utilizzati come materiale da costruzione e da cui sono state realizzate le torri di avvistamento presenti nelle vicinanze del sito. Lungo i fronti di cava è possibile osservare i caratteri macroscopici di tali litotipi, costituiti da biocalcareni e biocalciruditi a tratti bioturbate, tenere, di colore bianco-grigiastro e giallastro, che si presentano in banchi e strati di spessore generalmente superiore al metro e superfici di strato molto ondulate e irregolari. La tecnica di scavo prevedeva l'asportazione del materiale per blocchi, a partire dalla superficie fino a raggiungere un livello prossimo a quello marino. Le dimensioni dei blocchi cavati sono facilmente intuibili in quanto corrispondenti allo spessore dei singoli gradini presenti lungo i fronti, ben visibili in tutti i settori di cava. Attualmente, i piani di coltivazione più bassi risultano parzialmente sommersi e permettono di considerare queste aree come fonti documentali delle variazioni del livello del mare e di ingresso delle acque avvenute negli ultimi secoli. Nella zona sud infine, risulta interessante evidenziare la presenza di fenomeni di crollo dei fronti conseguenti allo scalzamento della base della falesia per effetto dell'erosione operata dal moto ondoso.

L'area estrattiva di Monopoli è ubicata a circa 300 m da *Torre Cintola*, nel settore nord della contrada Capitolo, e rappresenta un interessante geoarcheosito in cui evidenze archeologiche e storiche si associano ad elementi di significato geologico e geomorfologico. Le particolari geometrie della cava inoltre, con fronti di altezza variabile posizionati sia parallelamente che normalmente alla linea di costa e con i piani di coltivazione più bassi parzialmente sommersi, creano accoglienti "stanze" molto frequentate dai turisti nella stagione estiva. Su alcuni di questi piani è presente un letto poco spesso di sabbia, visibile soprattutto nel settore settentrionale dell'area e costituito dai granuli carbonatici erosi dai fronti di cava. Il tratto in cui si osservano i segni dell'attività estrattiva è contraddistinto da una costa alta rocciosa formata da depositi calcarenitici quaternari che termina con una parete verticale di altezza variabile e ad essa si alternano zone in cui sono presenti piccole e riparate calette di spiaggia sabbiosa (*pocket beach*). Il sito d'interesse è rappresentato da una cava a cielo aperto molto estesa da cui si estraevano blocchi di calcarenite utilizzati come materiale da costruzione e da cui sono state realizzate le torri di avvistamento presenti nelle vicinanze del sito. Lungo i fronti di cava è possibile osservare i caratteri macroscopici di tali litotipi, costituiti da biocalcareni e biocalciruditi a tratti bioturbate, te-



Fenomeni di crollo di alcuni punti di un fronte della zona sud della cava



Bibliografia essenziale

CALIA A., GIANNOTTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. Atti del Convegno Nazionale "Il patrimonio geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare". pp.249-258.

CALIA A., GIANNOTTA M.T., QUARTA G., ALESSIO A. (2000) - ancient coastal quarries of southeast-ern of taranto: identification and initial analyses of the characteristics peculiar to the lithotypes. proc. 6th internationa conference asmosia., venezia, 183-191.

DELLE ROSE M. (2004) - uso idrologico di forme carsiche nei centri messapici di egnazia e cavallino. umanesimo della pietra, martina franca, pp. 113-130.

QUARTA G., CALIA A., GIANNOTTA M.T. (2008) - caratteristiche minero-petrografiche e geochimiche di calcarenite da cave costiere della penisola salentina: contributo allo studio dello sfruttamento nell'antichità. atti 84° congresso nazionale della società geologica italiana, sassari 15-17 settembre 2008.

Longitudine **17,34535** • Latitudine **40,91275**



Particolare dell'area Nord della cava



Panoramica dell'area termale

L'area termale di Santa Cesarea Terme si sviluppa lungo la strada litoranea che collega Otranto a Santa Maria di Leuca ed è nota per la presenza di acque sotterranee ipotermali sulfuree, che vengono a giorno in corrispondenza di quattro principali grotte costiere: "Gattulla", "Solfatarà", "Sulfurea", "Fetida" e sono altresì estratte per mezzo di pozzi per uso termale. La presenza nel sottosuolo di acque sulfuree e di gradienti termici anomali, risulta limitata all'interno di un breve tratto di fascia costiera situato immediatamente a ridosso del centro abitato di Santa Cesarea Terme ed esteso, all'interno, fino a località "Cupa". L'alimentazione delle sorgenti si suppone sia da ricondurre ad acque connate, rimaste confinate al di sotto dell'Adriatico ad opera di spesse coperture sedimentarie impermeabili. Tali acque sono state rinvenute in associazione a giacimenti di idrocarburi "offshore" in Adriatico e, per l'elevata profondità di provenienza, presentano temperature elevate. Durante il percorso di migrazione fino all'area di interesse, attraverso vie preferenziali costituite presumibilmente da lineazioni tettoniche e condotti carsici, conservano temperature maggiori delle rocce incassanti e subiscono, infine, un abbassamento di temperatura dovuto al mescolamento con acqua di mare e di falda. Dal punto di vista morfologico, l'area è caratterizzata dalla presenza di gradini morfologici e terrazzi di abrasione marina, corrispondenti ad antiche linee di costa, in cui sono evidenti le testimonianze di processi carsici, con la presenza diffusa di doline, inghiottitoi e molte grotte costiere. Come accennato, le effluenze di acque sulfuree a composizione salso-bromo-iodica sono concentrate lungo un breve tratto di costa, che comprende le quattro grotte citate. Esse sono da classificare ipotermali, in quanto possiedono una temperatura di circa 25 °C, anche se risentono del miscelamento con le acque marine. Le acque presenti all'interno dei pozzi in corrispondenza di località "Cupa", verso l'interno, e di "Albergo Palazzo", sulla costa, presentano temperature comprese tra i 28 e i 30 °C e vengono utilizzate negli stabilimenti termali locali, per varie applicazioni terapeutiche e trattamenti estetici.



Bibliografia essenziale

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) – Note illustrative alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41, 449-460

MAGGIORE M., PAGLIARULO P. (2004) – Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia. Geologi e territorio, 1, 13 – 35

PAGLIARULO PIETRO (1996) – Migrazione di fluidi profondi nel substrato prepliocenico dell'Avanfossa Appenninica (bacino pugliese e lucano). Memorie della Società Geologica Italiana, 51, 650 – 668.

Longitudine **18,46169** • Latitudine **40,03648**



Microforme di carsismo costiero impostatesi sulla successione affiorante



Buche di palo e sasso di macina sull'attuale piana tidale

L'area geoarcheologica costiera di Torre Santa Sabina si trova alla radice e lungo il piccolo promontorio e la ampia spiaggia subito a sud della Torre omonima. L'insieme delle strutture archeologiche presenti all'interno di quest'area rappresenta un ottimo *marker* geoarcheologico per stimare le variazioni del livello del mare e ricostruire il paesaggio costiero del Salento adriatico durante il tardo Olocene. La fascia costiera di Torre Santa Sabina è rappresentata da costa rocciosa digradante piana modellata nei depositi calcarenitici Plio-Pleistocenici della Calcarenite di Gravina; questa continua in un'omogenea *surf bench* e quindi nella sommersa *wave cut platform* a luoghi delimitata verso mare da una falesia parzialmente sommersa. La linea di costa mostra poco ampie ma profonde insenature, le parti distali di valli fluviali relitte parzialmente invase dal mare, che ospitano *pocket beach*. A Torre Santa Sabina è presente un esteso abitato dell'età del Bronzo, associato a un sepolcreto a tumulo costituito

da 25 tombe a pianta pressoché rettangolare, scavate nella roccia e coperte da lastroni, contenenti ceramica indigena e ceramica micenea: queste si rinvennero a quote comprese tra i 2 e i 6 metri sul livello del mare. La radice del promontorio suddetto emerge durante la massima bassa marea; qui è possibile osservare numerose cave riferibili al periodo Messapico, Romano e Medievale, il cui piano di distacco si trova tra 0,50 e 1,1 metri al di sotto del livello del mare attuale. Sempre su questa porzione della piana tidale si possono osservare una serie di allineamenti di buche di palo di abitazioni attribuite all'età del Bronzo, attualmente al livello del mare o sommerse. Prossima ad un allineamento di buche di palo è stata rinvenuta anche una coppia di sassi di macina di circa 80 cm di diametro ancora in posizione di scavo e articolata al corpo roccioso; sott'acqua, in una zona di accumulo di resti archeologici e di relitti ve ne è un'altra ormai estratta dall'area di cava. Più imbarcazioni sono affondate intorno al promontorio distribuendo sui fondali il loro carico. Due relitti di età romana (I sec a.C. - I sec d.C.) spiaggiati e tirati a secco, sembrano indicare una continua rimonta del mare sino alla loro sommersione. L'insieme di queste evidenze permette di stimare le variazioni del livello del mare nel corso del tardo Olocene: durante il II millennio a.C. (età del Bronzo) il livello del mare doveva essere almeno 3 - 4 m più basso dell'attuale; nel corso del I sec. a.C. - V/VI sec. d.C. (età Romana tardo repubblicana - età Tardoantica) il mare avrebbe incominciato la sua risalita a partire da circa -2 metri rispetto il suo livello attuale; le cave medioevali sommerse presenti confermerebbero che la rimonta del livello del mare si sarebbe protratta nel tempo sino all'attuale.



Bibliografia essenziale

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., ZONGOLO F. (2005) - The harbour of the mansio ad Speluncas (Brindisi, Italy): a key to the lecture of sea level changes in the past 2500 years? In: Maritime Heritage and Modern Ports 2005, 18-20 april 2005, Barcelona, Spain, R. Marçet i Barbe, C.A. Brebbia, J. Olivella (eds.), Wessex Institute of Technology, Transactions of The Built Environment, vol. 79, WIT Press 2005, 5-14.

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2003) - Site 4.1. Torre S. Sabina - Stop 4.1.1 The Ancient Harbour. In G. Mastronuzzi e P. Sansò (eds.), Puglia 2003 - Final Conference. Quaternary coastal morphology and sea level changes (Otranto/Taranto - Puglia (Italy) 22-28 september 2003). Field Guide, Bari, Lecce 2003, pp. 105-106.

COPPOLA D., RAIMONDI P. (1995) - L'insediamento dell'età del Bronzo di Torre Santa Sabina (Scavi 1990). L'età del Bronzo lungo il versante Adriatico pugliese. Taras, XV, 2, 375-394.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - The last interglacial deposits. Workshop on Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution, Ostuni (Br) 30-31/05/2002, Field Guide, 21-23.

Longitudine **17,70504** • Latitudine **40,75752**



Tracce di cave sommerse



Vista dell'ingresso della galleria drenante

La Valle dell'Idro è una piccola incisione fluviale composta da due rami principali, i canali di Carlo Magno e di San Giuseppe che corre a ridosso della città di Otranto. Il contesto geologico dell'acquedotto è caratterizzato da due distinte unità litostratigrafiche, una del Pliocene inferiore e l'altra del Pliocene medio e superiore. Si tratta di biomicriti marnose che ospitano falde idriche note e sfruttate sin dall'antichità per via di due sorgenti (dette "di Carlo Magno"). Proprio per questo particolare assetto geologico nel 1917 il Genio Militare per la Regia Marina realizzò l'acquedotto. Il complesso di opere idrauliche si sviluppa intorno alla galleria drenante che ha intercettato le due sorgenti. La galleria si inoltra nel fianco della valle per circa 70 metri e conserva un'altezza media, per tutta la sua lunghezza, di circa due metri. Alla base della galleria scorre l'acqua delle sorgenti in una canaletta larga 40-50 centimetri e profonda altrettanto; essa è rivestita in calcestruzzo e in origine era coperta da lastre di Pietra leccese. Le due sorgenti si ritrovano al termine della galleria; la prima scaturisce sul fondo di una piccola diramazione laterale lunga circa 5 metri, la seconda a pochi metri dal termine della galleria principale. A circa 25 metri dall'ingresso, un pozzo verticale risale fino al piano campagna; da esso è possibile accedere ad una galleria che si sviluppa al di sopra della precedente, separata dalla prima da una volta a botte in conci squadrate. La galleria nel suo complesso si sviluppa lungo un'ampia diaclasi benante; si ipotizza pertanto che quest'ultima sia stata intercettata durante lo scavo del pozzo (che poi ha funzionato da pozzo di illuminazione), quindi seguita ed allargata. In altri aspetti mostra l'interazione tra l'uomo e la roccia: per esempio, vi si osservano "impronte" degli utensili utilizzati per lo scavo. In quella superiore, le impronte sono ricoperte da una patina di carbonato di calcio, e risultano prodotte da uno strumento il cui taglio misura 7.8 cm; in alcuni casi esse sono tagliate da un altro strumento, largo alla punta 5.3 centimetri. Numerosi piccoli incavi artificiali posti sui lati delle gallerie hanno funzione di poggia lucerne, come dimostra la presenza di nero fumo nell'intorno. Nell'area antistante, un altro cunicolo ipogeo, semiallagato, fungeva da canale di scarico del "troppo pieno"; esso è collegato alla superficie attraverso pozzi luce verticali. Sulla

base delle ricerche condotte si può ipotizzare che la parte superiore della galleria drenante sia il relitto di una struttura più antica, precedente ai lavori eseguiti nel 1917 dal Genio Militare, finalizzati ad uno sfruttamento di tipo moderno delle due sorgenti. Si tratta di un'opera precedente la realizzazione dell'Acquedotto Pugliese, dismessa con l'entrata in funzione di quest'ultimo, dove sono ancora presenti le tracce di un intervento idraulico più antico. Questo sito rappresenta, quindi, un luogo dove, in modo eccezionale, è possibile osservare la stratificazione nel tempo, prodotta dal progresso tecnologico, delle modalità attraverso le quali l'uomo ha cercato di sfruttare a proprio vantaggio le opportunità offerte dalle peculiarità geologiche del territorio. In conclusione al sito è possibile attribuire un elevato valore storico e testimoniale.



Bibliografia essenziale

ALBA A., BONFRATE M., DE NATALE F., GIANGRECO A., PEPE R., SELLERI G., SELLERI V. (2001) - Le sorgenti di Carlo Magno nella Valle dell'Idro, Otranto (Lecce). Atti del V Convegno nazionale sulle Cavità Artificiali, Osoppo (Udine) 28 aprile - 1 maggio 2001, pp. 17-26.

Federazione Speleologica Pugliese (2014) - Report finale Attività di supporto alla sorveglianza sanitaria - Piano di Monitoraggio sanitario chiroterri, Delibera Comitato Esecutivo n. 7 del 4.4.2012 - AFFIDAMENTO SERVIZI TECNICI. SERVIZIO DI REDAZIONE E GESTIONEPIANO DI MONITORAGGIO SANITARIO CHIROTTERI. CUP153E10000070006. Programma regionale tutela dell'Ambiente. Asse III. Linea di Intervento E. 11 pp.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_CA_153 e PU_CA_851 su www.catasto.fs Puglia.it.

Longitudine **18,48134** • Latitudine **40,13713**



Uno dei tratti in galleria suborizzontale

Il sito è ubicato nella piana detta "Campolato", circa 10 km ad Est dell'abitato di S. Giovanni Rotondo. L'area, nella struttura del rilievo garganico, si trova sul gradino inferiore rispetto all'abitato, a quota di poco inferiore ai m 500 s.l.m. Campolato è una piana carsica il cui fondo piatto si estende per circa 1 Km, e presenta le caratteristiche morfologiche di un piccolo *polje*, avente un'area più depressa di recapito del drenaggio superficiale di un bacino idrografico più esteso, al fondo della quale si apre l'inghiottitoio, o "grava". Questo dà accesso ad uno dei più imponenti fenomeni carsici ipogei della Puglia. Un pozzo profondo circa 100 m porta sbocca in un'ampia caverna. Da qui il suo sviluppo prosegue con andamento suborizzontale e con un'ampia varietà morfologica di ambienti ipogei. Degni di nota per la loro vastità e spettacolarità sono diversi tratti a *canyon* ed alcuni vasti ambienti da crollo tra cui il salone immediatamente a monte del sifone terminale e la cosiddetta "sala triangolare" la cui geometria è chiaramente condizionata dalla presenza di una evidente lineazione tettonica. Gli ambienti esplorabili terminano in un sifone fangoso, a 303 m di profondità dal piano campagna e a circa 1.100 di distanza dall'ingresso. I riempimenti ipogei sono rappresentati per lo più da depositi di tipo fluviale; sono poco diffusi, invece, i depositi chimici. Si tratta di un caso esemplare di funzione idrogeologica delle forme carsiche, che coinvolge il reticolo ipogeo (le grotte), in profondità, e, in superficie, una depressione che non è una semplice dolina. Tanto la piana quanto il sistema di cavità mostrano un deciso condizionamento da parte delle strutture tettoniche: il margine del *polje* (che è di *tipo strutturale*) e l'andamento generale palesemente rettilineo delle cavità. La "grava", segnalata intorno agli anni '50 del secolo scorso, fu esplorata a partire dal 1960 (spedizione del Gruppo Speleologico Piemontese). I rilievi speditivi portarono alla massima profondità raggiunta in grotte pugliesi, mentre la massima profondità in Puglia fu solo *scandagliata* nelle Murge (grave della Ferratella, Pu444, in agro di Ruvo di Puglia). La vastità e complessità topografica di questo sistema carsico è tuttora di stimolo ad approfondimenti delle esplorazioni e non si escludono ulteriori future scoperte.



Bibliografia essenziale

BUX M., SCILLITANI G., SCALERA LIACI L. (2007) - I chiroterri. In: Inguscio S., Lorusso D., Pascali V., Ragone G., Savino G. (Eds.), Grotte e carsismo in Puglia. Regione Puglia, p. 173-176.

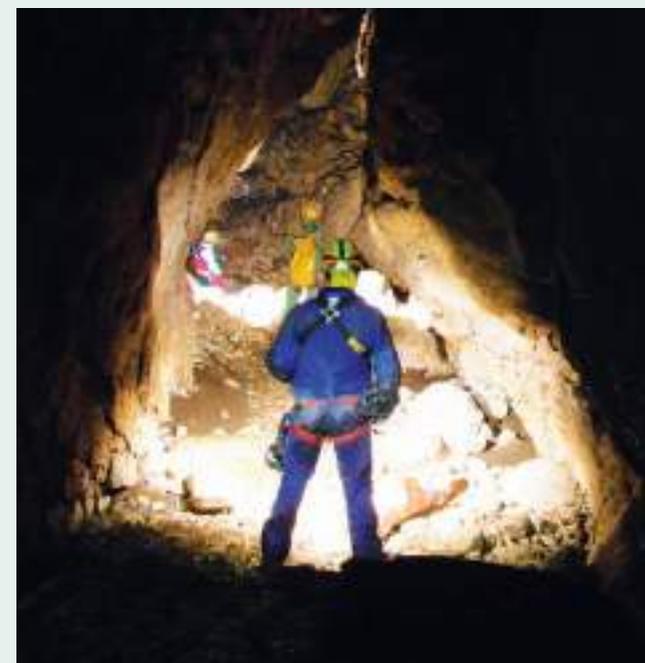
CAPPA G., DE MATTEIS G. (1962) - Osservazioni speleologiche sul Gargano sud-occidentale. Atti Soc. It. Sc. Nat.. 101 (3-4), pp. 60-76.

DE MATTEIS G., GECHELE G. (1966) - La Grava di Campolato nel Gargano. Rassegna Speleologica italiana.

FUSILLI C. (2004) - Cavità notevoli del Gargano. Atti Spelaion 2003, San Giovanni Rotondo, 5-8 dicembre 2003, p. 123-136.

FUSILLI C., GIULIANI P. (1990) - Guida alla speleologia del Gargano. Leone Editrice, Foggia, 230 pp.

Longitudine **15,85396** • Latitudine **41,69414**



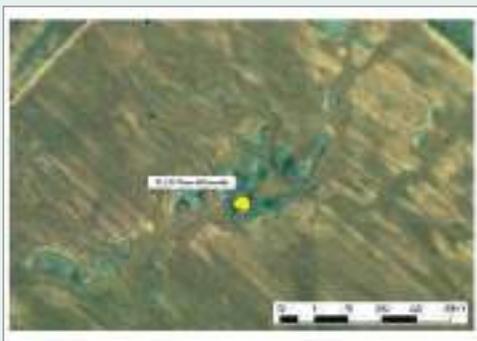
Un tipico aspetto degli ambienti interni con caratteri "vadosi" delle cavità



Il salone da cui parte la condotta che conduce al fondo della grave, a -260 m di profondità

La Grave di Faraualla (nota anche come Grave del Finocchio grande) è stata esplorata per la prima volta dalla Commissione Grotte "E. Boegan" nel 1956 e rappresenta il più imponente fenomeno carsico ipogeo dell'Alta Murgia. La "grave" si apre nel territorio di Gravina in Puglia, a 614 m di quota, sul fondo di un'ampia depressione attraversata da diverse linee di impluvio che si attivano in occasione degli eventi meteorici intensi convogliando l'acqua al grande imbocco della voragine. Non lontano, altri impluvi versano nella vicina Grave dei Previcicelli (CGPo218). Pertanto si tratta di un fenomeno carsico attivo dal punto di vista idraulico. La cavità è un esempio esplicativo delle attuali dinamiche naturali dei territori carsici pugliesi, con una stretta interconnessione e causalità tra i fenomeni naturali e quelli antropici che avvengono sulla superficie del suolo e la circolazione e qualità delle acque sotterranee. La grotta ha uno sviluppo prettamente verticale; il primo ed il secondo pozzo (profondi 149 e 53 m) portano direttamente ai 200 m di profondità. Da questo punto la morfologia cambia, presentandosi con una serie di piccoli dislivelli verticali sino al fondo raggiunto dai primi esploratori nel 1956 a -241 m. Da questo fondo, una prosecuzione in risalita (scoperta nel 1980) apre il passaggio al tratto orizzontale profondo del sistema. Un'ampia galleria si sviluppa da una parte in un sistema di condotte e piccoli meandri collegando degli imponenti pozzi ascendenti alti tra 30 e 50 m, tuttora inesplorati, e dall'altra parte termina come una "finestra" in un altro ampio pozzo; alla base di quest'ultimo un'altra breve galleria porta in un salone da cui parte una bassa condotta che porta all'attuale fondo della grotta a -260 m di profondità. Esplorazioni recenti condotte nel 2013 e 2014 in quest'ultimo grande pozzo e nella galleria che porta dal vecchio fondo del 1956 al nuovo fondo hanno permesso di percorrere alcune centinaia di metri di condotte suborizzontali dove gli speleologi stanno tuttora svolgendo le loro ricerche. Attualmente lo sviluppo spaziale delle cavità di questo sistema ammonta a circa 1 chilometro. Dal punto di vista geo-litologico, la cavità si sviluppa interamente nel Calcarea di Altamura, del Cretaceo superiore, lungo un sistema di fratture orientato NW-SE. Vi si riscontrano anche una varietà di

depositi clastici. Tra essi delle "argille rossastre", direttamente sovrapposte al substrato calcareo, che a luoghi fossilizzano i condotti carsici. Depositi di tipo fluviale sono costituiti da conglomerati prevalentemente granulo-sostenuti a matrice siltitica rossastra; depositi da *debris flow*, inoltre, rappresentano la parte più recente della successione sedimentaria esposta in grotta non è infrequente rinvenire in essi dei frammenti di concrezioni, di depositi più antichi cementati, e ossa di vertebrati. La parte grossolana di questi depositi è rappresentata da ghiaia calcarea con elementi di dimensioni prevalentemente centimetriche. I depositi chimici sono relativamente scarsi, coerentemente con il carattere attivo della grotta; grandi "colate" calcitiche appaiono in fase avanzata di smantellamento ad opera dei flussi idrici che percorrono il sistema ipogeo saltuariamente ma con grande energia. È notevole anche l'aspetto paesaggistico dell'imbocco e del primo pozzo della grave, che è una delle verticali più lunghe del Sud Italia; si tratta di un enorme baratro, quasi perfettamente verticale, ma ampio a tal punto che a volte, a mezzogiorno, la luce diretta e indiretta giunge fin quasi alla base del primo pozzo.



Bibliografia essenziale

ANELLI F. (1959) – La grava di Faraualla presso Altamura. Bollettino dell'Archivio Biblioteca Museo Civico Altamura, n. 6, p. 62-69.

CALELLA P., MARRAFFA M., PALMISANO P., PASCALI E (1987) – Grave di Faraualla. Itinerari Speleologici, Rivista della Federazione Speleologica Pugliese, n. 2, p. 5-11.

MARTIMUCCI V., SELLERI G., SQUICCIARINI A. (2014) - Faraualla, un abisso sull'Alta Murgia (Ba). Speleologia, n. 70, p. 9.

PORCELLI M. (2007) - Dal diario di Medeot, Tommasini, Vianello, Ferri, Coloni, Matarrese... dicembre 1956: la prima esplorazione della grave di Faraualla. Atti del XII Incontro Regionale di Speleologia Pugliese, Altamura 7-9 dicembre 2007, pp. 137-152.

VIANELLO M. (1957) - L'esplorazione della Grave di Faraualla. Le Alpi Giulie, anno 54°, 34-37.

Longitudine **16,35586** • Latitudine **40,93512**



Il fondo della depressione in cui si apre la cavità



Vista parziale della maestosa caverna, e della sommità del cono detritico sul fondo.

Il sito si trova circa 12 km a Sud del centro abitato di Monopoli, sull'altopiano delle Murge. Dista 1.5 km dal ciglio rialzato della scarpata che delimita le murge sul versante adriatico, qui rappresentata dal crinale dei Monti di Sant'Oronzo (400 m s.l.m.). La cavità è anche nota come Grave di Fornelle o di Eradico. L'ambiente geomorfologico è quello tipico di un altopiano carsico, con rilievo poco pronunciato, valli cieche, bacini chiusi e doline. L'ingresso della grave, a circa 380 m di quota, è un'apertura al piano campagna, di forma quadrangolare e larga un paio di metri, da cui si accede ad un pozzetto naturale di pochi metri. Questo si apre nella volta di una maestosa caverna con pianta ellittica e morfologia tipica dell'evoluzione per crolli. La grande caverna ha, alla base, un asse maggiore di quasi 180 m e un asse minore di 56 m ed è occupata da un enorme cono di detrito, la cui altezza si può stimare in 40 m. Dalla sommità del cono fino alla base del pozzo di accesso la sala è alta circa 60 m. Questo vuoto ipogeo è

uno dei più grandi d'Italia e non ha eguali in Puglia. La presenza di un importante condizionamento tettonico si desume dall'allungamento che presenta in pianta la caverna (sviluppata per l'appunto in direzione NE-SW) e dalla evidente tettonizzazione dell'ammasso roccioso. Dall'estremità orientale della sala, attraversato un ambiente (detto Bocca del Drago) caratterizzato da un ricco concrezionamento con varietà di forme, si accede ad una seconda parte del sistema ipogeo, morfologicamente molto diversa, costituita da una successione di pozzi intervallati da brevi e angusti cunicoli; per questa via si raggiunge la massima profondità del sistema, ad oltre 250 m di profondità. Di rilievo all'interno della grotta è anche la cosiddetta sala dell'angelo, posta sul fianco sudoccidentale della grande sala, caratterizzata da un diffuso e spettacolare concrezionamento.



Bibliografia essenziale

COMES P., GARGANESE V., ROTONDO D. (1992) – La grave di Santa Lucia in agro di Monopoli. *Itinerari Speleologici*. s. II, n. 6. p. 55-78.

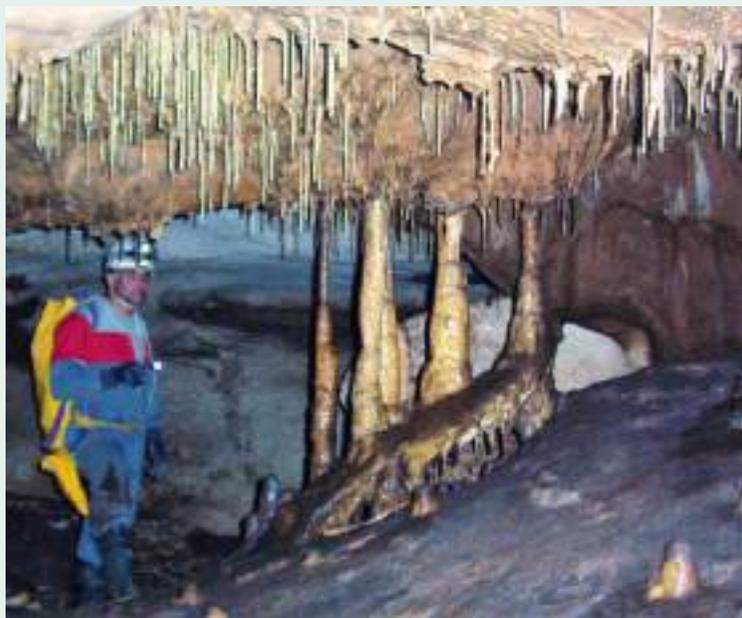
GIULIANI P. 2000 – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. *Itinerari Speleologici*. 72 pp.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_16 su www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **17,29196** • Latitudine **40,83843**



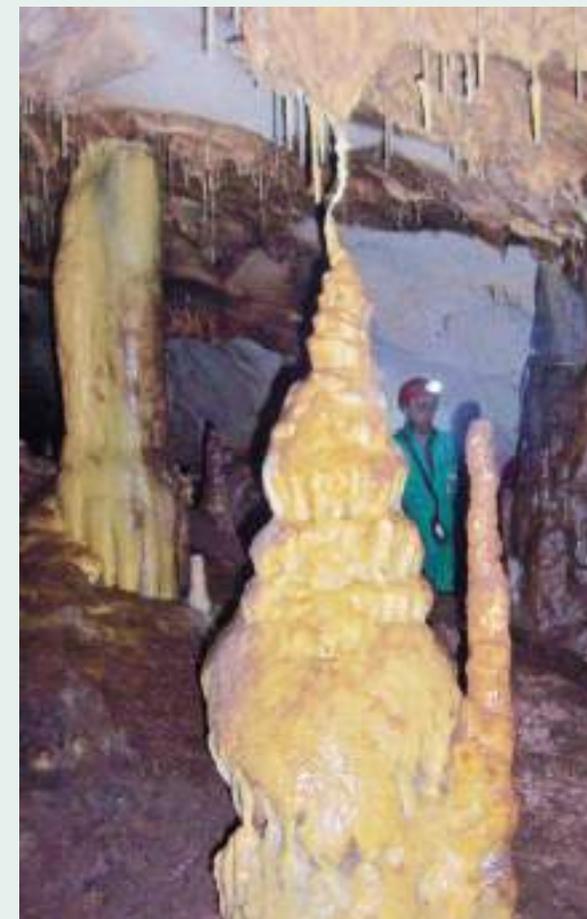
L'ingresso della grave



Speleotemi lungo il ramo principale

pugliese (e non solo), e quindi di grande interesse in diversi campi della ricerca scientifica, sul quale è auspicabile la realizzazione di ricerche più specifiche e approfondite. Gli scavi archeologici hanno messo in evidenza che il deposito di riempimento della grotta, al di sotto dei livelli antropici, è costituito da sabbie siltose contenenti fauna pleistocenica (*Equus Hydruntinus* e *Bos Primigenius*). Questi depositi ricoprirebbero il substrato roccioso, che conserva profonde cavità interpretate come forme di escavazione connesse alla presenza di flussi idrici turbolenti, presumibilmente in ambiente vadoso.

La Grotta dei Cervi, detta anche di Enea, o di Porto Badisco, si trova nei pressi di un'insenatura della costa, una *ria* in termini geomorfologici, nota come Porto Badisco, a 4 km dal centro abitato di Uggiano la Chiesa. L'ingresso principale, attrezzato da opere finalizzate alla sua protezione, si apre a 200 metri dalla linea di riva (nel punto più interno della baia, e alla quota di 30 metri s.l.m. Sotto l'aspetto geologico la cavità si è sviluppata nelle calcareniti oligoceniche della Calcareniti di Porto Badisco. Il suo andamento è suborizzontale, i 1.500 metri circa di gallerie rilevate ne fanno uno dei sistemi più estesi della Regione, ad oggi il più esteso del Salento. La grotta si compone di 3 corridoi sub paralleli e sub orizzontali di grandi dimensioni, ad andamento lineare, orientati NNO-SSE e collegati tra loro da rami secondari. Le forme carsiche ipogee più evidenti sono quelle tipiche di ambiente freatico o connesse all'azione di correnti d'aria. Alcune porzioni del sistema carsico sono attualmente invase dall'acqua di falda. È stata scoperta nel 1970, rivelandosi uno dei siti neolitici più importanti ad oggi conosciuti ed è stata oggetto di approfonditi studi archeologici. La peculiarità del sito è rappresentata dalla presenza di numerosissimi pittogrammi di età neolitica, realizzati in guano di pipistrello e ocra rossa, che raffigurano forme geometriche, umane e animali. Non sono state ancora effettuate, d'altra parte, indagini scientifiche più dettagliate nei campi delle Scienze della Terra; quasi nulla si conosce, ad esempio, sui depositi autoctoni ed alloctoni o sui caratteri geomorfologici ed idrogeologici del sito. Le formazioni calcitiche secondarie sono diffuse nella grotta, pur non obliterando del tutto gli strati calcarei e le strutture. La coincidenza di queste condizioni è una premessa per utili studi sui dati registrati nelle concrezioni e quelli ricavabili dai rilievi sull'ammasso roccioso. La grande estensione del sistema carsico, insieme alle tracce della sua frequentazione neolitica che dipese dai caratteri geomorfologici del sito, ne fa comunque un geosito ipogeo unico nel panorama speleologico



Accrescimenti anomali di speleotemi



Bibliografia essenziale

BERALDIN J. A., PICARD M., VALZANO V., BANDIERA A., NEGRO F. (2011) - Best practices for the 3D documentation of the Grotta dei Cervi of Porto Badisco, Italy", Proceedings of IS&T/SPIE Electronic Imaging 2011 - Science and Technology - San Francisco, 23-27 January 2011.

DELLE ROSE M., REINA A. (2002) - La Grotta dei Cervi speleogenesi e microclima. Grotte e Dintorni. Anno 2, n.4, pp. 27-36.

GRAZIOSI P. (1980) - Le pitture preistoriche della grotta di Porto Badisco. Firenze, Giunti - Martello.

VALZANO V., BANDIERA A., BERALDIN J. A., BLAIS F., COURNUVER L., PICARD M., GAMACHE D., GORGOGNONE M. (2007) - Modellazione digitale 3D della Grotta dei Cervi", Atti del Convegno "eArcom07, Sistemi Informativi per l'Architettura" - Portonovo (AN), 17-19/5/2007.

LAIZ L., GROTH I., SCHUMANN P., ZEZZA F., FELSKE A., HERMOSIN, B., SAIZ-JIMENEZ, C. (2000) - Microbiology of the stalactites from Grotta dei Cervi, Porto Badisco, Intern. Microb. 3, 25-30.

Longitudine **18,48490** • Latitudine **40,08307**



Vista dell'ingresso

Nel panorama speleologico regionale, la fascia litoranea di Polignano a Mare costituisce una zona di grande interesse per quanto riguarda il carsismo costiero. Tra le varie grotte presenti lungo questo tratto di costa, la grotta della Rondinella è una tra le più note, sia per caratteri dimensionali che per la facile accessibilità. Questa grotta ha due ingressi, uno da terra, corrispondente a una dolina da crollo, ed uno da mare, rappresentato da un ampio e scenografico portale. Quest'ultimo dà accesso ad un'ampia caverna allagata su cui si affaccia una suggestiva spiaggia ciottolosa. A monte della spiaggia si sviluppa la parte emersa della grotta (con accesso anche da terra), riccamente concrezionata. L'ambiente invaso dall'acqua marina, la spiaggia ed il corredo di speleotemi della parte emersa conferiscono alla cavità un elevato valore paesaggistico ed estetico. All'interno della grotta è possibile osservare la presenza di strati calcarei ad elevata carsificazione, con sviluppo di canali freatici multipli, e le brecce di dissoluzione descritte da Rudnicki (1990). La grotta è citata in studi che riguardano il carsismo pugliese molto antichi ed è stata oggetto di studi specifici dedicati ai depositi di breccia ampiamente affioranti in corrispondenza dell'ingresso ed al suo interno ed a una nuova varietà del raro minerale *francoanellite*, un idrofosfato acido di potassio e alluminio, segnalato solo nelle Grotte di Castellana (CGP0019) e in poche altre località nel mondo.



Bibliografia essenziale

COLAMONICO C. (1919) – Fenomeni carsici a Polignano a Mare. Boll. Stat. Amm.ne Comune di Bari 4.

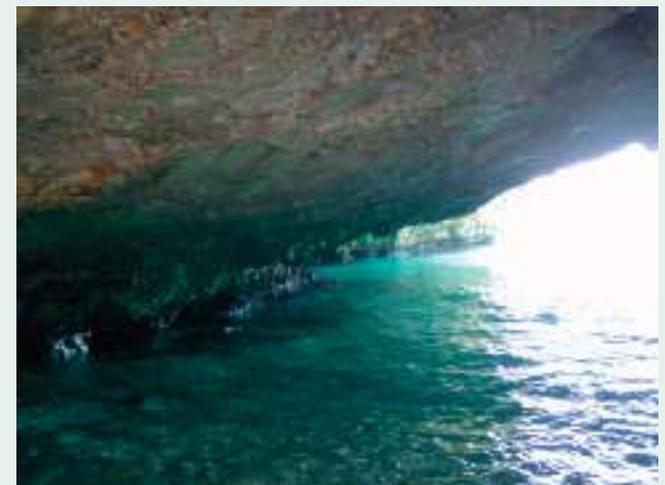
FAVALE F.F. (1994) – Le Grotte di Polignano a Mare – Studi in memoria di Franco Orofino. Collana monografica di Itinerari Speleologici. Federazione Speleologica Pugliese, 250 pp.

LOLLINO P., MARTIMUCCI V., PARISE M. (2013) - Geological survey and numerical modeling of the potential failure mechanisms of underground caves. Geosystem Engineering, 2013, Vol. 16, No. 1, 100–112, <http://dx.doi.org/10.1080/12269328.2013.780721>.

LOLLINO P., PARISE M., MARTIMUCCI V. (2012) - Assessment of rock stability in natural and man-made cavities. 2012 IRSM Regional Symposium – 7th Asian Rock Mechanics Symposium, October 15-19, 2012; 1241-1250.

RUDNICKI J. (1990) – Origine delle brecce di collasso e loro importanza nel sistema freatico della circolazione carsica. Itinerari Speleologici. Nuova Editrice Apulia. Serie II, n. 4, 9 – 16.

Longitudine **17,21043** • Latitudine **41,00000**



Ambiente interno



Strati e banchi delle dolomie calcaree della successione del Monte Sant'Elia

Salendo il tratto di sentiero che da una quota di circa 400 m, nei pressi della Mass. Sant'Elia porta alla cima del monte omonimo, si può osservare una successione spessa all'incirca 60 m di strati e banchi di dolomie grigie e di calcari dolomitici color nocciola. Gli strati hanno direzione all'incirca E-O e immersione verso S con inclinazioni variabili da 10° a 20°. Le dolomie, ricche di cavità tubolari dovute alla dissoluzione di gusci di macroforaminiferi, sono caratterizzate da laminazioni piane o leggermente ondulate interpretate come lamine di origine algale. La parte superiore degli strati laminati presenta livelli centimetrici di breccie a frammenti piatti. La parte basale della successione esaminata presenta un livello spesso pochi centimetri di terra rossa, ben cementato e contenente clasti calcarei spigolosi e strutture probabilmente legate alla fossilizzazione di radici di alghe (strutture tipo *microcodium*). Secondo Reina e Luperto Sinni (1994) il livello di terra rossa segna il contatto con

i soggiacenti calcari micritici di colore bianco e nocciola ben stratificati del Calcarea di Altamura. Tutte le facies dolomitiche al di sopra del livello di terra rossa presentano i caratteri di una sedimentazione di piattaforma carbonatica a bassa energia e con salinità elevata, caratterizzanti ambienti di piana tidale soggetta a frequenti emersioni. La successione dolomitica del Monte Sant'Elia è stata attribuita da Reina e Luperto Sinni (1994) ad una nuova unità litostratigrafica: le "Dolomie di Monte Sant'Elia", delimitata alla base dal livello di terra rossa. Secondo gli autori, tale livello evidenzia una fase di continentalità con erosione e carsificazione e rappresenta una lacuna stratigrafica riferibile alla quasi totalità del Maastrichtiano superiore. La presenza di esemplari di foraminiferi *Rhapydionina sp.* permetterebbe quindi di attribuire le Dolomie di Monte Sant'Elia all'intervallo Maastrichtiano superiore-Paleocene? Sebbene manchino ancora dati certi per poter definire con maggiore definizione l'età dell'unità dolomitica, l'importanza di questo sito sta nella possibilità che possa rappresentare l'unica testimonianza in Puglia del limite K/T (Cretaceo/Terziario) che, a scala globale, marca un evento di grande importanza poiché segna la fase

di estinzione dei dinosauri e di numerose altre specie, fra cui le rudiste, in seguito al probabile impatto sul nostro pianeta di un corpo celeste di notevoli dimensioni (cometa o meteorite). Se ciò fosse confermato da ulteriori studi scientifici il sito in esame sarebbe una delle prime segnalazioni di esistenza del passaggio K/T in ambienti di piattaforma carbonatica poco profondi. Oltre al notevole interesse scientifico, il geosito merita di essere visitato perché ricade in un'oasi del WWF in cui è possibile osservare una variegata fauna e flora autoctona. Inoltre, dalla cima del Monte Sant'Elia è possibile osservare uno dei panorami più suggestivi delle Murge tarantine. Infatti, nelle giornate limpide è possibile vedere il Golfo di Taranto e gran parte della piana tarantina fino al confine con la Basilicata.



Breccie ad intraclasti piatti alla sommità degli strati laminati delle Dolomie di Monte Sant'Elia



Bibliografia essenziale

REINA A., LUPERTO SINNI E. (1994) – Le Dolomie del Monte S. Elia: proposta per una nuova unità formazionale del Cretaceo delle Murge (Puglia, Italia meridionale). *Palaeopelagos*, 4: 233-241

Longitudine **17,11266** • Latitudine **40,65441**



Fronte della cava in cui si osservano gli strati inclinati (*foreset*) su cui poggiano gli strati orizzontali (*topset*) del deposito conglomeratico deltizio nella Calcareniti di Gravina. Il fronte è alto circa 15 m

lo, aventi caratteri di facies riferibili ad ambienti costieri relativamente profondi. Gli strati in *foreset* hanno inclinazioni variabili fino a 30° , spessori massimi di un metro e geometria cuneiforme. Sono quasi interamente costituiti da clasti di composizione carbonatica, ben arrotondati e di dimensioni molto variabili, da alcuni centimetri ad alcuni decimetri. All'interno gli strati contengono scarsa matrice e abbondanti ostreidi di grandi dimensioni (fino a 20 cm); al piede degli strati in *foreset* si possono osservare, oltre agli ostreidi, anche pectinidi di grandi dimensioni (fino a 30 cm). Gli strati in *foreset* passano distalmente ai coevi strati in *bottomset*, solo parzialmente affioranti in cava, costituiti da calciruditi e calcareniti con maggiore presenza di matrice, ciottoli di dimensioni minori e macrofossili più abbondanti. Gli strati in *foreset* e in *bottomset* sono interpretabili come la porzione sommersa del corpo deltizio tipo Gilbert. Con contatto netto ed erosivo gli strati in *topset* poggiano su quelli in *foreset* lungo una netta superficie suborizzontale. All'interno degli strati in *topset* si osservano accenni di stratificazione e laminazioni a basso angolo, e ciottoli calcarei di dimensioni di circa 4-5 cm, ben selezionati e arrotondati o, in alcuni casi, appiattiti con due embriature opposte in direzione E-O. I fossili sono molto rari e rappresentati da ostreidi e pectinidi a guscio sottile che raggiungono la dimensione di 2-3 cm. Gli strati in *topset* sono stati attribuiti ad ambienti di spiaggia ghiaiosa. La presenza di tale corpo sedimentario permette di fare importanti considerazioni di tipo paleogeografico; si può infatti affermare che la scarpata delle Murge, dove attualmente sorge l'abitato di Minervino Murge, era già formata durante la sedimentazione del deposito deltizio. Inoltre, il rinvenimento di un corpo conglomeratico, esclusivamente di natura terrigeno-calcareo, suggerisce che nel Pleistocene inferiore vi erano apporti grossolani da un corso d'acqua verosimilmente simile alle attuali gravine che attraversano l'altopiano delle Murge. Infine, per le sue dimensioni limitate e l'ottima esposizione, tale affioramento rappresenta un'opportunità quasi unica per studenti e turisti per osservare, in un sito facilmente accessibile, i caratteri stratigrafici e sedimentologici di un deposito deltizio tipo Gilbert.



Bibliografia essenziale

SABATO L. (2003) – Il sito del paleodelta di Minervino (Murge nord-occidentali). In: "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico". Suppl. Fasc. 1/2003 Geologia dell'Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002: 193-200.

SABATO L. (2010) – Bordo ofantino delle Murge Paleodelta di Minervino. In: Il Patrimonio geologico della Puglia – Territorio e geositi, p. 126.

Longitudine **16,06093** • Latitudine **41,07315**



Foreset (strati originariamente inclinati) con inclinazione di circa 30° evidenziata dall'alternanza di strati conglomeratici chiari e strati conglomeratici scuri



Vista (verso Nord) del tratto meridionale del geosito. In questo tratto è possibile osservare lungo i versanti i banchi suborizzontali della Calcarenite di Gravina

Il Torrente Gravina è uno degli esempi più rappresentativi delle profonde incisioni fluviali in roccia tipiche del paesaggio murgiano e localmente note come "gravine". Il geosito è stato individuato nel tratto più a monte del torrente, dove il corso d'acqua si incassa attestandosi nel substrato roccioso dei calcari cretacei del Calcare di Altamura. Lungo le pareti più acclive alla base della gravina è possibile osservare con giacitura a monoclinale gli strati fratturati del Calcare di Altamura. Questa successione si è deposita nel Cretaceo superiore quando le Murge erano parte di un'ampia area subsidente di piattaforma carbonatica (Piattaforma carbonatica apula), caratterizzata da ambienti tropicali lagunari e tidali di bassa energia con accumulo di frammenti di gusci di rudiste e di altri organismi bentonici a guscio carbonatico (gasteropodi, foraminiferi bentonici e alghe). Gli strati, originariamente orizzontali, sono stati successivamente coinvolti nei processi deformativi legati alla tettonogenesi appenninico-dinarica che hanno tiltato verso sud la successione. Su tali calcari è possibile osservare in un contatto stratigrafico trasgressivo, localmente marcato da una netta discordanza angolare, i depositi della Formazione della Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore). La discordanza stratigrafica è ben evidente su entrambi i versanti del Torrente Gravina e segna anche una brusca variazione nell'inclinazione del versante: si passa da un tratto inferiore subverticale inciso nei calcari ad un tratto meno acclive inciso nelle calcarenite tenere. La Calcarenite di Gravina è costituita in prevalenza da frammenti di gusci di organismi (lamellibranchi, gasteropodi, briozoi, balanidi e alghe rosse) che caratterizzano aree a sedimentazione carbonatica in ambienti di mare poco profondo. Tali depositi segnano la fase trasgressiva del ciclo sedimentario plio-pleistocenico della Fossa bradanica in aree di avampaese, culminata con la sedimentazione delle Argille subappennine, osservabili alla sommità della sezione naturale del Torrente Gravina. Tali depositi argilloso-marnosi, con sparsi macrofossili, sono attribuibili ad ambiente di mare profondo. Sulle argille poggiano depositi clastici sabbioso-ghiaiosi di ambienti litorali e continentali, che segnano la fase regressiva del ciclo sedimentario della Fossa

bradanica che ha determinato, a partire dal tardo Pleistocene inferiore, la graduale emersione dell'Avampaese Apulo. Alla fine del Pleistocene inferiore l'area, originariamente subpianeggiante cominciò a sollevarsi per cause tettoniche. I corsi d'acqua allora presenti (che diventeranno poi le gravine) si sono quindi approfonditi partendo da una superficie suborizzontale di cui le sommità piatte delle attuali colline rappresentano lembi residui, testimoni di un vecchio livello di base molto più alto dell'attuale. Dopo aver inciso una valle ampia e svasata nei depositi sabbioso-ghiaiosi e argillosi, il corso d'acqua si è approfondito nel substrato roccioso, formando una valle più stretta e con pareti sub-verticali (forra). La forra del Torrente Gravina possiede grande valenza didattica, sia per studenti che per turisti, in quanto costituisce una naturale finestra stratigrafica che permette di riconoscere i principali eventi geologici che hanno interessato l'area dal Cretaceo superiore fino al Quaternario. Inoltre essa consente di osservare una chiara stratificazione insediativa a partire dalle abitazioni troglodite scavate nella calcarenite fino alle abitazioni moderne. La gravina offre luoghi e paesaggi suggestivi facilmente raggiungibili con percorsi in auto, in bici e a piedi, e si presta per escursioni di media e bassa difficoltà.



Bibliografia essenziale

PIERI P., SABATO L., TROPEANO M., MARINO M. (1994) – I depositi plio-pleistocenici della Fossa bradanica lungo i bordi appenninico e murgiano – itinerario. In: Guida alle escursioni – Congresso Soc. Geol. It., Bari. Quaderni Bibl. Prov. Matera, 15-33 e 105-106. Edizioni Osanna, Venosa (Pz).

PIERI., SABATO L., TROPEANO M. (1996) – Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene. Mem. Soc. Geol. It., 51: 501-515.

RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F., PIERI P. (1996) – Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese apulo. Mem. Soc. Geol. It., 41: 57-82.

TROPEANO M. (2010) – Torrente Gravina di Gravina. Il ciclo sedimentario della Fossa Bradanica. In: Il patrimonio geologico della Puglia – Territorio e Geositi, 116-117.

Longitudine **16,40866** • Latitudine **40,82468**



Stratificazione insediativa visibile lungo il versante orientale del Torrente Gravina



Fronte di cava alto circa 30 metri in località la Cavallerizza. La parte inferiore e intermedia della cava si sviluppa nei banchi a rudiste di spessore metrico del Calcare di Bari, la parte superiore invece negli strati di spessore decimetrico del Calcare di Altamura

affioranti nelle cave di Murgetta Rossa. Sulle argille si rinvenivano nuovamente strati di calcari micritici bianchi microfossiliferi attribuibili ad ambienti di mare sottile, e riferibili alla parte inferiore della Formazione del Calcare di Altamura. Tali depositi testimoniano la fase di trasgressione che, a partire dal Coniaciano, ha consentito il ripristino di ambienti marini sulla Piattaforma Apula e la ripresa della sedimentazione carbonatica in ambienti di piana tidale a circolazione ristretta soggetta a ripetute ed effimere emersioni. Oltre alla notevole importanza sedimentologica e paleontologica, questo affioramento di calcari a rudiste ha un'importanza stratigrafica regionale, perché l'espansione delle rudiste in questo intervallo stratigrafico suggerisce che ambienti favorevoli alla loro proliferazione fossero diffusi nel Cenomaniano su ampie aree delle Murge. Inoltre, il sito mostra il contatto stratigrafico del Calcare di Altamura sul Calcare di Bari con caratteri stratigrafici differenti rispetto a quelli riscontrati in successioni coeve affioranti qualche decina di chilometri più a nord. Questa evidenza testimonia che la paleogeografia della Piattaforma Apula era molto articolata e complessa e che, anche su distanze relativamente brevi, è possibile osservare variazioni di facies significative. La cava è in territorio del Parco Nazionale dell'Alta Murgia ed è un posto ideale sia per studenti che per appassionati di escursioni geoturistiche.

In località "La Cavallerizza" nel Comune di Ruvo di Puglia esiste un'intensa e florida attività estrattiva da cui si ricava una pregiata pietra ornamentale nota con il nome di "Perlato Svevo". Il Perlato Svevo viene estratto da un intervallo stratigrafico spesso circa 10 m costituito da calcari a rudiste appartenenti alla porzione sommitale della Formazione del Calcare di Bari. I calcari a rudiste affioranti nella cava in località "La Cavallerizza" sono attribuibili al Livello Toritto del Calcare di Bari. Questo intervallo stratigrafico è costituito da calciruditi di colore giallo rosato, biancastro o verdastro contenenti numerosi gusci di rudiste e di ostreidi, interi o in frammenti, oltre a nerineidi ed echinidi. L'associazione a rudiste è costituita dalle seguenti specie: *Sauvagesia sharpei*, *Sauvagesia nicasei*, *Caprinula boissyi* e *Sphaerucaprina forojulensis*. I gusci di ostreidi sono invece unicamente costituiti da esemplari del genere *Chondrodonta* sp. Le associazioni macro- e microfossilifera hanno permesso di attribuire il Livello Toritto del Calcare di Bari al Cenomaniano superiore. I depositi del Livello Toritto sono clinostatificati (strati originariamente inclinati) con inclinazioni di 10°-30° verso sud e si sarebbero formati per accumulo di gusci di rudiste lungo un pendio subacqueo in ambiente di piattaforma carbonatica. Gli strati a rudiste sono delimitati a tetto da argille siltose illitiche e montmorillonitiche di colore verdastro spesse circa 1 m, sterili e contenenti piccoli intraclasti neri (*black pebbles*). Le argille segnano una fase di emersione della piattaforma che comprenderebbe gran parte del Turoniano e sarebbero correlabili con le bauxiti



Nella parte superiore del fronte di cava è visibile il contatto stratigrafico del Calcare di Altamura sul Calcare di Bari marcato alla base da un intervallo spesso circa un metro di argille residuali verdastre



Bibliografia essenziale

IANNONE A., LAVIANO A. (1980) – Studio stratigrafico e paleoambientale di una successione cenomaniano-turoniana (Calcare di Bari) affiorante presso Ruvo di Puglia. *Geologica Romana*, 19: 209-230.

LAVIANO A., GALLO MARESCA M., TROPEANO M. (1996) – stratigraphic organization of rudist biogenic beds in the upper cenomanian successions of the western Murge (Apulia, southern Italy). *Geobios Mem. Spec.*, 22: 159-168.

MAGGIORE M., RICCHETTI G., WALSH N. (1978) – Studi geologici e tecnici sulle pietre ornamentali della Puglia il "perlato svevo" di Ruvo di Puglia". *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 13: 299-314.

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) – Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 438 "Bari", 105 pp.

Longitudine **16,42942** • Latitudine **41,00224**



Dettaglio di una rudista appartenente al gruppo delle caprinidi (il guscio ha forma di corna di capra)



Il tratto occidentale del sito Lama di Santa Croce, in località Matine delle Monache

Il sito è stato individuato in un tratto intermedio del reticolo della lama di Santa Croce, lungo circa 4 km a risalire da una distanza di 7.8 km dalla foce. Qui la valle, incassata nei calcari del Cretaceo, è profonda circa 25 metri con versanti a luoghi molto acclivi, e riceve due affluenti in destra idrografica. La sua ampiezza raggiunge i 150 metri, presenta un andamento sinuoso (a meandri), e un profilo trasversale a forma di V molto aperta, con fondo piatto e parzialmente ricoperto da sedimenti alluvionali ghiaiosi. La forma attuale della lama è il risultato di un'evoluzione complessa e policiclica, risultato della continua interazione tra il sollevamento regionale delle Murge e le variazioni glacio-eustatiche del mare durante il Quaternario. La morfogenesi mostra una complessità legata ad interazioni anche con processi carsici, di deposizione, di intersezione con cavità ipogee, e di modellamento ad opera dell'uomo in epoca storica. Inoltre il tracciato mostra evidenti condizionamenti da parte di strutture tettoniche

che hanno determinato i brevi tratti rettilinei e il percorso parallelo alla costa. Lungo entrambi i versanti è possibile osservare una successione dello spessore di alcune decine di metri costituita da calcari micritici bioturbati riferibili ad un "livello a *Palorbitolina lenticularis*" (o membro dei calcari a *Palorbitolina* del Calcare di Bari). Tali facies carbonatiche presentano una ricca associazione fossilifera, con macroforaminiferi bentonici del gruppo degli orbitolinidi, facilmente osservabili sia ad occhio nudo che con una piccola lente di ingrandimento (10x). Vi si riconoscono le seguenti specie: *Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina cormyi*, *Praeorbitolina wienandsi*, *Mesorbitolina cf. lotzei*, *Mesorbitolina parva* che permettono di attribuire la successione affiorante al Cretaceo inferiore (Barremiano-Aptiano inferiore). La presenza dell'associazione a orbitolinidi rende la successione affiorante di grande valore per ricostruzioni stratigrafiche e paleogeografiche almeno a scala regionale perché le stesse specie sono state riconosciute in successioni sedimentarie cretache affioranti in tutto il bacino del Mediterraneo e nel vicino oriente. La Lama Santa Croce è collocata inoltre in un contesto naturalistico e paesaggistico di pregio e si presta ad escursioni di bassa e media difficoltà sia a piedi che in mountain bike. Inoltre, il valore del sito è ulteriormente arricchito dalla presenza di un sito archeologico e storico legato anche alla presenza di numerose grotte, tra cui quella di Santa Croce (sito CGPo435).



Calcari con orbitolinidi (macroforaminiferi simili a chicchi di riso) visibili lungo il versante in sinistra orografica della Lama di Santa Croce



Bibliografia essenziale

LUPERTO SINNI E. (1979) – I microfossili del livello a *Palorbitolina lenticularis* delle Murge baresi. Riv. It. Paleont. Strat., 85 (2): 411-480.

LUPERTO SINNI E., MASSE J.P. (1993) – Biostratigrafia in facies di piattaforma carbonatica delle Murge baresi (Puglia – Italia meridionale). Riv. It. Paleont. Strat., 98 (4): 403-424.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) – Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46: 19-34.

PIERI P. (1980) – Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge. Murgia sotterranea, 2(2): 13-19.

PENNETTA L. (1983) – L'antico reticolo fluviale delle Murge. Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliese e lucana, 25: 3-17.

Longitudine **16,46806** • Latitudine **41,17903**



Calcari micritici bioturbati del Calcare di Bari. Le piccole cavità con sviluppo verticale corrispondono alle tane di gasteropodi e di altri organismi marini



Vista della falesia di Polignano a Mare (bastione di Santo Stefano) da cala Monachile

Il geosito della falesia di Polignano a Mare corrisponde al tratto di falesia costiera compreso tra il bastione di Santo Stefano e Largo Grotta Ardito, in corrispondenza del centro storico. Il valore principale del sito è riconoscibile nella presenza e visibilità di forme dovute ai processi geomorfici di diversa natura agenti sul substrato roccioso; inoltre tale contesto morfologico si presenta come substrato strettamente interconnesso con l'urbanizzazione storica. In questo tratto la falesia è subverticale, è alta circa 15-20 metri e prosegue anche sotto il livello del mare per alcuni metri (fino a circa -5 metri). Nel quadro generale della costa rocciosa della terra di Bari, si tratta del punto più elevato. Una delle principali peculiarità di questa falesia di Polignano a Mare è quella di presentare numerose grotte sia subaeree che sommerse tra le quali la più grande e anche la più frequentata dai turisti è il sito di Grotta Palazzese (CGPo232). Le grotte hanno varie forme e dimensioni, sono in prevalenza cavità carsiche di interstrato impostatesi lungo i piani di debolezza (fratture e superfici di strato) dell'ammasso roccioso. Le grotte e la

falesia sono intensamente rimodellate dall'azione combinata del moto ondoso e del carsismo e quindi sono da considerarsi degli elementi del paesaggio in continua evoluzione. Infatti, l'azione del moto ondoso è particolarmente efficace in corrispondenza delle zone maggiormente fratturate e alterate delle rocce sia per la pressione idraulica esercitata dalle onde sia per l'effetto di compressione e successiva decompressione che l'onda esercita sull'aria presente nelle discontinuità e nei pori dell'ammasso roccioso favorendo in tal modo l'ampliamento delle cavità presenti e l'approfondimento del *solco di battente*. Quest'ultimo è un elemento morfologico visibile in corrispondenza del livello medio del mare e corrisponde alla parte di massima rientranza della falesia. Al piede della falesia è inoltre possibile osservare una superficie di abrasione marina ampia alcuni metri e collocata tra i livelli di bassa e di alta marea. Dal punto di vista stratigrafico lungo la falesia è possibile osservare il contatto stratigrafico discordante della Calcarenite di Gravina sul Calcare di Bari. In particolare, il Calcare di Bari (Cenomaniano medio-superiore) è costituito da calcari micritici e dolomitici organizzati in strati di spessore compreso tra pochi decimetri a circa un metro, intensamente fratturati e immergenti a monoclinale verso SO con inclinazioni degli strati variabili da pochi gradi (bastione di Santo Stefano) fino a circa 20-25° (Largo Ardito e Grotta Palazzese). Sul Calcare di Bari poggia in assetto suborizzontale la Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) localmente costituita da banchi spessi alcuni metri di calcareniti e calciruditi macrofossilifere. Le calcareniti

non presentano strutture da deformazione tettonica (faglie, fratture) segno che gran parte della deformazione avvenuta nell'area ha preceduto la sedimentazione della Calcarenite di Gravina.

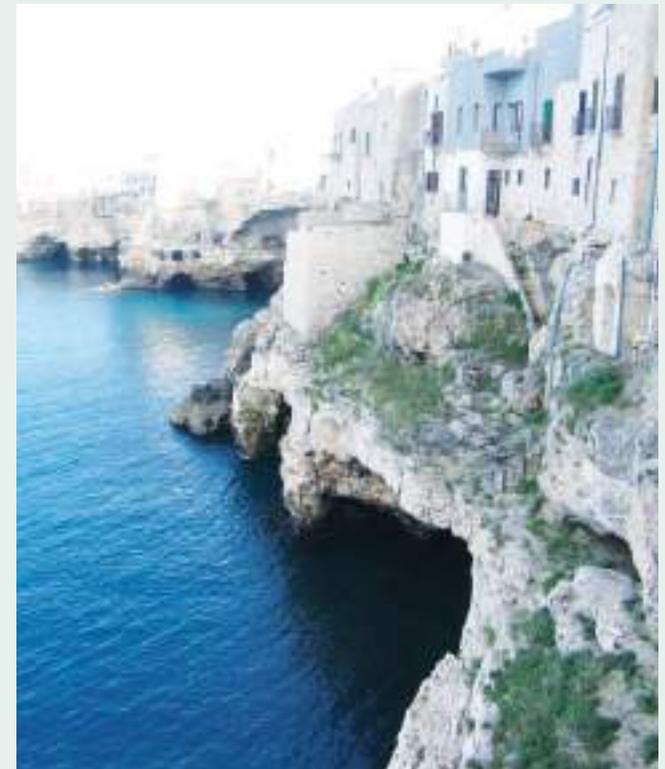
Bibliografia essenziale

- ANDRIANI G. F., WALSH N. (2007) – Rocky coast geomorphology and erosional processes: A case study along the Murgia coastline South of Bari, Apulia – SE Italy". *Geomorphology*, 87: 224-238.
- FAVALE F.F. (1994) – Le Grotte di Polignano a Mare – Studi in memoria di Franco Orofino. Collana monografica di Itinerari Speleologici. Federazione Speleologica Pugliese, 250 pp.
- MARACCHIONE I., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SERGIO A., WALSH N. (2001) – Approccio semi-quantitativo alla dinamica delle coste rocciose: l'area campione tra Monopoli e Mola di Bari (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4: 3-17.
- PELLEGRINI V. (2013) – Analisi di stabilità della falesia del Centro Storico di Polignano a Mare: Metodi quali-quantitativi con supporto GIS. Aracne, 159 pp.

Longitudine **17,22088** • Latitudine **40,99655**



Solco di battente e grotte di interstrato nel Calcare di Bari alla base della falesia di Polignano (bastione di Santo Stefano)



Vista della falesia da uno dei tanti punti panoramici del centro storico di Polignano a Mare





Panoramica di un tratto della successione

continuo sui calcari cretaci. Sono individuabili 4 litologie principali partendo dal basso stratigrafico. Alla base l'unità è caratterizzata da un *grainstone* a larghi foraminiferi per circa 3 m sui quali poggiano, con uno spessore di circa 50 m, calcari bioclastici biancastri molto ricchi in coralli ed alghe rosse. La litologia prevalente in questo intervallo è caratterizzata da *rudstone* costituiti da sedimenti detritici grossolani a coralli in una matrice a *packstone-wackestone* ad alghe e foraminiferi alternati a *grainstone* grossolani a *packstone* con foraminiferi bentonici, alghe rosse e detriti fini di coralli. In questo intervallo sono stati inoltre notati riempimenti pelitici di glauconite (probabilmente di origine miocenica) dei vuoti presenti nel calcare eocenico. Seguono 23 m di *wackestone* con globigerinidi e alghe rosse alternati con *grainstone* e più rari intervalli a *rudstone* con accumuli di coralli in frammenti. Al top della successione troviamo un livello a *grainstone* più ricco in larghi foraminiferi. L'attribuzione bio-cronostratigrafica è stata effettuata sulla base proprio dell'associazione a foraminiferi (comuni i discocyclinidi e le piccole nummuliti come *Fabiania cassis* e *Asterigerina rotula*). In particolare la presenza di *Asterocyclina priabonensis* permette una sicura attribuzione al Priaboniano medio-superiore mentre *Heterostegina gracilis* dovrebbe indicare più propriamente la parte superiore del Priaboniano. I foraminiferi di grandi dimensioni sono piuttosto rari e tra questi i più comuni sono *Chapmanina gassinensis*, *Sphaerogypsina globulus*, *Planorbulina bronnimanni*, *Asterigerina rotula*, miliolidi e peneroplidi. I foraminiferi incrostanti sono rappresentati da victoriellidi e acervulinidi. La successione si presenta clinostratificata e rappresentata esclusivamente da facies di pendio di avanscogliera: quest'ultima evidentemente interessava tratti limitati della costa orientale salentina che in gran parte, nell'Eocene, doveva essere ancora completamente emersa. Questa unità rappresenta la prima unità salentina non evidentemente inclinata o tettonicamente deformata.



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.

PARENTE M. (1994) - A revised stratigraphy of the Upper Cretaceous to Oligocene units from the southeastern Salento (Apulia, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33(2): 155-168.

Longitudine **18,47334** • Latitudine **40,04712**

L'affioramento che rappresenta, nel territorio salentino, la migliore esposizione della successione eocenica del Calcere di Torre Specchialaguardia di età Priaboniana è ubicato lungo la strada litoranea che congiunge Porto Badisco a Santa Cesarea, intorno al chilometro 13,5. Per questo motivo e per la rarità di affioramenti eocenici nel Salento (i sedimenti priaboniani, oltre che nell'affioramento che qui si descrive, sono esposti in sezione per appena 14m solo in una esposizione nei pressi di Torre Tiggiano) la sezione stradale in oggetto è individuata come geosito. Inoltre nessuna sezione rappresentativa di tutte le unità dal Cretaceo sino all'Oligocene è riconosciuta in campo proprio per la rarità dei sedimenti eocenici che in più areali hanno spessori esigui o sono totalmente assenti. Solo nella sezione de il Ciolo (cfr CGPo117) è possibile osservare qualcosa di simile ma non con la continuità di questo sito. Presso Torre Specchialaguardia, la successione è esposta per una ottantina di metri e poggia con contatto discordante (*angular unconformity*) e discontinuo sui calcari cretaci.



Dettaglio dei calcari bianchi con cavità riempita da glauconite



Particolare della successione con calcari bianchi a coralli ed alghe



Il villaggio rupestre sul fianco sinistro di Lama Cornola

Lama Cornola si estende per circa 3 km, con andamento piuttosto rettilineo e sviluppo in direzione circa N-S circa ortogonalmente alla linea di costa a Sud della località Pilone, sulla costa adriatica. Essa è un'incisione fluviale, modellata nella Calcarenite di Gravina sino ad esporre i Calcari di Bari, ormai non più interessata da flussi idrici superficiali se non in corrispondenza delle precipitazioni meteoriche più importanti, la cui genesi è da legare ai processi di *sapping*. Essi sono responsabili della formazione di molte delle incisioni presenti nella regione Puglia, le *sapping valley*, che vengono comunemente chiamate "lame", "gravine" o anche "valloni" senza che questo termine ne individui una specifica genesi. Secondo Laity e Malin (1985) e Baker *et alii* (1990), i processi di *sapping* possono essere definiti come l'insieme di processi che causano l'approfondimento di una valle fluviale, in seguito all'azione concomitante delle acque di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sotterraneo; essi portano all'allargamento della sezione trasversale secondo profili a scatola per successivi collassi delle volte di cavità interstratali e ad approfondimenti nella successione locale per porsi in equilibrio con il livello di base. Il paesaggio di Lama Cornola oltre ai ripidi pendii e la profonda incisione, offre uno spettacolo gradevole completato dagli insediamenti antropici ipogei – oggi in verità molto degradati - e dalla lussureggiante vegetazione di macchia mediterranea. Sul pianoro nella quale è incisa prevale una vegetazione a gariga costituita da timo e santoreggia, sugli spalti della lama troviamo una vegetazione rupicola tra cui domina il capperò, all'interno delle grotte è presente la capelvenere comune, verso il fondo una fitta macchia mediterranea è frammista ad olivastri, carrubi, perastri e biancospini. Il sito rappresenta una stazione preistorica frequentata dal Paleolitico superiore sino al Neolitico testimoniata dal rinvenimento sul fondo della lama di resti di reperti di industria litica di età diversa. Sui versanti della lama si sviluppò un insediamento neolitico le cui testimonianze sono rappresentate da frammenti di intonaco di capanna, ceramiche impresse e tracce di sepolture. La vicinanza di Lama Cornola alla Via Traiana, importante arteria di traffico privilegiata dai Romani per i loro commerci con l'Oriente, favorì lo sviluppo economico e lo sfruttamento agricolo della zona. Le circa trenta grotte individuate lungo le pareti rocciose della lama costituiscono un insediamento rupestre risalente all'età medioevale con una pluralità di usi, abitativo, lavorativo e ricovero per animali. Molte dispongono di un focolare con piano per la cottura, alcove e giacigli per la notte, cisterne per la raccolta delle acque piovane, frantoi, spazi delimitati da muri a secco per il ricovero delle greggi e stalle.



Bibliografia essenziale

COPPOLA D., EPIFANI F. (2012) - La sepoltura neolitica di Lamacornola ad Ostuni (Brindisi). XLVII Riunione Scientifica "Preistoria e Protostoria della Puglia, Ostuni 9-13 Ottobre 2012, Poster.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. *Geol. Rom.* 21, 603-653.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, *Periodico della SIGEA*, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,53413** • Latitudine **40,79013**



Il fondo di Lama Cornola è caratterizzato dall'affioramento delle unità mesozoiche



Fenomeni di erosione lineare che proseguono con l'incisione di Lama Cornola



Panoramica NO delle cave romane di San Vito

A poche decine di m dall'Abbazia di San Vito, nell'area di mare antistante alla torre omonima, circa 4 km a Nord-Ovest della città di Polignano a Mare, Provincia di Bari, lungo la costa adriatica, si trova il sito delle cave sommerse. Il territorio circostante l'area di Polignano a Mare è caratterizzato da una serie di superfici digradanti verso mare, a partire da una quota di circa 300 metri. La geologia dell'area interessata è caratterizzata dalla presenza della Calcarenite di Gravina, affiorante nell'area interessata e in quelle circostanti in trasgressione sui Calcari di Bari. I depositi pliopleistocenici, dal punto di vista paleontologico, contengono numerosi gusci o modelli di molluschi di ambiente marino costiero (rodoliti, bivalvi, echini). La calcarenite è interessata da una serie di fratture in parte cementate da calcite cristallina, in parte colmate da depositi in cui sono presenti minerali del Vulture. La presenza di fratture indica una significativa attività tettonica nel Pleistocene medio e superiore. La struttura archeologica presente è rappresentata da una serie di cave costiere per estrazione di materiale lapideo in blocchi, il

cui piano di distacco risulta oggi completamente sommerso: questo, durante l'attività di cava doveva trovarsi necessariamente sopra il livello del mare. L'area di cava è stata sfruttata sia durante l'età Romana (oggi prossima alla linea di costa), sia in un periodo compreso tra l'età medievale e quella moderna (tutt'intorno alla torre e verso NO): i differenti piani e modalità di distacco dei blocchi lapidei individuati ne permettono di definire l'età di esercizio. La presenza di un deposito archeologico definisce l'inizio dell'attività estrattiva della cava, databile nel corso della prima età imperiale, tra il I e il V-VI sec. d.C.. Ben evidenti sono i segni di coltivazione della cava, consistenti in solchi scavati nel banco roccioso, a testimoniare proprio le fasi preparatorie per l'estrazione dei blocchi. Le cave dovevano servire sia per fornire i materiali da costruzione nelle aree limitrofe sia perché l'area di estrazione si trovava in prossimità di due importanti direttrici: la strada litoranea, deviazione della Via Appia Traiana, e il "porto" di San Vito, già "Porto Mariano". Nella stessa cava erano preparati anche sassi di macina, alcuni dei quali sono ancora in posto. Nel loro insieme tali evidenze archeologiche rivestono ruolo essenziale quali *markers* geoarcheologici per la ricostruzione delle variazioni del livello del mare lungo le coste della regione nel corso dell'Olocene superiore.



Bibliografia essenziale

- ANDRIANI G.F., WALSH N. (2007) - Rocky coast geomorphology and erosional processes: a case study along the Murgia coastline south of Bari, Apulia – SE Italy. *Geomorphology*, 87 (3), 224-238.
- AURIEEMMA R., SOLINAS E. (2009) - Archaeological remains as sea level change markers: A review. *Quaternary International*, 206,134-146.
- CALDARA M., CENTENARO E., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SERGIO A. (1998) - Features and present evolution of Apulian Coast (Southern Italy). *Journal of Coastal Research*, 26 (suppl.), 55-64.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2002) - Lineamenti e dinamica della costa pugliese. *Studi Costieri* 5, 9-22.
- TAVASSI, LA GRECA, VALENTINI B. (2008) - L'Abbazia di San Vito e la Basilica romana dei Santi Apostoli, storia di un'annessione (1512-1788). Aliante Edizioni, 117 pagine.

Longitudine **17,19319** • Latitudine **41,01474**



La cava medioevale invasa dal mare indica i veloci sollevamenti recenti del livello medio marino



Panoramica SE delle cave romane di San Vito



Panoramica dell'area umida di Torre Guaceto ripresa dalla Torre

Il sito dell'Area Umida di Torre Guaceto si trova proprio all'interno della Riserva Naturale dello Stato Torre Guaceto, precisamente nella parte più meridionale del perimetro della Riserva, direttamente visibile dalla Strada Statale 379. Questo è rappresentato da un caratteristico stagno definito dalla costruzione di una spiaggia come conseguenza della rimonta del mare. La fascia costiera dell'area di Torre Guaceto è caratterizzata dalla presenza di una costa bassa rocciosa che, dove possibile, ospita *pocket beach*. La sovrapposizione del cordone dunare olocenico su quello tirreniano, ostacolando il flusso delle acque di falda idrica superficiale costiera, in relazione alla rimonta del mare, ha permesso la costruzione di un'area umida alle spalle della torre omonima. La superficie dello stagno è appena sopra il livello del mare. Esso, in parte bonificato e coltivato in epoca storica, interrato naturalmente e, infine, impattato dalla costruzione della superstrada che lo borda, oggi riassume tutti i valori caratteristici di area umida e di area di interesse zoologico e botanico. La zona umida di Torre Guaceto, inserita fin dal 1981 nella lista della Convenzione di Ramsar, è alimentata da polle sorgive d'acqua dolce. Il suo stesso nome deriva dalla parola araba "GAW SIT" che vuol dire "luogo dell'acqua dolce": essendo posta lungo la costa, però, la zona umida è d'acqua salmastra. Questo è un ambiente ad elevata produttività e ad alta biodiversità: la presenza di gradienti di temperatura e salinità permettono di individuare diversi "settori" all'interno della stessa zona in grado di essere popolati da numerose specie di vegetali e animali. Nella macchia mediterranea vivono alcuni mammiferi quali il tasso, la donnola, la volpe e piccoli roditori; alcuni rettili come i ramarri e specie endemiche di lucertole. La flora presente è formata da mirto, lentisco, acacia saligna, ginestre, lecci e piante secolari di ginepro. L'ambiente palustre è predominato da un'ampia fascia di canneto costituita da *Phragmites a.* e da alcune piante di *typha*, bioindicatore ambientale della presenza di acqua dolce che, risalendo dal sottosuolo e mescolandosi con le infiltrazioni di acqua marina, porta alla formazione di una palude salmastra. L'area è meta di numerosi uccelli. Qui nidificano alcune coppie di falco di palude; durante il passo migratorio si possono avvistare molti uccelli acquatici, tra i quali porciglioni, folaghe, germani reali, l'aquila anatraia, il cormorano e la spatola. Torre Guaceto, come molte altre zone umide, è stata interessata da un'opera di bonifica; per tale motivo sono presenti numerosi canali che permettono il miscelamento di acqua marina con quella della zona umida.



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of southern Apulia (Italy) during the Olocene. In: Slaymaker O. (Ed.). *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*, John Wiley, Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4, 19-31.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). *Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente*, X, 2, 37-40.

Longitudine **17,79224** • Latitudine **40,71247**



Il promontorio che limita l'area umida di Torre Guaceto



Panoramica di Lama d'Antico

L'area rappresentata dalla Lama d'Antico si trova circa 1 km a Nord-Est della città di Fasano, lungo la strada provinciale Fasano – Savalletri, in contrada Sarzano. Questa rappresenta un'incisione fluviale relitta, modellata per tutto il suo spessore nella Calcarenite di Gravina e sino a lambire i calcari mesozoici, non più interessata da flussi idrici superficiali, la cui genesi è da legare ai processi di *sapping*. Essi sono responsabili della formazione di alcune incisioni relitte presenti nella Regione Puglia che nella toponomastica locale sono chiamate indifferentemente "lame", "gravine" o "valloni" senza che questi termini abbiano un preciso significato scientifico. I processi di *sapping* possono essere definiti come l'insieme di processi che causano l'approfondimento di una valle fluviale, in seguito all'azione concomitante delle acque di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sotterraneo interstratale. A parte l'aspetto morfologico condiviso con quello di tutte le altre *sapping valley* del lato adriatico

della Puglia, caratterizzato da profilo scatolare con pareti circa verticali o a gradoni, Lama d'Antico è famosa per ospitare un'importante villaggio rupestre di età medioevale. Al suo interno si possono riconoscere le differenti tipologie di spazi abitativi ricavati nelle cavità scavate dall'uomo sui fianchi rocciosi della lama: grotte-abitazioni; le grotte laboratorio; le stalle. I siti antropici sono con densità diversa lungo il percorso della lama, generalmente articolati in unità abitative costituite da più ambienti ma di dimensioni abbastanza contenute. Tutti erano comunque organizzati intorno al fulcro del villaggio rappresentato proprio dalla chiesa rupestre, quella di San Giovanni, di San Lorenzo e di Lama d'Antico, una delle più grandi chiese rupestri della Puglia. In tutte e tre le chiese sono presenti degli affreschi, alcuni dai colori vivaci altri sbiaditi dal tempo, e costituiscono tra i migliori e più studiati esempi della pittura rupestre di età medioevale. L'ultima, di dimensioni imponenti, presenta ancora una serie di decorazioni architettoniche e resti pittorici che rivelano la coesistenza di elementi tipici della tradizione orientale e di quella latina medioevale. La Lama d'Antico è caratterizzata dalla presenza di forme relitte di vegetazione naturale inserite in un paesaggio agrario caratterizzato dalla presenza di ulivi secolari e di esemplari isolati di carrubi. All'interno della lama, è possibile incontrare diversi ambienti vegetali: quello tipicamente mediterraneo della gariga, caratterizzato da piante erbacee naturali e perenni e radi arbusti che colonizzano la roccia affiorante dove predomina il timo; quello della macchia mediterranea dominato dal lentisco, dall'anagride, una leguminosa arbustiva; l'ambiente rupicolo, lungo gli spalti della lama, caratterizzato principalmente da capperi.



Bibliografia essenziale

COPPOLA D., ANDREASSI G. (2009) - L'Uomo e la Grotta, dalla preistoria al Medioevo. Arkeo Ed., 180 pagine.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. Geol. Rom. 21, 603-653.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

Longitudine **17,38685** • Latitudine **40,84687**



Particolare dell'interno della Chiesa rupestre



Panoramica della cava presente sul secondo isolotto (Foto T. Scarano per M. Milella)

Il sito rappresentato dall'Area Geo-Archeologica di Torre Guaceto è in corrispondenza dei tre isolotti a SE del piccolo promontorio su cui è ubicata la Torre e nella zona subito a S di essa, nella Riserva Naturale di Torre Guaceto, in Area Marina Protetta, lungo la costa adriatica. Il litorale di Torre Guaceto è caratterizzato dall'alternanza di relativamente piccoli promontori rocciosi e baie sabbiose. I tre isolotti rappresentano i lembi della duna tirreniana che si continua in diverse località contigue (come gli scogli di Apani) e che in qualche modo permette di identificare la posizione del livello del mare e della linea di riva di circa 125.000 anni fa. Gli isolotti sono stati distaccati dalla terraferma a seguito della trasgressione del mare nel corso degli ultimi 6/7 mila anni quando con il suo stazionamento è iniziata la profonda erosione dei depositi retrodunari non cementati. In questa fase gli isolotti di Torre Guaceto rappresentavano gli alti morfologici che dominavano un esteso bacino paralitorale che si allungava verso NO per qualche centinaio di metri. Questo luogo è noto fin dall'antichità per la presenza di un approdo sicuro e per la grande disponibilità di acqua dolce, sia sorgiva che portata dai canali Reale e Apani: questi elementi hanno determinato una presenza stabile dell'uomo almeno dal II millennio a.C. al tardo Medioevo. In quest'area, e soprattutto nella fascia tidale antistante il promontorio della Torre, sono ben evidenti le strutture archeologiche riferibili all'età del Bronzo: si tratta anche di numerose buche di palo, di varie forme e dimensioni scavate almeno in parte nella calcarenite



Particolare delle buche di palo emerse (Foto T. Scarano per M. Milella)

della duna tirreniana e prive o meno del loro riempimento, che segnano in modo inequivocabile lo spazio antropizzato del II millennio a.C. Probabili buche di palo, alcune delle quali in apparente allineamento, sono state inoltre riconosciute su alcune aree al di sotto del livello del mare attuale sui fondali a metà tra il secondo e terzo isolotto di Torre Guaceto tra i -3.5 e -4.5 metri di profondità. Assai più limitate per estensione e consistenza sono le evidenze archeologiche riferibili alle fasi di occupazione di età Romana tardo repubblicana e alto imperiale. In particolare il secondo isolotto presenta depositi archeologici contenenti materiali ceramici di epoca tardo repubblicana (anfore italiche e laterizi) esposti all'azione erosiva dei moti ondosi; inoltre, è da sottolineare la presenza di una cava di circa 70 m² che, ipoteticamente coeva con i resti ceramici in base ad alcuni blocchi ancora *in situ*, ha il piano di estrazione almeno 20 cm al di sotto del livello del mare attuale. Queste strutture archeologiche rappresentano importanti *markers* archeologici per lo studio delle variazioni del livello del mare nel corso dell'Olocene superiore e i fenomeni di erosione costiera connessi alla trasgressione.



Bibliografia essenziale

- AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., ZONGOLO F. (2005) - The harbour of the mansio ad Speluncas (Brindisi, Italy): a key to the lecture of sea level changes in the past 2500 years? In: Maritime Heritage and Modern Ports 2005, 18-20 april 2005, Barcelona, Spain, R. Marcet i Barbe, C.A. Brebbia, J. Olivella (eds.), Wessex Institute of Technology, Transactions of The Built Environment, vol. 79, WIT Press 2005, 5-14.
- COPPOLA D. (2003) - Site 4.1. Torre Santa Sabina. Stop 4.1.6 - Archaeological area. In G. Mastronuzzi e P. Sansò (eds.), Puglia 2003 - Final Conference. Quaternary coastal morphology and sea level changes (Otranto/Taranto - Puglia (Italy) 22-28 september 2003). Field Guide, Bari, Lecce 2003, pp. 117-121.
- COPPOLA D., RAIMONDI P. (1995) - L'insediamento dell'età del Bronzo di Torre Santa Sabina (Scavi 1990), L'età del Bronzo lungo il versante Adriatico pugliese. *Taras*, XV, 2, 375-394.
- MILELLA M., PIGNATELLI C., DONNALOIA M., MASTRONUZZI G. (2006) - Sea-level During 4th-2nd Century B.P. in Egnazia (Italy) from archaeological and hydrogeological data. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 19 (2), 251-258.

Longitudine **17,80610** • Latitudine **40,71349**



Immagine del Belvedere del castello dal basso

L'affioramento si trova nel centro storico di Vieste, i depositi a nummuliti fossili affiorano davanti al portale del castello e in corrispondenza della vicina balconata panoramica che si affaccia sul mare, ai piedi della rocca. Gli alveolinidi e i nummulitidi sono famiglie di foraminiferi (organismi unicellulari dal guscio calcareo concamerato) che qui raggiungono le dimensioni, abbastanza rare, anche del centimetro di diametro. La successione affiorante è alta circa 4 metri, ben stratificata ed appartenente alla Formazione di Peschici, risalente all'Eocene, Luteziano-Bartoniano (40 – 33 Ma). E' anche conosciuta con il nome di "Calcarei a Nummuliti di Peschici". Le pareti della rocca poggiano su calcari e calcarenitici biogeniche. In alcuni livelli il deposito assume i caratteri di breccia e megabreccia. Localmente la formazione ha assetto sub orizzontale, ma poco più a sud sembra adattarsi alla morfologia dei calcari sottostanti più antichi. La Formazione di Peschici, affiora estesamente lungo il margine nord-orientale del promontorio del Gargano, nell'area compresa tra Vieste e Peschici, ma, rispetto al resto degli affioramenti della medesima formazione, l'area qui descritta è stata defi-

nita "affioramento tipo" e sono stati descritti gli olotipi di alcune specie di macroforaminiferi. Le associazioni microfossilifere permettono di ricondurre il deposito ad un contesto deposizionale di ambiente di scarpata, la cui pendenza doveva essere di pochi gradi. L'affioramento sorge in un punto panoramico che si affaccia sulla Spiaggia di Vieste sul tratto di costa a sud e su Pizzomunno, e consente di osservare alcuni chiari elementi geomorfologici e geologici del luogo da una prospettiva paesaggisticamente unica.



Immagine dell'affioramento presso la base del castello di Vieste



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., NERI C. LUCIANI V. (1993) - Guida ai carbonati cretaceo-eocenici di scarpata e bacino del Gargano (Italia meridionale): annali dell'Università di Ferrara (n.s.), Sezione Scienze della Terra, 4, supplemento: pp. 1-77.

PAVAN G., PIRINI C. (1966) - Stratigrafia del foglio 157 "Monte S. Angelo". Bollettino del Servizio Geologico Italiano, 86, pp. 123-289.

TELLINI A. (1890) - The types of nummulites and operculina of the Tellini collection stored at the museum of paleontology at La Sapienza, University of Rome.

PIGNATTI G. S., VENTURA G. (1993) - The types of Nummulites and Operculina of the Tellini (1890) Collection stored at the Museum of Paleontology at La Sapienza, University of Rome. Geologica Romana 29 pp. 131-138.

Longitudine **16,18004** • Latitudine **41,88085**



Breccia intraformazionale tipica della Formazione di Vieste



Panorama del versante con la grotta del cavallo

Diverse grotte costiere del Salento sono anche significative emergenze di carattere geomorfologico-stratigrafico, paleontologico e paleontologico. Tra queste si distingue la Grotta del Cavallo, un'ampia caverna affacciata sul mare, la cui successione sedimentaria conserva tracce della frequentazione umana dell'area avvenuta tra il Paleolitico medio e l'Epigravettiano finale. Si trova nella Baia di Uluzzo, di fronte ai ruderi dell'omonima torre costiera di avvistamento, 6 km a OSO del centro abitato di Nardò. La cavità si apre al piede di un terrazzo marino, su una piccola falesia alta 7 metri modellata nella Formazione del Calcare di Altamura. La parte basale della successione rappresenta il livello musteriano, databile a un intervallo di età compreso tra 120 e 40 millenni fa. Si tratta di uno dei livelli più importanti d'Italia, infatti, la sua ampiezza ha permesso di ricostruire l'evoluzione e le trasformazioni dei modi di vita dei "Neanderthaliani" in rapporto alle trasformazioni climatiche e ambientali che hanno caratterizzato l'ultima parte del Quaternario. Il livello *uluzziano* poggia su quello musteriano (ma con una lacuna erosiva) ed è datato a 40-30 millenni fa. Ad oggi, è l'unica sequenza uluzziana italiana che mostra un progressivo arricchimento dello strumentario (con elementi di tipo aurignaziano) interpretato come risultato di una "ibridazione culturale" tra gruppi neanderthaliani e schiettamente *sapiens* abitanti lo stesso territorio. Recenti ricerche, tuttavia, hanno permesso di avanzare l'ipotesi che la produzione uluzziana sia direttamente ascrivibile al *sapiens sapiens*, pertanto la grotta rappresenta la più antica testimonianza della presenza di *Homo sapiens* in Europa. Il livello *epigravettiano* è anch'esso separato dal livello più antico da una lacuna stratigrafica e rappresenta un momento molto avanzato del Tardoglaciale. La sequenza antropogenica è chiusa da un modesto orizzonte *Neolitico*.



Bibliografia essenziale

BENAZZI S., DOUKA K., FORNAI C., BAUER C.C., KULLMER O., SVOBODA J., PAP I., MALLEGGI F., BAYLE P., COQUERELLE M., CONDEMI S., RONCHITELLI A., HARVATI K., WEBER G.W. (2011) - Early dispersal of modern humans in Europe and implications for Neanderthal behaviour. *Nature*, vol. 479, n. 7374, p. 525-528.

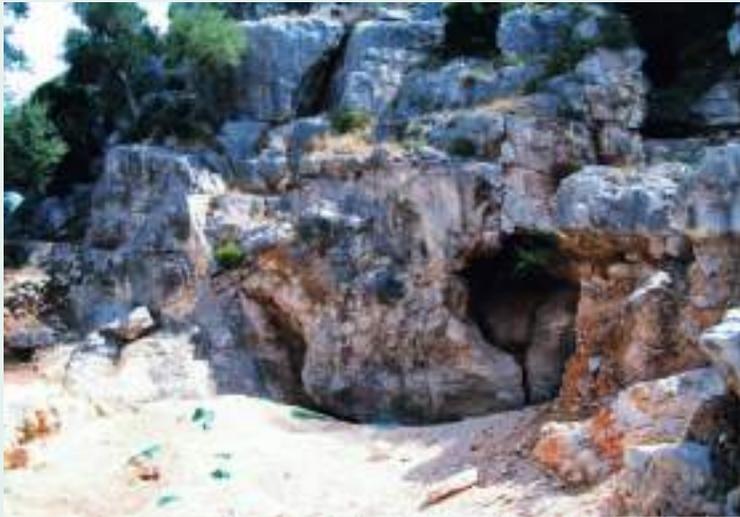
BOSCATO P., CECCHETTI A., DALLA VALLE C., PATRIZI G., SALA B., SARTI L., MARTINI F., ROMAGNOLI F. (2013) - Oscillazioni climatiche dedotte dalle faune dei livelli musteriani (strati N, M, L, I, H) di Grotta del Cavallo (Nardò, Lecce). Atti Congresso AIQUA, Napoli 19-21 giugno 2013.

BOSCATO P., CREZZINI J. (2012) - Middle-Upper Palaeolithic transition in Southern Italy: Uluzzian macromammals from Grotta del Cavallo (Apulia). *Quaternary International*, vol. 252, p. 90-98.

DANTI A. (2011) - In Puglia l'*Homo sapiens* più antico d'Europa. http://www.nationalgeographic.it/scienza/2011/11/04/news/homo_sapiens_puglia_nature-639248/

SARTI L. (2007) - Grotta del Cavallo. In AA.VV. *Grotte e carsismo in Puglia*. Ed. Federazione Speleologica Pugliese/Regione Puglia, Assessorato all'Ecologia, 119-122

Longitudine **17,96047** • Latitudine **40,15524**



L'ingresso della Grotta Paglicci

La Grotta Paglicci si trova a SE di Rignano Garganico, in un'area che dal punto di vista geomorfologico è caratterizzata da depositi di versante e da una conoide attribuite all'ultimo periodo glaciale Wurm (compreso fra circa 40.000 e 12.000 anni fa). Le rocce più antiche presenti nella zona sono attribuibili alla Formazione mesozoica del Calcarea di Bari, in facies di piattaforma interna, intensamente fratturate per effetto degli eventi tettonici. La Grotta Paglicci è seminasosta da blocchi e detriti di versante e da materiali di crollo. Al suo interno si apre in 3 grandi ambienti con un massiccio concrezionamento, la volta è alta fino a 3 metri e il suolo di calpestio è composto da terra rossa e livelli più recenti rielaborati e bruciati. Nella cavità, gli spessori dei sedimenti fossiliferi appaiono disturbati dalle attività di frequentazione umana preistorica. Nei termini più antichi sono state trovate ossa e coproliti di ienidi, in quelli più recenti resti di canidi, equidi (*Equus hydruntinus*), artiodattili (stambecchi, cervi e daini) e perissodattili (*Bos*, *Suus* e *Rinoceros*); solo subordinatamente si trovano frammenti di piccoli roditori. Importanti sono le testimonianze di *Homo sapiens* che ne hanno affrescato le pareti con dipinti zoomorfi ed astratti. Da datazioni con isotopi stabili dell'ossigeno effettuate sulle ossa dei mammiferi fossili, si ha conferma che la successione risale ad una fase medio terminale dell'ultimo periodo glaciale. Abbondanti elementi fossili si trovano anche nel deposito di versante antistante la stessa grotta che, almeno in parte, trae origine dal crollo di un primo ambiente che costituiva l'antico accesso alla grotta. Insieme alla Grotta Spagnoli (cfr CGPo271), il sito Paglicci permette di ricostruire gli avvenimenti dell'ultimo periodo glaciale nell'area di Rignano. Dal 2012 l'area è stata soggetta a opere di miglioramento della fruizione turistica, grazie anche alla costruzione del Museo Grotta Paglicci, ma sarebbe anche opportuna la valorizzazione contestualizzata dei reperti rinvenuti di interesse geologico-paesaggistico.



Bibliografia essenziale

MEZZENA F. (1975) - Il Gravettiano della Grotta Paglicci nel Gargano. II: industria dell'osso, oggetti di ornamento e vari. Rivista di Scienze Preistoriche, vol. 30 (1-2), p. 225-235.

PALMA DI CESNOLA A. (1988) - Paglicci, Rignano Garganico. Regione Puglia. Ass. Pubbl. Istruz. Cultura, S. Marco in Lamis, CRSEC Distretto FG/27, 88 pp.

PALMA DI CESNOLA A. (1991) - Il popolamento del Gargano dal Paleolitico alla prima età dei Metalli. Itinerari Speleologici, s. II, n. 5, p. 27-33.

PALMA DI CESNOLA A. (2004) - Breve storia delle ricerche a Paglicci. Atti del Convegno Stato attuale delle scoperte speleo-archeologiche nelle grotte pugliesi, IX Incontro della Speleologia Pugliese Spelaion 2004, Lecce, 10-12 dicembre 2004, p. 15-19.

ZORZI F. (1963) - Pitture parietali e oggetti d'arte mobiliare del Paleolitico scoperti nella Grotta Paglicci presso Rignano Garganico. Atti VII Riun. Scient. Ist. It. Preist. Protost., Firenze, p. 113-126.

Longitudine **15,61517** • Latitudine **41,65405**



Immagine dell'ingresso di Grotta Spagnoli (Foto FSP per M. Petruzzelli)

La Grotta Spagnoli nota anche come Rivolta Rossa sorge a SO di Rignano Garganico, in un'area che da un punto di vista geomorfologico risulta caratterizzata da depositi di versante e dalle conoidi dell'ultimo periodo glaciale Wurm (110.000 a 12.000 anni fa). La litologia su cui si sviluppa il carsismo è quella attribuibile alla Formazione del Monte Serra, riferita al Cretaceo interna, in facies di piattaforma interna e intenso stato di fratturazione. La Grotta Spagnoli presenta un ingresso verticale ai piedi di una breve scarpata, nascosta da blocchi e detriti di versante e da materiali di crollo. Si apre in 2 grandi ambienti, poco concrezionati, con volte alte fino a 3 metri e suolo di calpestio composto da terra rossa e livelli di suoli rielaborati. Nella cavità, nei livelli più antichi del piano di calpestio, sono state trovate ossa e coproliti, resti di tigre dai denti a sciabola (*Machairodussp.*). Più recenti sono i resti fossili di canidi, equidi, artiodattili (stambecchi e caprini) e perissodattili (*Bos e Rhinoceros*). Importanti sono le testimonianze litiche neanderthaliane che testimoniano un quadro temporale precedente rispetto alla vicina Grotta Paglicci. Il deposito di versante antistante la grotta risulta, almeno in parte, dal crollo parziale della parte destra dell'atrio di ingresso e contiene resti ossei fossili. Da datazioni con isotopi stabili dell'ossigeno effettuate sulle ossa dei mammiferi fossili si ha conferma che la successione analizzata risale al Wurm iniziale e medio. Dal 2012 alcuni reperti della grotta sono esposti nel museo e Centro visite di Grotta Paglicci, a Rignano Garganico.



Bibliografia essenziale

- GRAVINA A. (1992) - Grotta Spagnoli, Grotta dei Miracoli, Grotta Trappedo. Note di paleontologia. In: Archeo Speleo Club Rignano, Rignano Garganico e le sue grotte. Leone Editrice, Foggia, pp. 63-69.
- GUERRI M. (1971) - Grotta Spagnoli (Rignano Garganico, Prov. di Foggia). Riv. Scienze Preistoriche, Firenze, vol. 26 (2), pp. 462.
- GUERRI M. (1980) - Gli scavi a Grotta Spagnoli: dieci anni di ricerche. Atti Conv. Archeol., S. Matteo, 28-29 settembre 1979, Quaderni del Sud, vol. 1, pp. 27-52.
- ORLANDO S., FUSILLI C. (1992) - Le grotte. In: Archeo Speleo Club Rignano, Rignano Garganico e le sue grotte. Leone Editrice, Foggia, pp. 101-207.
- SALA B. (1978) - La fauna wurmiana della Grotta B di Spagnoli. Rivista di Scienze Preistoriche, Firenze, vol. 33 (2), pp. 399-407.

Longitudine **15,53400** • Latitudine **41,69562**



Un aspetto della morfologia interna della cavità, dove prevalgono le forme di corrosione. (Foto FSP per M. Petruzzelli)



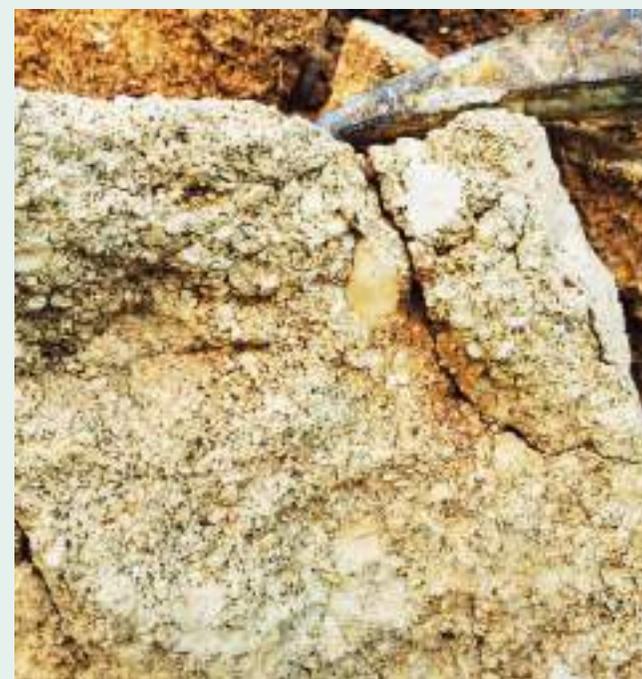
Panoramica dell'affioramento

A sud di Porto Badisco (Otranto), immediatamente ad ovest della strada che collega la medesima località a Santa Cesarea, è presente una località che prende il nome di Villaggio Paradiso. La strada che collega la località alla litoranea è in gran parte in trincea e permette quindi di osservare una esposizione prevalentemente sabbiosa-calcarenitica attribuibile all'unità delle Calcareniti di Porto Badisco. Il carattere particolare dell'esposizione, che ne fa assumere il carattere di geosito, è la presenza, in esemplari dispersi nel sedimento, di grandi Lepidocycline ben conservate. Queste, appartenenti allasottofamiglia di Foraminiferi tra i più evoluti delle Orbitoidi, vissuti dall'Eocene al Miocene nell'area europea e indo pacifica, hanno diametro sino a 7-8cm, guscio piatto, con rigonfiamento centrale appena accennato. Pomar *et al.* (2014), in corrispondenza di una sezione che presenta caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche confrontabili con quella che qui si descrive, hanno

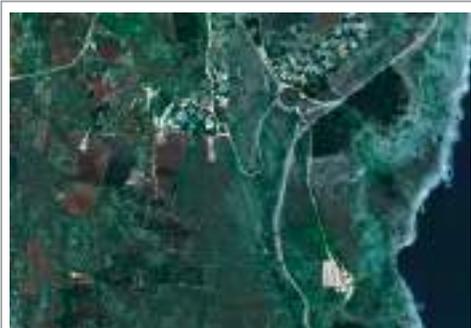
attribuito ad *Eulepidina* gli esemplari ritrovati. Ulteriori studi anche su gli esemplari provenienti da questo geosito sarebbero quindi necessarie per effettuare sicure attribuzioni. Oltre alle Lepidocycline sono molto abbondanti le nummuliti rimaneggiate, esemplari ben conservati di *Amphistegina*, *Neorotalia* e *Nephrolepidina*. La presenza delle grandi Lepidocycline indica un ambiente di sedimentazione situato nella parte più profonda della zona oligofotica immergente al di sotto del pavimento a rodoliti (cfr scheda CGPo100). Inoltre, la presenza di nummuliti rimaneggiate e la diminuzione della frazione fine nella matrice, sono indicativi di un certo idrodinamismo che doveva interessare i fondali.



Dettaglio di un intervallo particolarmente ricco in Scutelle



Dettaglio di un intervallo a piccole Lepidocycline



Bibliografia essenziale

BENEDETTI A., BRIGUGLIO A. (2012) - Risananeiza crassaparies n. sp. from the upper Chattian of Porto Badisco (southern Apulia, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 51 (3), 167-176.

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.

PARENTE M. (1994) - A revised stratigraphy of the Upper Cretaceous to oligocene units from the southeastern Salento (Apulia, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33(2): 155-168.

POMAR L., MATEU-VICENZ G., MORSILLI M., BRANDANO M. (2014) - Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, doi 10.1016/j.palaeo.2014.03.02 373 pp.

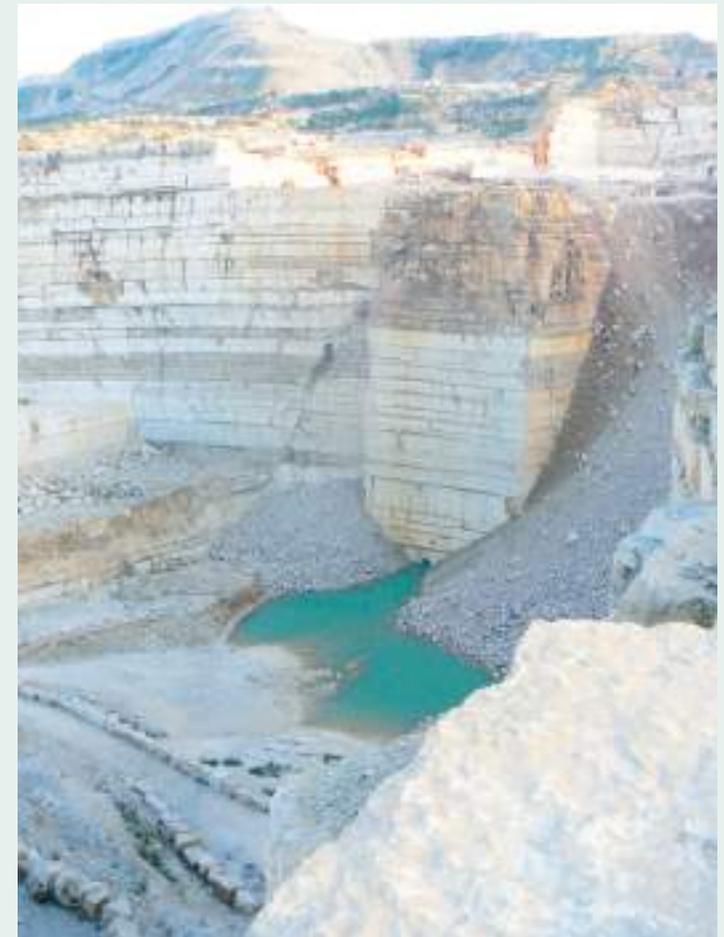
Longitudine **18,47472** • Latitudine **40,06428**



Panoramica della Cava

negli anni '80 del secolo scorso dall'Università di Firenze, mentre, negli ultimi venti anni sono stati effettuati studi da parte della Università La Sapienza di Roma.

Il complesso estrattivo di Poggio Imperiale è il più esteso di Puglia e tra i più estesi d'Italia, il suo perimetro comprende le aree di pertinenza di 3 comuni con una estensione di circa 400 ettari. Le cave hanno fronti fino a 250 m di altezza interrotti da successivi gradoni ed attraversano formazioni mesozoiche e cenozoiche affioranti nella zona garganica e pedegarganica. Alla base della successione stratigrafica, si trova il membro dei Calcari di S.Nicandro (Malm - Hauteriviano 155-130 Ma della Formazione dei Calcari di Bari, che per le proprie caratteristiche tecniche ed estetiche e l'elevato valore ornamentale è soggetto ad intensa attività estrattive. Al di sopra dei calcari si riconoscono: le Calcareniti di Apricena o Formazione a Briozoi e la Formazione di Serracapriola. I depositi carbonatici, quelli più antichi e quelli più recenti, sono stati interessati sia da importanti fasi di carsificazione e sia da fasi alternate di emersione e sommersione. La combinazione di tali fenomeni, in qualche caso, ha fatto sì che le cavità carsiche siano divenute luogo di accumulo di resti di alcune specie di vertebrati terrestri che frequentavano quelle stesse cavità nella fase di emersione. In queste sacche carsiche oggi fossili, rinvenute durante le attività di cava, sono state trovate breccie ossifere in cui si riconoscono le faune dette di "Pirro Nord", termine che individua le associazioni tipo delle faune continentali mediterranee tra Pliocene e Pleistocene. I reperti più importanti sono il *Deinogalerix*, un istrice gigante, e l'*Oplitomerix*, un cervide nano penta cornuto. Recentemente sono state riconosciute faune a primati e segnalati possibili resti di *Homo* tra i più antichi d'Europa. Lo scavo fu iniziato negli anni '60 dall'Istituto di Geologia e Paleontologia di Bari e fu continuato



Dettaglio del fondo della Cava



Bibliografia essenziale

G. PAVIA, C. BERTOK, G. CIAMPO, V. DI DONATO, L. MARTIRE, F. MASINI, M. PAVIA, N. SANTAGELO, E. TADDEI RUGGIERO, M. ZUNINO (2010) - Tectono-sedimentary evolution of the Pliocene to Lower Pleistocene succession of the Apricena-Lesina-Poggio Imperiale quarrying district (western Gargano, southern Italy) GIULIO tal.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 129, No. 1 pp. 132-155, 34 figs. (DOI: 10.3301/IJG.2009.11)

M. ZUNINO, M. PAVIA, M. ARZARELLO, C. BERTOK, M. DI CARLO, V. DI DONATO, R. GRAZIANO, R. MATTEUCCI, U. NICOSIA, C. PETRONIO, M. PETRUCCI, J. PIGNATTI, M. RAGUSA, E. SACCHI, R. SARDELLA, G. PAVIA (2009) - Il Gargano, un archivio della diversità geologica dal Mesozoico al Pleistocene Giornate di Paleontologia. IX Edizione - Apricena, 2009 Geological Field Trips Società Geologica Italiana ISPRA ISSN: 2038-4947, DOI: 10.3301/GFT.2012.02

Longitudine **15,38108** • Latitudine **41,80603**



Affioramento del livello ad Aturia, in località Chiesa Madonna di Re

La chiesa di Madonna di Rasce sorge tra Gagliano del Capo e Santa Maria di Leuca; essa è costruita sul fianco versante di una collinetta con roccia affiorante ad assetto suborizzontale, che appartiene alla Formazione della Pietra Leccese (Miocene, 24-5 Ma). In particolare nel sito si possono trovare i termini più bassi della Pietra Leccese noti informalmente come Calcareniti di Andrano (Miocene superiore), con peculiari facies tipiche di un margine di piattaforma carbonatica con rari fossili e mineralizzazioni fosfatiche. Normalmente tali livelli nelle altre aree salentine si limitano ad avere uno spessore massimo inferiore al metro e rendono difficile l'osservazione dei fossili e dei minerali, invece in questo sito affiorano in spessori di circa 2 metri che consentono un'osservazione ottimale. Le facies più antiche prendono il nome di Livello ad *Aturia aturi*, tipico nautiloide con conchiglia di circa 6 cm, il cui olotipo è stato descritto proprio in questi sedimenti e risulta anche l'unica specie di cefalopode fossile

trovato in Puglia. I *Nautilus* come *Aturia*, oggi sono estinti nel Mediterraneo e sono dei molluschi con guscio concamerato e ripieno di gas. Il gas rende tali molluschi, dal cui guscio esce un polipo tipo seppia, veloci predatori di oceani caldi. I sedimenti ad *Aturia* appaiono come un deposito conglomeratico spesso circa da 20 a 50 cm, costituito da ciottoli calcarei fino a 20 cm di dimensione e parzialmente fosfatizzati. In alcuni punti sono riconoscibili pisoliti bauxitiche dal diametro centimetrico, rimaneggiate ed a volte concentrate in livelli a matrice biomicritica, il più rappresentato dei livelli biomi critici oltre all'*Aturia* contiene coralli e gasteropodi ad indicare una vera barriera corallina, ancora oggi habitat ideale per i *Nautilus*. Al di sopra del livello ad *Aturia* affiora con uno spessore massimo di circa 1,5 m, il livello a *Pycnodonta*, foraminifero platonico che si trova in corrispondenza di noduli e liste di diatomiti verdastre che si intercalano ai depositi di calcarenite biancastra a granulometria fine, anche qui come nel livello ad *Aturia* si possono riconoscere laminazioni costituite da piccoli noduli fosfatici, indice di ambienti prossimali alla barriera. La litologia e il contenuto di fossili è rappresentativo di tutto il Salento e affiora in un contesto paesaggistico, agrario ed architettonico di elevato pregio.



Un aspetto dell'affioramento del livello ad Aturia, in località Masseria Palamita



Dettaglio litologico del livello ad Aturia



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2005) - Stratigrafia del neogene e quaternario del Salento sud-orientale (con rilevamento geologico alla scala 1:25.000). *Geologica romana* 38, pp. 31-60.

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2000-2001) - Note illustrative alla carta geologica della zona di S. Maria di Leuca (con appendice bio-cronostratigrafica a cura di Forest L.M., Mazzei R., Salvadorini G.). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.*, serie a pp. 97-163, figg. 10, tavv. 4.

DELLE ROSE M. (2000) - Salento miocene: a preliminary paleoenvironmental Reconstruction. Laboratorio di geologia ambientale - Facoltà di Ingegneria del Politecnico di Bari, Viale del turismo 8, 74100 Taranto.

Longitudine **18,36329** • Latitudine **39,81718**



Lungo la linea di riva è ben visibile il contatto tra le calcareniti del Pleistocene sup. di colore marrone scuro e il cordone dunare dell'Olocene medio di colore più chiaro

dal vento nell'entroterra a costituire dei campi dunari le cui dimensioni possono variare da pochi metri a diversi chilometri quadrati. Esistono vari tipi di dune in funzione dell'orientamento e della disposizione rispetto alla direzione dei venti dominanti. Le dune litoranee sono di norma trasversali, con disposizione ortogonale rispetto ai venti dominanti; esistono dune paraboliche alle spalle di spiagge e baie di forma arcuata. Le dune costiere hanno il lato rivolto verso mare con inclinazione inferiore rispetto a quello verso terra. Lungo il versante sopravvento i granuli di sabbia sono sospinti in salita per saltazione o per rotolamento, fino a raggiungere la cresta, da dove poi ricadono sul lato opposto per gravità disponendosi secondo l'angolo di riposo. Le dune sabbiose litoranee differiscono dalle dune mobili continentali per la presenza di vegetazione che determina la diminuzione della velocità del vento e la deposizione dei sedimenti trasportati per effetto siepe. L'interazione tra il vento e la vegetazione determina così lo sviluppo di una duna fitogenica. Poiché la vegetazione può instaurarsi in maniera stabile solo ad una certa distanza dalla linea di costa, una duna litoranea non può che svilupparsi con una disposizione più o meno parallela alla linea di costa. Basandosi su studi di carattere regionale è possibile riferire lo sviluppo dei cordoni dunari all'Olocene medio.



Bibliografia essenziale

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1987) – The age and the stratigraphy of Middle Pleistocene and younger deposits along the Gulf of Taranto (southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8 (4), 882-905

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) – Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

PALMENTOLA G. (1987) – Lineamenti geologici e morfologici del Salento leccese. *Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecniche e d'Ingegneria*, 11, pp. 7-23.

Longitudine **18,01505** • Latitudine **40,00259**

Il sito proposto è ubicato lungo la litorale di Punta Pizzo e rientra nel Parco Naturale Regionale "Isola di S. Andrea e litorale di Punta Pizzo", un'area naturale protetta ubicata a sud di Gallipoli. Lungo costa è presente un campo di dune cementate ben sviluppato, fra i meglio conservati dell'intero perimetro costiero pugliese, organizzato in cordoni circa paralleli alla costa fra i 28 m di quota e il livello del mare. Quello più esterno raggiunge la quota massima di circa 15 m ed è costituito da calcareniti di colore marroncino a granulometria medio-fine, molto ben classate, con stratificazione incrociata ad alto angolo e resti di gasteropodi polmonati. Esse poggiano su calcareniti cementate di colore marroncino chiaro, sottilmente stratificate. Il contatto è segnato da una crosta pedogenetica di colore rosso scuro e da una sottile copertura di suolo fortemente cementato di colore rosso brunastro. Le dune costiere sono accumuli di sedimento che si sviluppano per l'azione del vento. I sedimenti della spiaggia emersa, infatti, possono essere selezionati e trasportati



Nei depositi eolici sono presenti numerosi resti di gasteropodi polmonati



La particolare struttura interna dei depositi dunari medio-olocenici

Nell'area di Corigliano d'Otranto è presente l'impianto di sollevamento dell'Acquedotto Pugliese che garantisce l'approvvigionamento idrico del Salento meridionale. Qui l'acqua emunta da numerosi pozzi viene accumulata in un enorme serbatoio con una capacità di 22 mila metri cubi realizzato sulla superficie sommitale della Serra di Corigliano. Il serbatoio è uno dei più grandi serbatoi idrici di superficie, nonché primo in Europa per grandezza. Dalla sua sommità, nelle giornate limpide è possibile scorgere gran parte della penisola salentina e i due mari che la circondano. Il progetto del serbatoio fu redatto nel 1936 da Gaetano Minnucci, professore e direttore di Istituto presso la Facoltà di Architettura di Roma. Uno dei problemi storici del territorio salentino è stato quello dell'approvvigionamento idrico. Questa piccola penisola, stretta tra il Mar Adriatico ed il Mar Ionio, non presenta infatti una rete idrografica sviluppata. La natura carsica delle maggior parte delle rocce affioranti e l'inclinazione delle superfici determinano l'infiltrazione nel sottosuolo delle acque superficiali. La penuria di acqua costrinse le popolazioni locali a realizzare ingegnosi sistemi per la raccolta e lo stoccaggio dell'acqua piovana (cisterne, pozzelle, ecc.) e di quella proveniente da falde superficiali. Solo nel secolo scorso il progresso tecnologico permise di individuare e sfruttare la falda freatica profonda, attualmente unica fonte di acqua potabile per il Salento centro-meridionale. Il basamento della penisola salentina è costituito dai calcari mesozoici, potenti oltre 6 km. Sui calcari poggiano unità più recenti, di natura carbonatica, con vari litotipi spesse al massimo qualche decina di metri. Le acque di pioggia una volta giunte sulla superficie terrestre ritornano in parte nell'atmosfera per evapo-traspirazione. La restante quantità di pioggia si muove sulla superficie terrestre sotto l'azione della gravità oppure, se la natura delle rocce lo permette, si infiltra nel sottosuolo. Nel Salento è prevalente l'infiltrazione che alimenta una potente falda di acqua dolce detta "falda di base" o "profonda" ospitata nelle rocce di età mesozoica, fratturate e carsificate. La falda ha una forma a lente biconvessa e galleggia sulle più dense acque di intrusione marina - che stabiliscono un collegamento idraulico sotterraneo tra il Mare Adriatico e il Mare Ionio - e alimenta le numerose sorgenti lungo il perimetro costiero del Salento. La superficie superiore della lente (superficie freatica) raggiunge nella zona mediana del Salento la quota massima di +3 m mentre è prossima al livello del mare lungo la fascia costiera. Lo spessore massimo della falda è circa 120 m. Al di sopra della falda profonda possono essere presenti delle falde superficiali contenute di norma nei depositi sabbiosi e sabbioso-argillosi del Pleistocene medio - superiore e nei depositi marnoso - calcarei del Pliocene.



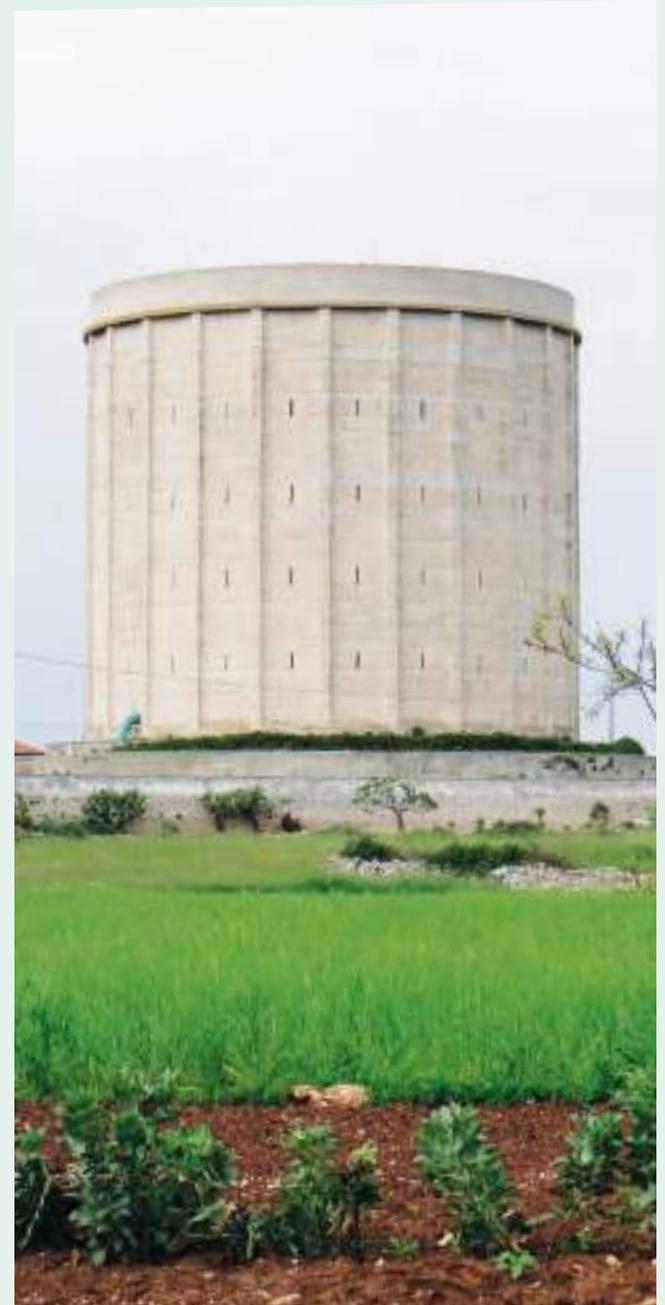
Bibliografia essenziale

COTECCHIA V., DAURÙ M., LIMONI P.P., MITOLO D., POLEMIO M. (2002) - La valutazione della vulnerabilità integrata degli acquiferi: la sperimentazione nell'area campione di Corigliano d'Otranto, Acque Sotterranee Anno XIX, n.77, Giugno 2002.

SELLERI G., SANSÒ P., WALSH N. (2002) - The contact karst of Salento region (Apulia, Southern Italy). In F. Gabrovšek eds. Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation", pp. 275-282.

STENDARDO L. (2008) - Struttura e rivestimento in un'opera di ingegneria civile di Gaetano Minnucci. Atti del II Convegno Nazionale di Storia dell'Ingegneria, AISI, pp. 1383-1392.

Longitudine **18,25294** • Latitudine **40,16567**



Il serbatoio dell'impianto di sollevamento dell'Acquedotto Pugliese visto da ovest



Una nuova dolina da crollo, profonda circa 19 metri e larga 20 metri, si è formata tra l'11 e il 12 marzo del 1996

In località Spedicaturo (Comune di Nociglia), poco ad ovest della SS 275 Maglie-Leuca, è presente un sistema carsico costituito da quattro doline da crollo allineate in direzione NNO-SSE: la Vora Grande (Pu 192), l'Inghiottitoio Leptospira (Pu 1557), la Vora Piccola (Pu 1559) e la Vora Nuova (PU 1558). Le doline si aprono in una estesa area depressa allungata in direzione NNO-SSE lungo il contatto tra i calcari detritico-organogeni del Pleistocene inferiore e i sedimenti limosi dei Depositi Marini Terrazzati del Pleistocene medio. Il complesso si sviluppa nella Formazione delle Calcareni del Salento del Pleistocene inferiore. Nell'area della Vora Nuova e della Vora Piccola sono presenti limi e sabbie calcareo-marnose cui seguono in alto calcareniti spesse 15-20 m. Nei depositi calcarenitici si osservano piani di frattura che mostrano frequentemente direzione parallela a quella della stratificazione, inclinazione prossima a 90° ed immersione opposta o concorde alla stratificazione. La superficie freatica della falda superficiale si attesta presumibilmente intorno a 23-24 m di profondità. Il sistema carsico è alimentato dalle acque di ruscellamento convogliate dal Canale Fontanelle nell'Inghiottitoio Leptospira mediante un ingresso realizzato in calcestruzzo.

Durante un evento meteorico eccezionale, fra l'11 e il 12 Marzo del 1996, un fenomeno di subsidenza catastrofico ha generata accanto alla Vora Piccola la Vora Nuova, profonda circa 19 metri e larga 20 metri. Essa ha ancora configurazione instabile per cui è possibile prevederne una veloce evoluzione. Le doline da crollo, infatti, sono delle depressioni generalmente molto profonde e delimitate da pareti subverticali che provengono dal crollo di volte di cavità ipogee prossime alla superficie topografica. Subito dopo il crollo, le pareti sono aggettanti, poi gradualmente con movimenti di massa di minore entità, diminuiscono la propria pendenza sino a raggiungere la verticalità prima e la regolarizzazione poi. Le doline da crollo di località Spedicaturo rappresentano un chiaro esempio di carsismo di contatto. La genesi e l'evoluzione delle forme connesse a questo tipo di carsismo, frequenti nelle regioni a clima temperato, sono legate alla presenza di limiti tra corpi geologici con caratteristiche di permeabilità differenti. Nel caso qui descritto la genesi e l'evoluzione delle doline da crollo sono connesse alla presenza del contatto litoidrologico tra le rocce carsificabili del Pleistocene inferiore e le rocce del Pleistocene medio, non carsificabili e poco permeabili. Tale assetto, permettendo l'afflusso nel perimetro dell'area depressa di cospicui volumi di acque, ha favorito lo sviluppo del fenomeno carsico lungo la faglia del versante orientale che costituisce una linea di deflusso preferenziale delle acque di infiltrazione e lungo la quale sono allineate le doline da crollo.



Bibliografia essenziale

BECCARISI L., CHIRIACÒ L., DELLE ROSE M. (1999) - Il sistema carsico Vore Spedicaturo Nociglia- Surano, Provincia di Lecce) - Itinerari Speleologici. Serie II, 8: 5-36.

INGUSCIO S., ROSSI E. (2007) - Le grotte dell'area salentina. In: Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia, Federazione Speleologica Pugliese, 155-160 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).

SANSÒ P., SELLERI G. (2004) - Caratterizzazione geomorfologica degli inghiottitoi carsici (vore) della provincia di Lecce - Università degli studi di Lecce, Dipartimento di Scienza dei materiali, Osservatorio di chimica, fisica e geologia ambientali, 2004.

SELLERI G., SALVATI R., SANSÒ P. (2003a). Doline di crollo (cave-collapse sinkholes) in località Spedicaturo (Salento centro-meridionale). Thalassia Salentina, suppl. 26, 175-181.

SELLERI G., SANSÒ P., WALSH N. (2003b) - The karst of Salento region (Apulia, southern Italy): constraints for management - Acta Carsologica, 32/1, n.2, pp.19-28.

Longitudine **18,31680** • Latitudine **40,00695**



Il canale Fontanelle alimenta la circolazione idrica ipogea che ha determinato lo sviluppo delle doline da crollo di località Spedicaturo (Nociglia)



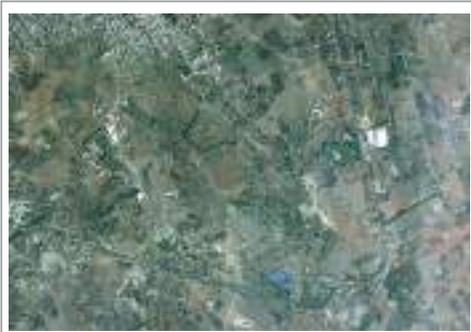
Le acque convogliate dal Canale Fontanelle si immettono nel sottosuolo attraverso un inghiottitoio carsico il cui imbocco è completamente obliterato dalle opere idrauliche



L'imbocco della vora

La Vora Grande di Barbarano è una delle due doline da crollo più famose della Penisola Salentina; esse sono inserite nel Catasto Regionale delle Grotte come Pu 114 (Vora Grande) e Pu 115 (Vora Piccola). Le doline si aprono in corrispondenza di uno stretto pianoro lungo uno dei più importanti tracciati viari dell'antichità utilizzato dai pellegrini medievali per raggiungere il Santuario di Santa Maria di Leuca. Le Vore di Barbarano si trovano poco ad occidente dell'omonimo paese, nei pressi del complesso storicomonumentale della Leuca piccola. Si tratta di due forme distinte, la Vora Grande (profonda circa 35 m) e la Vora Piccola (circa 25 m), di forma subellittica con diametri di 20 e 15 m circa, rispettivamente. Le vore sono modellate in

calcareni del Pleistocene inferiore e risultano costituite da due camere sovrapposte. Le camere superiori, alte circa 20 m, hanno forma cilindrica mentre quelle inferiori hanno forma conica rovesciata irregolare, raggiungendo una estensione dell'area di base di quasi 1.000 (Vora Grande) e 250 (Vora Piccola) metri quadri. Lungo le pareti delle camere superiori sono presenti varie condotte e cavità di interstrato profonde sino a circa 5 m, alcune delle quali costituiscono delle ampie cenge strutturali. Due di queste, una per ciascuna vora, sono raggiungibili per mezzo di passaggi artificiali scavati nella roccia. Il fondo delle cavità è occupato da coni detritici di notevole spessore, in parte naturali e in parte di origine antropica, su cui si osservano sottili e discontinui depositi calcitici. L'evoluzione di queste forme è legata alla presenza di una falda superficiale, ospitata all'interno delle calcareniti, oggi poco potente per cause antropiche ma non così in passato. Le cronache riportano nell'anno 1615 «*Acque diluviali in tutto il basso della Provincia. Rigurgitarono le voragini di Barbarano, producendo danni incalcolabili in moltissimi paesi*». Le doline da crollo sono delle depressioni generalmente molto profonde e delimitate da pareti subverticali che derivano dal crollo di volte di cavità ipogee prossime alla superficie topografica. Subito dopo la frana da crollo le pareti della dolina risultano aggettanti, poi gradualmente a seguito di movimenti di massa di minore entità, le pareti diminuiscono la propria pendenza sino a raggiungere la verticalità prima e la regolarizzazione poi. Non è quindi un caso che nel Febbraio 2011 il margine sud-orientale della Vora Grande abbia subito un importante fenomeno di dissesto.



Bibliografia essenziale

L. BECCARISI, G. CACCIATORE, L. CHIRIACÒ, M. DELLE ROSE, F. GIURI, V. MARRAS, G. QUARTA, F. RESTA, P. SOLOMBRINO (2003) - Le Vore di Barbarano: note descrittive e speleogenesi, in "Thalassia Salentina", suppl. n. 26, pp. 145-154.

L. MAGGIULLI, Otranto: ricordi, 1893, Tipografia cooperativa.

SANSÒ P. (2013) - Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi, G. Belmonte (a cura di) - Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.

Longitudine **18,36329** • Latitudine **39,81718**



Il margine sud-orientale della Vora Grande presenta forme determinate da recenti fenomeni di dissesto (febbraio 2011)



Una vista panoramica dell'affioramento. Le facies di scogliera sono visibili alla base della scarpata

La costa sud-orientale del Salento compresa tra Tricase porto sino a Punta Meliso (Santa Maria di Leuca), per un totale di circa 17 km, è caratterizzata dalla presenza di un complesso di scogliera di età messiniana conosciuto in letteratura con il nome di Formazione di Novaglie. Questa formazione, la cui età è stata ottenuta mediante lo studio del contenuto in foraminiferi bentonici e in ostracodi, è costituita da una successione di scogliere cresciute in corrispondenza di rientranze della paleolinea di riva (fringing reefs) durante il Messiniano. Bosellini *et al.* (2001) hanno riconosciuto tre principali associazioni di scogliera: 1) bioerma ad *Halimeda* (un'alga verde); 2) scogliera a *Porites* (coralli a scheletro calcareo) e 3) concrezioni a vermetidi. La distribuzione e la sequenza verticale dei tre differenti tipi di associazione sono strettamente legati alla profondità e suggeriscono processi di sostituzione ecologica connessi con piccole variazioni del livello del mare nel Messiniano inferiore, ampiamente descritte in letteratura. La Formazione di Novaglie è inoltre suddivisa in tre unità. La prima e più antica è costituita da calcari bioclastici a grana fine con intercalazioni di calcari micritici, biocalcareni più grossolani e frequenti livelli di breccia a cui segue un'alternanza di calcari ad *Halimeda* e biocalcareni ricche in frammenti di *Porites*, molluschi, vermetidi, rodoliti, ed infine breccie ad elementi calcarei di grosse dimensioni e sparse colonie di *Porites*. Chiude la successione il corpo della scogliera a *Porites* vero e proprio che risulta troncato verso l'alto da una superficie di erosione. La seconda unità è costituita nei livelli inferiori da sparse concrezioni a vermetidi associate a depositi ciottolosi di spiaggia poggiati direttamente sulla superficie di erosione. Seguono verso l'alto facies appartenenti a depositi di scogliera a *Porites*. La parte superiore di questa scogliera è troncata anch'essa da una superficie di erosione. La terza e più recente unità è caratterizzata alla base da stromatoliti (tappeti algali) irregolarmente laminate e da alcune colonie di *Porites*. Il corpo dell'unità è costituito prevalentemente da concrezioni algali a vermetidi, da blocchi sparsi provenienti dall'erosione delle concrezioni algali, e da depositi tipo "lumachella", ricchi cioè di resti di bivalvi, gasteropodi, vermetidi, serpulidi. Nel sito proposto, ubicato al km 48.8 della strada litoranea, è possibile osservare in particolare facies appartenenti alla scogliera dell'unità più antica, rappresentate da blocchi rocciosi frammisti a materiale più minuto che il moto ondoso ha staccato dal ciglio della scogliera ed accumulato sul suo lato verso mare andando a costituire un pendio sottomarino formato da strati inclinati (clinostratificazione). Poco più a sud (km 49.1 della strada litoranea) è invece possibile osservare il corpo della scogliera corallina della seconda unità, localmente costituito da colonie di coralli larghe circa 20-30 cm e alte circa 30-50 cm; gli strati inferiori dell'associazione di scogliera rappresentata da concrezioni a vermetidi, chiudono verso l'alto la locale successione stratigrafica. Il sito riveste una particolare importanza perché la scogliera messiniana di Novaglie è il primo esempio di scogliera del tardo Miocene ritrovato nella regione adriatica. La sua scoperta modifica in parte i limiti della distribuzione geografica delle scogliere coralline nel Mediterraneo in questo periodo.



Bibliografia essenziale

BOSELLINI F.R., RUSSO A. (1992) – Stratigraphy and facies of an Oligocene fringing reef (Castro limestone, Salento Peninsula, southern Italy). *Facies*, 26, 146-166.

BOSELLINI F.R., RUSSO A., VESCOGNI A. (2001) – Messinian reef-building assemblages of the Salento Peninsula (Italy): palaeobathymetric and palaeoclimatic significance. *Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.*, 175, 7-26.

Longitudine **18,37151** • Latitudine **39,79847**



Le colonie di coralli affioranti al di sopra dei depositi clinostratificati



Le ventarole sono degli stretti "fusoidi" carsici modellati nella Pietra leccese

quanto trovavano nelle aree circostanti. I resti faunistici provenienti da tali cavità mostrano l'assenza di ogni intervento umano; spesso infatti si ritrovano ossa intere e a volte elementi scheletrici completi in connessione anatomica. Per questo motivo quest'area è ritenuta una delle località fossilifere più importanti d'Italia. L'associazione faunistica è caratterizzata dalla presenza di esemplari di daino, cervo, bovini, cavallo, asino idruntino, rinoceronte, ippopotamo, cinghiale, iena maculata, oltre a un cane di piccola taglia e un vero e proprio lupo, un piccolo leporide affine a *Lepus etruscus* e rari esemplari di lepore europee. Tra i topi campagnoli *Terricola savis* è dominante mentre tra i resti di uccelli la presenza di *Otis tarda* e *Otis tetrax* suggeriscono delle fasi a carattere steppico. Le faune fossili indicano un paesaggio caratterizzato da numerosi spazi aperti a cui si interponevano ambienti forestali di boschi di latifoglie e aree paludose umide in cui trovavano rifugio gli ippopotami. Quest'ambiente si sarebbe instaurato nella penisola salentina durante l'ultimo periodo interglaciale (Pleistocene superiore), circa 100-70 ka fa.



Il sito è rappresentato da una delle tante pareti di cava presenti in località S.Sidero, nel territorio amministrativo di Melpignano. La superficie sommitale di un basso rilievo morfostrutturale (Serra di Scorrano – Corigliano) è infatti sede di una intensa attività estrattiva che interessa la formazione della Pietra leccese (Miocene sup.). Sui fronti di cava, in prossimità della superficie topografica, è possibile osservare numerosi fusi carsici, localmente denominati *ventarole*, impostati lungo le principali discontinuità presenti nel corpo geologico e colmati da depositi colluviali sabbioso-argillosi di colore rossastro. I riempimenti delle ventarole di S. Sidero hanno restituito numerosi resti fossili di vertebrati continentali conservati in massima parte presso il Museo Paleontologico di Maglie. Le ventarole, cavità imbutiforme a sviluppo prevalentemente verticale, hanno infatti funzionato da trappole per la fauna vivente nei dintorni o, più probabilmente, costituivano il recapito finale delle acque dilavanti che trasportavano



L'imbocco imbutiforme delle ventarole è mascherato dai muri di contenimento realizzati con conci. Il rivestimento è reso necessario dalla presenza di depositi colluviali sciolti di colore rossastro, riccamente fossiliferi

Bibliografia essenziale

BARBERA C., RAIA P., MELORO C. (2006) – I mammiferi di Melpignano conservati presso il Museo di Paleontologia di Napoli. *Thalassia salentina*, 29, suppl. 2006, 237-243.

BOLOGNA P., DI STEFANO G., MANZI G., PETRONIO C., SARDELLA R., SQUAZZINI E. (1994) – Late Pleistocene mammals from the Melpignano (LE) "ventarole": preliminary analysis and correlations. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33(2), 265-274.

PETRONIO C., PANDOLFI L. (2008) – *Stephanorhynchus hemitoechus* (Falconer, 1868) del Pleistocene superiore dell'area di Melpignano-Cursi e S.Sidero (Lecce, Italia). *Geologica Romana*, 41, 1-12.

DE GIULI C. (1983) – Le faune pleistoceniche del Salento. 1. La fauna di San Sidero. *Quaderni del Museo di Paleontologia di Amglie*, 1, 45-84.

Longitudine **18,27050** • Latitudine **40,13653**



Vista panoramica della Vora del Genio Civile (Scorrano)

Il sito è ubicato a sud-ovest del centro abitato di Scorrano, in un paesaggio tipicamente agrario del Salento meridionale caratterizzato da piccoli appezzamenti delimitati da muretti a secco. Qui si trova la Vora del Genio Civile, un importante inghiottitoio carsico che ha subito nel corso degli ultimi decenni una serie di interventi per garantirne l'efficienza idraulica. Il termine dialettale *vora* (sinonimo di *aviso*, *ausu*, *ora*, *oria*, *etc.*) viene generalmente utilizzato per indicare una depressione carsica o una cavità carsica a sviluppo prevalentemente verticale nella quale possono confluire le acque superficiali. Secondo questa accezione il termine dialettale *vora* è un sinonimo del termine inghiottitoio carsico che nel linguaggio scientifico corrisponde ai vocaboli inglesi *sink* o *sinkhole*. Dunque l'inghiottitoio carsico, come questa vora, è essenzialmente, per i flussi idrici superficiali, il "varco" all'interfaccia atmosfera - litosfera, di passaggio dall'ambiente epigeo al reticolo drenante carsico ipogeo, con recapito finale nelle falde idriche profonde. L'inghiottitoio riceve le acque convogliate dal reticolo idrografico endoreico sviluppatosi nell'area del Bosco Belvedere, che dal punto di vista geomorfologico è un sedipiano di età mediopleistocenica compreso tra le dorsali morfostrutturali della Serra di Nociglia, ad est, e della Serra di Supersano, ad ovest. In quest'area le particolari caratteristiche stratigrafiche hanno permesso lo sviluppo di un paesaggio prodotto da fenomeni del carsismo di contatto, a causa della presenza di un contatto tra rocce non carsificabili e rocce permeabili e carsificabili. Localmente, le prime sono rappresentate dalle sabbie quarzose-micacee del Pleistocene medio, le seconde dalle calcareniti clinostratificate del Pleistocene inferiore. Questa particolare struttura geologica favorisce l'afflusso di acque "allogeniche" (drenate in terreni non carsificati adiacenti) verso aree depresse marginali. Inoltre, nel tempo le direzioni di deflusso delle acque sono state condizionate da un "basculamento" verso NE che ha interessato l'intera penisola salentina, ed i probabili sollevamenti locali, determinando così un maggiore sviluppo dei corsi d'acqua diretti verso nord. È frequente riscontrare anche concordanza tra le direzioni dei solchi erosivi e i principali allineamenti tettonici regionali. Nel sito qui descritto l'originaria continuità del reticolo idrografico è stata interrotta dalla formazione di una *dolina da crollo* che ha avuto come conseguenza diretta la "cattura" del corso d'acqua e la creazione di una "valle morta" (a valle del punto di cattura). In geomorfologia questo fenomeno viene conosciuto come "*retrocessione degli inghiottitoi carsici*". A valle dell'inghiottitoio carsico, infatti, è possibile ancora riconoscere le forme di un tratto relitto di reticolo idrografico (appunto, la "valle morta") non più percorso dalle acque provenienti dall'originale bacino idrografico. La valle può riattivarsi durante le precipitazioni più intense allorquando la portata del corso d'acqua supera di gran lunga la capacità di infiltrazione in corrispondenza della dolina da crollo. Il sito comprende dunque sia le forme epigee che quelle ipogee, testimonianze del fenomeno e del processo in atto come anche del contesto geologico che li determinati e condizionati. Per questo motivo gli si aggiunge la qualifica di "geosito ipogeo".



Bibliografia essenziale

- SANSÒ P., MARGIOTTA S., MASTRONUZZI G., VITALE A. (2013) – The geological heritage of Salento leccese area (Apulia, southern Italy). *Geoheritage*, in press.
- SELLERI G., SANSÒ P., WALSH N. (2002). The contact karst of Salento region (Apulia, Southern Italy). In F. Gabrovšek eds. *Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation*, pp. 275-282.
- SELLERI G., SALVATI R., SANSÒ P. (2003). Doline di crollo (cave-collapse sinkholes) in località Spedicaturo (Salento centro-meridionale). *Thalassia Salentina*, suppl. 26, 175-181.
- SELLERI G., SANSÒ P., WALSH N. (2003). The karst of Salento region (Apulia, Southern Italy): constraints for management. *Acta Carsologica*, 32 (1), 19-28.

Longitudine **18,30100** • Latitudine **40,05910**



La morfologia originaria della vora è stata profondamente alterata da importanti lavori di sistemazione idraulica



Vista delle dune stabilizzate dalla macchia mediterranea

a circa 250 m. La prima generazione di depositi eolici è caratterizzata da sabbie a laminazione incrociata ben cementate, depositate nel corso dell'Olocene medio, in seguito ad un primo stazionamento del mare, probabilmente, circa alla posizione attuale: analisi al C^{14} su *Helix spp.*, provenienti da questo cordone, indicano un'età di circa 6.000 anni BP. In una fase eolica successiva si è avuto l'accumulo di un altro cordone dunare sul precedente che risalirebbe a circa 2.500 anni BP e si estenderebbe fino all'attuale. Questi depositi eolici sono coevi con i depositi più noti situati nelle località di Lizzano, Campomarino, Torre Zozzoli e Torre San Vito sullo Jonio e quelli di Torre Canne Rosa Marina e Torre Guaceto sull'Adriatico.



Le dune Oloceniche di Torre Sgarrata si trovano circa 3 km a ovest della fascia costiera del Comune di Lizzano, in provincia di Taranto, e si estendono per circa 1 km. Esso è uno dei tanti siti lungo la costa pugliese ove si leggono i prodotti delle fasi di morfogenesi dunare avvenuti con l'arrestarsi della trasgressione olocenica (p.es.: CGP0084, CGP0061, CGP0388). I depositi della duna di Torre Sgarrata sono costituiti da sabbie bioclastiche di colore grigio o grigio-rossastro, di due differenti generazioni, caratterizzate da un'evidente stratificazione incrociata ad alto angolo, dove sono, intercalati localmente livelli di qualche cm di suolo bruno; questi depositi ricoprono quelli calcarenitici del Pleistocene superiore – Tirreniano. La costa rocciosa bassa digradante che caratterizza quest'area è stata messa in evidenza dai processi erosivi che hanno scalzato il piede del corpo dunare. Le spiagge, dal punto di vista geografico-fisico e geomorfologico, sono classificate come *mainland beaches*, ovvero spiagge trasgressive sul basamento roccioso locale. Queste spiagge sono costituite prevalentemente da sedimenti autoctoni derivanti da processi di demolizione e disfacimento del substrato roccioso con successiva rielaborazione da parte delle popolazioni biocenotiche presenti sul fondale. La zona di retroduna è marcata da limi sabbiosi di colore brunastro e si trovano tra la scarpata che delimita verso mare il terrazzo marino e il corpo dunare. Questa zona, topograficamente depressa in origine, attualmente è occupata da coltivazioni o da abitazioni private che hanno causato la perdita dei suoi caratteri naturali. Il sistema dunare che borda la spiaggia è costituito da una serie di più cordoni di dune alti fino a circa 13 metri; tale fascia di cordoni è ampia fino



Il sistema dunare e la spiaggia



Un varco artificiale, aperto nel cordone dunare

Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley, Sons, LTD, Chichester, U.K., 43 – 65.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene Coastal Dune Development and Environmental Changes in Apulia (Southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

Longitudine **17,39958** • Latitudine **40,33578**



Panoramica verso Ovest del sistema dunare di Palagiano

arborea ed arbustiva. In genere essi non mostrano cementazione come i cordoni delle coste salentine; ciò è probabilmente da mettere in relazione alla notevole presenza di granuli silicatici che in presenza di acque di precipitazione ricche in CO_2 non producono quantità di carbonato di calcio sufficiente a determinarne la cementazione per riprecipitazione. Nell'area più interna è possibile riscontrare la presenza di aree densamente vegetate con prevalenza del Pino d'Aleppo. Nella zona retrodunale, in aree topograficamente più depresse, sono aree più o meno estese di ristagno d'acqua a carattere stagionale alimentati dall'emergenza dell'acqua di falda.

Il sito rappresentato da questo sistema dunare si trova tra la foce del Fiume Patemisco e la località Lido Azzurro, lungo il litorale ionico, circa 1,5 km a Ovest della città di Taranto. In effetti i caratteri qui descritti, e di conseguenza l'interesse sono propri dell'intero sistema dunare che si estende praticamente senza soluzione di continuità da Lido Azzurro sino al confine con la Basilicata. L'area in cui è tale sito rappresenta la propaggine meridionale estrema della Fossa Bradanica dove affiorano i cosiddetti depositi marini terrazzati, riferibili al Pleistocene Superiore, e depositi sabbiosi, sabbiosogliaiosi e sabbioso-limosi della piana costiera ionica di età olocenica. La fascia litorale è costituita da depositi di dune costiere e spiaggia attuale. Dal punto di vista geomorfologico le spiagge sono definibili quali *prograded beaches*, spiagge connesse alle aree retrostanti di palude e/o laguna realizzatesi con la culminazione della trasgressione del livello del mare nel corso dell'Olocene. Essa si è stabilizzata circa alla posizione attuale circa 6000 anni fa; in questo intervallo di tempo, pur marcato dal continuo sollevamento del livello del mare, il bilancio sedimentario delle spiagge dell'arco jonico è stato tale da permettere la progradazione della spiaggia e conseguentemente da permettere l'accumulo di alti cordoni dunari. Essi sono quindi stati costruiti nel corso di circa 6.000 anni dal continuo accumulo da parte del vento di sedimenti fini; questi ultimi derivano dai materiali alloctoni immessi nella circolazione costiera dai fiumi appenninici che versano nel Golfo di Taranto e da materiali autoctoni costituiti da frammenti delle conchiglie delle popolazioni biocenotiche presenti sul fondale. Queste condizioni di alimentazione continua sono probabilmente a spiegare come mai lungo l'arco jonico la costruzione degli apparati dunari è stata continua mentre lungo le coste del Salento, joniche ed adriatiche, essa è stata segnata da fasi delimitate nel tempo (cfr p.es.: CGPo092; CGPo101; CGPo284; CGPo308). Il corpo dunare, è composto da sabbie fini, ed è organizzato in più cordoni paralleli fra di loro. Il primo, quello verso mare, si forma grazie alla presenza di vegetazione pioniera; quelli più interni, via via più vecchi, non essendo più alimentati da nuovi accumuli eolici di sabbie, sono stabilizzati da vegetazione



Bibliografia essenziale

CILUMBRIELLO A., SABATO L., TROPEANO M., GALLICCHIO S., GRIPPA A., MAIORANO P., MATEU-VICENS G., ROSSI C.A., SPILOTRO G., CALCAGNILE L., QUARTA G. (2010) - Sedimentology, stratigraphic architecture and preliminary hydrostratigraphy of the Metaponto coastal-plain subsurface (Southern Italy). In: Bersezio e Amanti M. (eds.), Proceedings of the National Workshop Multidisciplinary approach for porous aquifer characterization, Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, XC, 67-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene Coastal Dune Development and Environmental Changes in Apulia (Southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

PESCATORE T., PIERI P., SABATO L., SENATORE M.R., GALLICCHIO S., BOSCAINO M., CILUMBRIELLO A., QUARANTIello R., CAPRETTO G. (2009) - Stratigrafia dei depositi pleistocenico-olocenici dell'area costiera di Metaponto compresa fra Marina di Ginosa ed il Torrente Cavone (Italia meridionale): Carta geologica in scala 1:25.000. *Il Quaternario*, 22 (2), 307-324.

VEZZANI L. (1967) - I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.* in Catania, s. IV, 18, 159-180.

Longitudine **17,12278** • Latitudine **40,52000**



Dettaglio della spiaggia al piede della duna (con presenza di rifiuti)



Dettaglio dei limi lacustri a *Planorbis* e gasteropodi continentali

Questa successione stratigrafica affiora in due aree limitrofe corrispondenti a due trincee stradali situate nella parte Nord Ovest del primo seno del Mar Piccolo, dove la Via Galeo costeggia il ciglio della falesia del Mar Piccolo (cfr CGPo098) e presso l'ampia depressione che segna la sorgente Galeo (cfr CGPo112). Quest'area è certamente una delle più belle e interessanti del primo seno del Mar Piccolo anche perchè dalla sommità della trincea più prossima alla falesia, all'interno di una pur limitata pineta, si gode di un'ampia vista panoramica sull'intero primo seno. Infatti, la sezione affiorante assume particolare interesse geomorfologico proprio perchè è possibile riconoscere la parte trasgressiva della successione stratigrafica locale rappresentata dai depositi marini terrazzati del Tirreniano e quindi anche la parte regressiva. In corrispondenza delle due trincee realizzate per la costruzione della strada che conduce al fiume Galeo è riconoscibile, dal basso, la formazione delle Argille Subappennine su cui

poggiano depositi lagunari a *Planorbis spp* a travertino fitoeremale e quindi i depositi marini delle panchine del Tirreniano con cespi globulari del corallo coloniale *Cladocora caespitosa*. Nella parte alta della successione infine sono depositi che sembrano individuare la regressione marina con valve di *Cerastoderma sp* e di altri organismi quali *Bittium reticulatum*, oligospecifiche, tipiche di aree marine costiere poco profonde. Il sito aumenta il suo valore perchè è l'unico del primo seno in cui sia ancora riconoscibile la falesia originaria e dove si conserva un minimo del paesaggio naturale frequentato da avifauna. Insieme ad altre sezioni stratigrafiche riconosciute all'intorno del Mar Piccolo e del Mar Grande di Taranto, quella affiorante in questo sito permette di supportare la proposta del piano Tarentino, definito nell'area di Taranto in sostituzione del Tirreniano la cui area rappresentativa non è più fruibile.



Bibliografia essenziale

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 21, 525-547.

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2000) - Isoleucine epimerization ages, Th/U analyses on raised quaternary marine deposits in the Chéradi Islands and in the Taranto area (Apulia - Southern Italy). *Quaternary Science Reviews*.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pléistocène and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8, 4, 82-105.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., RICCHETTI G. (1989) - Aspetti della evoluzione olocenica della costa pugliese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 42, 287-300.

Longitudine **17,24612** • Latitudine **40,49929**



La successione stratigrafica visibile lungo il taglio stradale



L'unità I, caratterizzata dalle strutture stromatolitiche, si trova poco al di sopra del livello del mare (Foto M. Caldara per A. Piscitelli)

A Trani affiora una successione costituita da depositi di transizione e depositi continentali. Nella serie spiccano alcuni strati rappresentativi di una maggiore altezza del livello del mare e risalenti al Pleistocene. Più nel dettaglio, i ricercatori riconoscono tre unità quaternarie, denominate, dalla più antica alla più recente, con i nomi di Unità I, Unità II e Unità III; queste affiorano in maniera discontinua lungo la falesia, al di sotto della villa comunale. Dal punto di vista del geologo, la successione suscita un notevole interesse per la presenza di stromatoliti fossili nell'Unità I, un deposito calcareo in parte costituito da livelli accumulatisi in ambienti salmastri o ipersalini. Le stromatoliti di Trani sono rappresentate da corpi con forme generalmente colonnari a sezione costante o con diametri che crescono verso l'alto, raggiungendo dimensioni variabili, di circa 30 cm in altezza e 20 cm in diametro. Sono presenti rare forme piatte a lamine piano parallele. La roccia conserva fossili di microorganismi (in genere foraminiferi e ostracodi) e resti algali (oogoni di Characeae).

L'associazione fossilifera, costituita da poche specie che tollerano condizioni acquatiche estreme, suggerisce che il deposito possa essersi formato in ambienti salmastri o sovrasalati. Attualmente le stromatoliti si formano in ambienti marini marginali, nella zona intertidale o subtidale. Sono strutture sedimentarie laminare che si formano per intrappolamento periodico di fango carbonatico in una mucillagine di alghe azzurre e/o batteri. La morfologia delle stromatoliti è molto variabile, da lamine ondulate fino a forme mammellonari e colonnari. Stromatoliti moderne simili a quelle fossili di Trani si formano in ambienti protetti dal moto ondoso, in acque generalmente sovrasalate o dominate da salinità molto variabili, in regime subtropicale e tropicale. Queste ed altre evidenze suggeriscono che il deposito tranese si sia formato in un regime climatico caratterizzato da temperature medie dell'acqua di almeno 10-12 °C più alte rispetto alla media registrata per le attuali lagune costiere del basso Adriatico. Datazioni ottenute su resti di ostracodi (*Cyprideis torosa*) suggeriscono che l'Unità I si sia accumulata durante la Stadiale Isotopico Marino 9, un periodo datato tra circa 300.000 e 350.000 anni fa, caratterizzato da alte temperature e alto stazionamento del livello del mare.



Bibliografia essenziale

CALDARA, M., IANNONE, A., LOPEZ, R., SIMONE, O., DE SANTIS, V., TORRES, T., ORTIZ, J.E. (2013). New data on the Pleistocene of Trani (Adriatic coast, southern Italy). *Italian Journal of Geosciences* 132 (2), 239-253.

DE SANTIS V., CALDARA M., TORRES T., ORTIZ J.E. (2013). Two middle Pleistocene warm stages in the terrace deposits of the Apulia region (southern Italy). *Quaternary International*. (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.10.009>

Longitudine **16,43716** • Latitudine **41,27093**



Alcune stromatoliti presentano una forma mammellonare (Foto M. Caldara per A. Piscitelli)



Le stromatoliti di Trani sono spesso caratterizzate da forme colonnari, sviluppate maggiormente in altezza (Foto M. Caldara per A. Piscitelli)



Bacino salante

Le Saline di Margherita di Savoia, relitto dell'ex Lago di Salpi, costituiscono la parte meridionale dell'estesa e pregevole area umida presente lungo la costa del Tavoliere di Puglia. Sin dai tempi antichi, questa località era nota per la presenza di saline naturali, ma solo nel secolo scorso si sviluppò a livello industriale, con l'aumento delle superfici *evaporanti e salanti*, la cui produzione attuale, stimata in 5.500.000 quintali all'anno, la porta ad essere la più estesa e produttiva salina d'Europa. L'area produttiva si estende lungo una fascia a ridosso dell'arenile per circa 20 km, occupando una superficie complessiva di circa 4.500 ettari, di cui 4.000 coperti dalle acque. La superficie idrica è divisa in due zone funzionali al processo produttivo del sale: evaporante e salante. Nella superficie evaporante, che occupa la zona nord dell'area ed estesa circa 3.500 ha, viene immessa mediante idrovore presenti lungo costa acqua marina, che subisce un progressivo addensamento fino a raggiungere il limite di saturazione in seguito al raggiungimento del quale, le acque, passano alla zona *salante*, costituita da vasche a geometria regolare limitate da sottili cordoli sabbiosi popolati da vegetazione igrofila, estese circa 500 ha e posizionate a ridosso del centro abitato. I sottoprodotti del processo, acque madri e fanghi naturali ricchi di bromo, iodio e altri sali minerali inoltre, risultano particolarmente idonei ad essere utilizzati a scopo terapeutico, e questo ha permesso la nascita di un centro di trattamento termale. Uno dei fattori che hanno permesso la nascita di questo polo di eccezionale importanza è dovuto alla presenza in superficie di unità litologiche argillose pressoché impermeabili, costituenti un letto naturale che impedisce alle acque marine utilizzate nei processi di infiltrarsi nel sottosuolo e a cui si aggiungono altri fattori come il territorio pianeggiante, il clima ventilato e poco piovoso che formano le condizioni ideali per il processo produttivo del sale. La comunità locale attribuisce un valore eccezionale alle saline in quanto la storia della cittadina è vissuta in perfetta simbiosi con esse, costituendone nel tempo un carattere dal grande valore identitario e che insieme all'enorme patrimonio ecologico ed ambientale che da esse deriva, costituisce una meta dalle grandi potenzialità turistiche ed occupazionali.



Bibliografia essenziale

- BOENZI F., CALDARA M. AND PENNETTA L. (2001) - History of the Salpi lagoon-sabkha (Manfredonia Gulf, Italy). *Il Quaternario*, 14(2)
- CALDARA M., PENNETTA L. AND SIMONE O. (2002) - Holocene Evolution of the Salpi Lagoon (Puglia, Italy). *Journal of Coastal Research* SI 36 124-133
- CALDARA M. AND PENNETTA L. (1992). Interpretazione paleoclimatica di dati preistorici e storici relativi all'entroterra del Golfo di Manfredonia. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 42 (1989), 197-207.
- LOPEZ S. (1987). La città delle saline più grandi d'Europa. Margherita di Savoia e i suoi antichi insediamenti sommersi. 2nd edition, Margherita di Savoia: Tipografia Santobuono, 7-23.
- SIMONE O. (2003) - Evoluzione Olocenica e dinamica ambientale delle piane costiere pugliesi. Tesi di dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XVI ciclo.

Longitudine **16,09757** • Latitudine **41,38484**



"Montagna di sale"



Panoramica dell'area dell'invaso

La diga di Occhito sul fiume Fortore dà origine ad uno dei laghi più grandi d'Italia; lo sbarramento, in terra zonata con nucleo centrale, ha una altezza di circa 60 m sul piano campagna e i lavori per la sua realizzazione, iniziati nel 1957 e terminati nel 1966, hanno permesso l'accumulo dei deflussi del fiume Fortore, risultando di determinante importanza ai fini degli approvvigionamenti idrici di natura potabile ed irrigua del comprensorio agricolo presente nella zona, in un territorio a forte vocazione agricola ma povera di risorse idriche. La realizzazione dell'invaso ha comportato una occupazione antropica sempre maggiore della pianura alluvionale ed una inevitabile perdita di energia delle acque del fiume, con conseguente innalzamento del letto di magra e rimodellamento delle sponde non più evidenti e definite. La geologia dell'area risulta di fondamentale importanza per la tenuta del corpo idrico dell'invaso, resa possibile dalla presenza in sito di unità litologiche impermeabili, che non consentono all'acqua

di infiltrarsi nel sottosuolo. In particolare, la maggior parte dell'area è occupata in superficie da coltri di copertura di frana, depositi eluvio-colluviali, depositi detritici e alluvioni terrazzate attuali di età quaternaria - olocenica a bassa permeabilità, che poggiano su un substrato cretacico e miocenico. La morfologia della zona è estremamente accidentata: dai rilievi montuosi con pareti ripide e scoscese e rare forre strette e profonde si passa rapidamente a valli per lo più aperte con versanti a debole pendenza. Questi ultimi, soprattutto a ridosso dei corsi d'acqua, vengono di frequente interessati da processi gravitativi di versante che dipendono dalle rapide e profonde variazioni litologiche che caratterizzano i terreni. L'articolato paesaggio morfologico, rende alcuni tratti dei versanti particolarmente affascinanti e meta di fruizione attraverso visite guidate a scopo naturalistico. La realizzazione del lago di Occhito quindi, sebbene abbia impoverito l'agricoltura locale, privandola di terra fertile, utilizzata oltre che per l'invaso anche per il necessario rimboscimento dei terreni circostanti, ha arricchito il paesaggio di vedute straordinarie e suggestive, creando un habitat ideale quale luogo di sosta, rifugio e riproduzione per numerose specie animali e abitualmente frequentato dagli appassionati di pesca che, grazie alle attività di ripopolamento del lago, possono trovare varie specie di pesci, tra cui carpe, cavedani, pesci gatto, lucci, tinche e anguille.



Veduta ravvicinata dell'invaso



Bibliografia essenziale

Autorità di Bacino dei fiumi Trigno, Biferno e minori, Saccione e Fortore (2010) – Progetto di piano stralcio "piano di gestione dei sic/zps del fiume fortore".

CESTARI G., MALFERRARI N., MANFREDINI M., ZATTINI N. (1975) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia foglio 162 "Campobasso". Serv. Geol. d'it., Roma.

JACOBACCI A., MALATESTA A., MARTELLI G., STAMPANONI G. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Foglio 163 "Lucera". Serv. Geol. d'it., Roma.

JACOBACCI A., MARTELLI G. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Foglio 174 "Ariano Irpino". Serv. Geol. d'it., Roma.

Longitudine **14,95060** • Latitudine **41,58183**



Il corpo della diga



Vista panoramica del sito

In territorio tranese, tra il molo meridionale del Porto di Barletta (località Belvedere) e le Paludi di Boccadoro (località Caraturo), in corrispondenza della parte settentrionale delle Murge, si estende "Ariscianne", una delle poche zone umide della Puglia, attualmente bonificata e la cui esistenza è testimoniata fin da tempi storici in numerosi documenti cartografici. I tentativi di bonifica della palude *Ariscianne* ebbero luogo a partire dal secolo XIX. Tra i più significativi merita segnalazione il progetto dell'Ing. Suppa, il quale prevedeva la captazione delle acque emergenti nelle contrade Caraturo e Boccadoro e il loro trasporto fino a Trani; il progetto non fu realizzato a causa dei costi elevati. Successivamente furono attuati alcuni interventi concretizzati nella realizzazione di una fitta rete di canalizzazioni principali e secondarie attraverso cui le acque di falda venivano drenate, incanalate e fatte defluire in mare, attuando in questo modo la bonifica dell'area, rendendola idonea alla frequentazione antropica ed in special modo alle attività agricole, che hanno così utilizzato i fertili terreni paludosi presenti. Attualmente in questa stretta fascia costiera sono presenti canneti, acquitrini, piccoli stagni, rigagnoli e canali che costituiscono habitat di notevole importanza per uccelli acquatici e rettili, che si realizza per la morfologia dolcemente depressa, che ne favorisce l'impaludamento, e per il cospicuo afflusso di acqua della falda carsica ospitata nei calcari mesozoici, localmente ricoperti da depositi marini e paludosi spessi qualche metro, e che vengono a giorno lungo costa attraverso sorgenti di "contatto", ovvero, dovute alla differente permeabilità delle rocce. Sebbene il sito sia stato oggetto di interventi di bonifica che ne hanno alterato l'originario equilibrio, risulta di notevole importanza ecologica per il gran numero di specie animali e vegetali presenti, anche molto rare quali ad esempio il *Chiurlottello* o *Numenius tenuirostris*, uccello che generalmente vive in Europa orientale, la cui valorizzazione dovrebbe essere finalizzata principalmente alla conservazione e riqualificazione naturalistica. La crescente sensibilizzazione della popolazione ai temi dell'ambiente, ha scoperto negli ultimi tempi anche la vocazione turistica della zona, che ben si presta ad essere palestra di educazione ambientale per scolaresche e meta di turismo per coloro che prediligono gli ambienti naturali.



Bibliografia essenziale

BOENZI F., CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2003) - Environmental aspects related to the physical evolution of some wetlands along the Adriatic coast of Apulia (Southern Italy): a review. *Journal of Coastal Research* SI 39, (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium) March 14-19, 2004, Italy - Brazil.

CALDARA M., LOPEZ R., PENNETTA L. (1996) - L'entroterra di Barletta (Bari): considerazioni sui rapporti fra stratigrafia e morfologia. *Il Quaternario*, 9 (1), 337-344.

CALDARA M., CAROLI I., LOPEZ R., MUNTONI I.M., RADINA F., SICOLO M., SIMONE O. (2004) - I primi risultati sulle ricerche nel sito di Belvedere - Ariscianne (Barletta) - Atti del Convegno Nazionale sulla preistoria - protostoria e storia della Daunia. San Severo 3-4-5 dicembre 2004

SIMONE O. (2003) - Evoluzione olocenica e dinamica ambientale delle pianure costiere pugliesi. Tesi di dottorato in Geomorfologia e Dinamica Ambientale, inedita, Università degli Studi di Bari, 171 pp.

Longitudine **16,34622** • Latitudine **41,30365**



Uno dei canali di drenaggio



L'area esterna delle miniere, con un torrino di accesso

In contrada Quadrone, lungo l'estesa fascia collinare che raccorda il versante sud dell'altopiano garganico ed il tavoliere, il mosaico frammentato e articolato di steppe pedegarganiche, pascoli e seminativi viene interrotto dalla presenza di piccole montagnole di terra rossa, ormai coperte di vegetazione, e da depressioni di forma sub circolare occupate in gran parte da arbusti. E' il contesto paesaggistico in cui si inserisce l'interessante complesso di archeologia industriale e mineraria rappresentato dalle miniere di bauxite di San Giovanni Rotondo, coltivate dalla società Montecatini dal 1937 al 1973. La bauxite è un minerale di estrema importanza industriale per l'estrazione dell'alluminio. Essa si forma, in clima caldo-umido, all'interno dell'ammasso di terre rosse, costituite dai minerali insolubili residuali della dissoluzione delle rocce carbonatiche, in seguito al processo di dissoluzione della roccia calcarea e concentrazione selettiva dell'allumina in noduli pisolitici. Nel promontorio questo minerale fu rinvenuto per la prima volta dal professor Squinabol, nel 1894, ma solo con l'inizio del secolo successivo, Camillo Crema (1931) estese le ricerche individuando numerosi siti in cui erano presenti depositi bauxitici. Il giacimento più esteso fu rinvenuto a San Giovanni Rotondo, intrappolato tra la parte stratigraficamente più recente della Formazione del Calcarea di Altamura e quella più antica del Calcarea di Bari. La coltivazione di tale giacimento poteva avvenire solo in sotterraneo, mediante la realizzazione di un complesso sistema di pozzi e gallerie. La miniera di San Giovanni Rotondo risulta così composta da un pozzo centrale, posizionato in corrispondenza della torre metallica e della profondità di circa 150 metri, attraverso il quale si accedeva ai livelli sotterranei. Questi ultimi, a loro volta collegati in superficie da discenderie e gallerie inclinate, alcune delle quali, allestite con rotaie il trasporto di materiali e mezzi all'uscita, dove erano sostenute da torrette in muratura, ancora oggi visibili dalla strada di accesso alla miniera. Alcune delle discenderie sarebbero ancora percorribili, ma l'accesso è impedito per l'elevato rischio di crolli. La miniera di bauxite quindi, ha rappresentato soprattutto nel dopo guerra, un importante fonte di sostentamento per la popolazione locale e, sebbene sia legata anche ad aspetti negativi della storia cittadina, rappresenta un importante elemento d'identità storica della comunità locale.



Bibliografia essenziale

CREMA C. (1931) - La bauxite in Puglia. Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia, vol. 56, 3: 1-14, Roma.

MONGELLI G. (2002) - Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: clue for past climate. Catena, 50: 43-51.

PATTERSON S.H., KURTZ H.F., OLSON J.C., NEELEY C.L. (1986) - World Bauxite Resources. Geology and Resources of Aluminium. U.S. Geological Survey Professional Paper 1076-B: 151 pp.

SPALLUTO L., PIERI P. (2008) - Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII (2008), pp. 147 - 176.

Longitudine **15,71579** • Latitudine **41,63663**



Nell'area mineraria sono ancora visibili le strutture, in disuso, per la movimentazione del materiale estratto



Ingresso di un'antica miniera alla Defensola (Foto Tarantini per G. De Giorgio)

molto ben visibile nelle miniere *Defensola A*, *Defensola B* e *San Marco*, dove è possibile osservare un caratteristico soffitto, piatto e leggermente inclinato. Tutti i complessi minerari realizzati con questa tecnica inoltre, si sviluppano con morfologia planimetrica a camere e pilastri, articolate cioè in più camere comunicanti tra di loro al cui interno sono presenti pilastri costituiti da roccia risparmiata e/o da accumuli di materiale di risulta della coltivazione, e raggiungono estensioni di coltivazione molto elevate, come nel caso della miniera *Defensola A*, la più antica miniera sotterranea d'Europa, la cui superficie sotterranea mappata raggiunge circa 3.500 m². Il distretto minerario di Vieste quindi, costituisce un sito di estrema importanza storica ed archeologica che ha permesso di riconoscere la stretta correlazione tra popolamento neolitico del Promontorio e attività mineraria, costituendo nel loro insieme un paesaggio minerario preistorico unico a livello europeo, a tratti ancora riconoscibile.

Il distretto delle miniere preistoriche di selce di Vieste è tra i più importanti d'Europa. Si estende su una superficie complessiva di circa 4 km² nella zona a nord-ovest del centro abitato, e raggruppa numerosi complessi minerari, chiamati *Defensola A*, *B* e *C*, *San Marco*, *Carabella*, *Arciprete* e *Cutinazzi*, dislocati in varie zone dei versanti delle colline che orlano le valli incise nei depositi carbonatici. Si tratta di miniere coltivate nel periodo compreso tra il VI ed il IV millennio a.C. da cui veniva estratta la selce, materia prima di fondamentale importanza per le popolazioni preistoriche, con la quale venivano realizzati per scheggiatura, utensili e armi. La distribuzione delle miniere risulta strettamente connessa al contesto geologico dell'area, caratterizzata dalla presenza in affioramento della sequenza di Monte Saraceno della Formazione dei Calcari a nummuliti, in cui sono presenti noduli di selce a tessitura finissima ed omogenea, con rare impurità, di livello qualitativo molto elevato. L'assetto giaciturale di tale sequenza inoltre, ha veicolato la loro modalità di coltivazione; il distretto minerario di Vieste infatti, risulta essere la zona di estrazione in cui sono presenti il maggior numero di miniere ad escavazione sub-orizzontale, tecnica consistente nella realizzazione di scavi sotterranei che si sviluppavano soprattutto in orizzontale, adattandosi alla giacitura degli strati calcarei e seguendo i giunti come linea guida per l'asportazione delle bancate. Questa modalità di coltivazione risulta



Panorama del versante



Bibliografia essenziale

DI LERNIA, S., FIORENTINO, G., GALIBERTI, A. AND BASILI R. (1997). Topography of Gargano mining sites between geological context and quarrying techniques: a preliminary investigation, in A. Ramos-Millán and M. A. Bustillo (eds.), *Siliceous rocks and culture. VI International Flint Symposium* (Madrid 1991), 195-209. Granada, Universidad de Granada.

GALIBERTI A. (ed.) 2005 - *Defensola. Una miniera di selce di 7000 anni fa*, Protagon: Siena.

GALIBERTI A., TARANTINI M. (2000). Scoperta di una nuova miniera di selce alla Defensola (Vieste- FG), *Atti XXI Conv. Naz. Daunia, San Severo 2000*: 57-68.

TARANTINI M. (2006). Archeologia mineraria della selce sul Gargano. *Nuove ricerche, Atti XXV Conv. Naz. Daunia, S. Severo 2004*: 41-54.

TARANTINI M. (2008). Changements techniques au IVe millénaire. Les mines de silex au Gargano (Italie) dans le contexte italienne, in *Les industries lithiques taillées des IVe et IIIe millénaires en Europe occidentale*, eds. Dias-Meirinho M. H. et alii, *British Archaeological Reports, International Series 1884*, Oxford: 331-346.

Longitudine **16,13986** • Latitudine **41,90035**



Zona interna di una miniera della Defensola (Foto Tarantini per G. De Giorgio)



Panoramica della collina di Cruci (Foto Tarantini per G. De Giorgio)

Lungo la costa settentrionale garganica, nell'entroterra del comune di Peschici, lungo i versanti che orlano la vallata del Torrente Ulso a sud-ovest dell'abitato, sono presenti, nel raggio di pochi chilometri, numerosi complessi estrattivi (*Finizia, Cruci, Martinetti, Valle Sbernia, Mastrotonno, Valle Sbernia/Guariglia, Valle Guariglia*) che costituiscono uno dei più importanti distretti minerari preistorici di selce presenti in Italia, e rappresentano un insieme estremamente omogeneo di grande rilievo sul piano nazionale ed internazionale, che conserva in alcuni tratti le evidenze anche paesaggistiche del distretto minerario. Si tratta di miniere coltivate nel IV millennio a.C. da cui veniva estratta la selce, materia prima di fondamentale importanza per le popolazioni preistoriche, con la quale venivano realizzati per scheggiatura varie tipologie di utensili e armi, come testimoniano i numerosissimi strumenti litici rinvenuti nelle vicinanze del complesso di *Cruci*, dove il terreno si presenta cosparso di schegge di calcare e di selce per diverse centinaia di metri. La distribuzione delle miniere risulta strettamente connessa al contesto geologico e morfologico dell'area, caratterizzata dalla presenza in affioramento della *Maiolica*, unità bacinale costituita da strati di calcari micritici bianchi con liste e noduli di selce e della *Scaglia*, anch'essa depositata in bacini profondi e costituita da calcari micritici farinosi con abbondanti liste di selce. A cause delle caratteristiche tecniche di questi litotipi, le modalità di coltivazione utilizzate nelle miniere del distretto sono riconducibili alla tecnica delle escavazioni verticali, che rappresentava l'unico modo di accesso quando si era in presenza di formazioni tettonizzate e farinose che non avrebbero permesso la coltivazione mediante escavazione sub-orizzontale. Alla base di questi pozzi di accesso, aventi profondità in genere non superiore a 2 metri e diametro di circa 1 m, si diramano strutture orizzontali a sviluppo planare molto ridotto o comunque relazionato al locale grado di stabilità della roccia. Il distretto minerario di Peschici quindi, costituisce un sito di estrema importanza storica ed archeologica che ha permesso di riconoscere la stretta correlazione tra popolamento neolitico del Promontorio e attività mineraria, per il quale sono da attuare misure di tutela volte alla valorizzazione ed alla fruizione culturale dell'area.



Bibliografia essenziale

DI LERNIA, S., FIORENTINO, G., GALIBERTI, A. AND BASILI R. (1997). Topography of Gargano mining sites between geological context and quarrying techniques: a preliminary investigation, in A. Ramos-Millán and M. A. Bustillo (eds.), *Siliceous rocks and culture. VI International Flint Symposium* (Madrid 1991), 195-209. Granada, Universidad de Granada.

SPALLUTO L., PIERI P. (2008). Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII* (2008), pp. 147 - 176

TARANTINI M. (2007). Le miniere neolitiche ed eneolitiche del Gargano. Tecniche estrattive e dinamiche diacroniche, *Atti XXXIX Riun. Sc. I.I.P.P.*, vol. I: 343-353.

TARANTINI M. (2008). Changements techniques au IVe millénaire. Les mines de silex au Gargano (Italie) dans le contexte italienne, in *Les industries lithiques taillées des IVe et IIIe millénaires en Europe occidentale*, eds. Dias-Meirinho M. H. et alii, *British Archaeological Reports, International Series 1884*, Oxford: 331-346.

TARANTINI M., GALIBERTI A., MAZZAROCCHI F. (2009). Gargano prehistoric flint mines: an overview, *Flint mining and quarrying techniques in Pre- and Protohistoric times, II Intern. Conference UISPP Commission on Flint Mining in Pre- and Protohistoric times*, Madrid 2009.

Longitudine **16,00101** • Latitudine **41,92128**



Interno della miniera (Foto Tarantini per G. De Giorgio)



Accumuli di scarti della lavorazione (Foto Tarantini per G. De Giorgio)



Trincea stradale in cui affiorano i calcari con liste di selce

un grande ambiente sotterraneo ad escavazione sub-orizzontale quasi totalmente impercorribile a causa della ridotta altezza del soffitto. Questa tecnica di scavo è stata resa possibile dalla presenza di materiale roccioso più compatto ed è simile a quella di molte strutture minerarie presenti a Vieste. Lo sviluppo di questo settore estrattivo è stimato in circa 2.000 m². Il distretto di Mattinata, costituisce un sito di estrema importanza storica ed archeologica per il quale sono auspicabili misure di tutela volte alla valorizzazione ed allo studio sistematico dell'area, soprattutto per il complesso *Carmine B*, le cui dimensioni di sviluppo possono essere comparate, in base alle indagini geofisiche realizzate, alle miniere *Defensola A* ed *Arciprete A* di Vieste.

Il complesso minerario di Mattinata è ubicato a circa 3 km dal centro abitato, in direzione NNE, lungo la parte sommitale del versante del rilievo collinare che domina la zona costiera. Copre una superficie di circa 3 ettari e si articola in due blocchi distinti, chiamati *Carmine A* e *Carmine B*, riferibili a fasi cronologiche di coltivazione differenti. Si tratta di miniere coltivate dal Neolitico per l'estrazione della selce, materia prima di fondamentale importanza per le popolazioni preistoriche, con la quale venivano realizzati per scheggiatura varie tipologie di utensili e la cui distribuzione risulta strettamente connessa al contesto geologico e morfologico dell'area. Essa è caratterizzata dalla presenza in affioramento della *Maiolica*, unità bacinale costituita da strati di calcari micritici bianchi con liste e noduli di selce. Questa unità si presenta tettonizzata nella parte alta del versante, in corrispondenza del settore estrattivo *Carmine A*, mentre risulta più compatta e stratificata alle quote più basse, in corrispondenza del settore *Carmine B*. La selce in essa contenuta si presenta in noduli sottili e molto allungati, ha una tessitura molto fine e le variazioni cromatiche assumono tonalità dal bruno grigiastro al bruno scuro. Le miniere del settore *Carmine A*, in particolare, sono costituite da numerose strutture dislocate lungo il pendio, la più importante delle quali è posizionata lungo la trincea stradale ed è costituita da una grande camera con sviluppo di almeno 9 metri ed altezza che in molti punti supera 2 metri. Invece, al settore di miniera *Carmine B*, posizionato a valle della strada, si accede tramite un pozzo circolare largo 115 cm e profondo circa 170 cm presente in superficie, che immette in



Negli scavi, alcune "colonne" sono state lasciate a sostegno della volta



Bibliografia essenziale

SPALLUTO L., PIERI P. (2008). Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII (2008), pp. 147 - 176

TARANTINI M. (2008). Changements techniques au IVe millénaire. Les mines de silex au Gargano (Italie) dans le contexte italienne, in Les industries lithiques taillées des IVe et IIIe millénaires en Europe occidentale, eds. Dias-Meirinho M. H. et alii, British Archaeological Reports, International Series 1884, Oxford: 331-346.

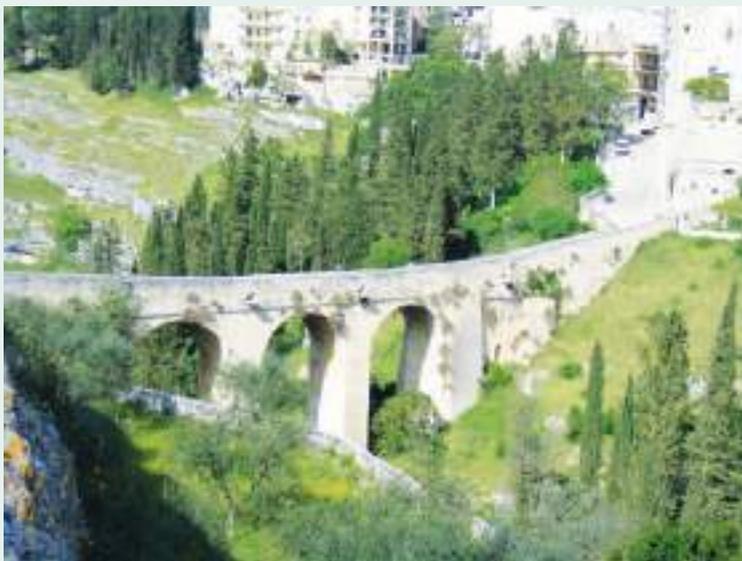
TARANTINI M., GALIBERTI A., MAZZAROCCHI F. (2009). Gargano prehistoric flint mines: an overview, Flint mining and quarrying techniques in Pre- and Protohistoric times, II Intern. Conference UISPP Commission on Flint Mining in Pre- and Protohistoric times, Madrid 2009.

TARANTINI M., GALIBERTI A. (2011). Le Miniere di selce del Gargano VI-III millennio a. C. Alle origini della storia mineraria europea. Rassegna di Archeologia, preistoria e protostoria, 244, 2009-2011.

Longitudine **16,07436** • Latitudine **41,71661**



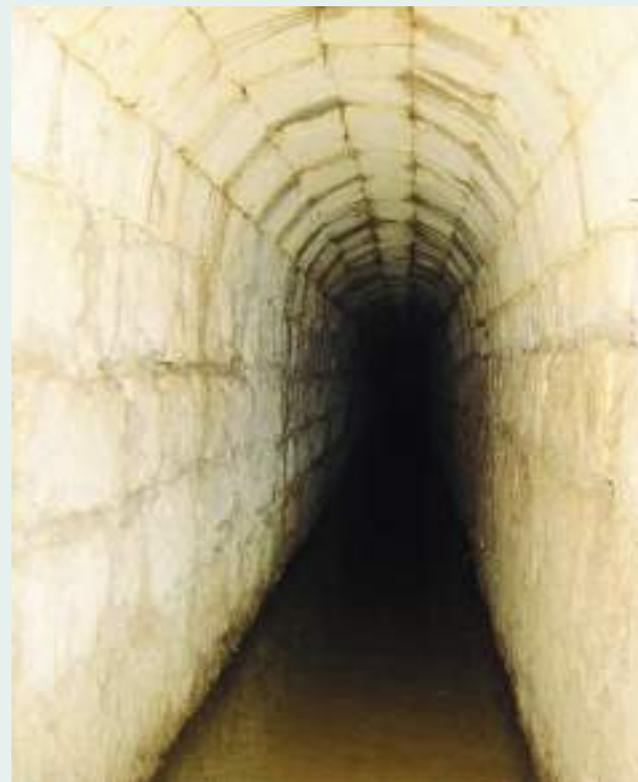
Accumuli di scarti della lavorazione



L'acquedotto, in corrispondenza dell'attraversamento della gravina, corre in un ponte-canale

L'opera di presa è situata presso "Fontana S. Angelo" in destra idrografica del Torrente Gravina e l'acquedotto, dopo circa 3.5 km e 7 m di dislivello termina in sinistra dello stesso impluvio presso l'abitato con una vasca di decantazione in zona Padre Eterno. L'incisione è attraversata con un ponte lungo circa 90 metri, che costituisce un pregevole elemento architettonico caratterizzante dal punto di vista paesaggistico questo tratto del torrente. Dal punto di vista idraulico l'acquedotto inizia con un tratto a pelo libero costruito con tecnica mista (scavo in roccia e muratura) e termina con un tratto in pressione costruito con condotte in terracotta. Particolarmente interessante è l'opera di presa costituita da un complesso di strutture semi-sotterranee che consentono la captazione, la decantazione, l'accumulo e la distribuzione dell'acqua di falda. Le strutture di captazione che maggiormente caratterizzano l'opera di presa sono le 102 nicchie scavate nella calcarenite per intercettare i flussi idrici e disposte trasversalmente al condotto di raccolta.

La captazione e la distribuzione delle scarse risorse idriche che l'assetto geologico rendeva sfruttabili è stata un'attività di cruciale importanza per le popolazioni che hanno abitato la Puglia nel corso dei secoli. Il censimento degli acquedotti ipogei italiani ha rivelato una realtà poco conosciuta: anche in Puglia è presente un consistente numero di tali opere con ben 11 acquedotti di cui uno, quello di Montemilone, condiviso con la Basilicata. L'Acquedotto sotterraneo "Sant'Angelo-Fontane della Stella" di Gravina in Puglia è uno tra gli esempi più rappresentativi di queste opere intimamente legate alle condizioni idrogeologiche e geomorfologiche locali. L'opera idraulica è stata realizzata in prevalenza nel XVIII secolo anche se la presenza di sorgenti nel territorio di Gravina era nota già nei secoli precedenti e alcune di esse come la "Grotta della Fonte" sono state incorporate nella struttura. Le acque vengono captate in corrispondenza del contatto tra sabbie e argille (Argille Subappennine). Il manufatto si sviluppa grossomodo in direzione NW-SE.



Dettagli delle opere interne all'acquedotto: in alto, la sezione della galleria rivestita in conci di calcarenite; in basso, un tratto del condotto di raccolta (foto di M. Marrocchi per G. De Giorgio)



Bibliografia essenziale

Bixio R., Castellani V., Savino G. (1999). Matera e Gravina: indagini speleologiche sulle strutture sotterranee artificiali delle Murge. *Opera Ipogea*, anno 1, n. 1, 5-16.

Bixio R., Parise M., Saj S., Traverso M., (2007). L'acquedotto sotterraneo di Gravina in Puglia "Sant'Angelo - Fontane della Stella". *Opera Ipogea*, anno 9, n. 1, 105-112.

Germani C., Galeazzi C., Parise M., Sammarco M. (2009). La carta degli antichi acquedotti sotterranei: stato dell'arte e prospettive future 01/2009; In proceeding of: Convegno "Acque interne in Italia: uomo e natura", Volume: Atti Convegni Lincei, vol. 250

Di Lernia, S., Fiorentino, G., Galiberti, A. and Basili R. (1997). Topography of Gargano mining sites between geological context and quarrying techniques: a preliminary investigation, in A. Ramos-Millán and M. A. Bustillo (eds.), *Siliceous rocks and culture. VI International Flint Symposium (Madrid 1991)*, 195-209. Granada, Universidad de Granada.

Longitudine **16,39717** • Latitudine **40,82860**



Il pozzo si presenta mascherato dalla fitta vegetazione

ad Est e avente dimensioni maggiori rispetto agli altri, aveva il compito di convogliare le acque della vasca nei condotti dell'acquedotto, fino alla città di Brindisi. Il cunicolo maggiore era alto poco più di 2 metri e poggiava alla base della vasca sui sedimenti sabbiosi, gli altri quattro invece, avevano altezza di 1,50 metri e poggiavano su una base di tufi calcarenitici, rialzati di circa 30 cm dal fondo. Attualmente la visita del sito risulta molto complessa a causa della fitta vegetazione presente, che ha in parte occluso i canali inibendone la funzionalità drenante.



Il Pozzo di Vito, ubicato nel territorio di San Vito dei Normanni, rappresenta un'interessante opera di ingegneria idraulica da cui aveva origine il sistema di approvvigionamento idrico della Città di Brindisi in epoca romana, realizzato tra il I ed il II secolo d.C. Gli ingegneri idraulici romani realizzarono un acquedotto in questa zona in quanto le litologie sabbiose e calcarenitiche affioranti ospitavano una falda superficiale sostenuta da vari livelli impermeabili, che impedivano alle acque meteoriche di infiltrarsi negli strati profondi del sottosuolo e creavano in questo modo la presenza di un acquifero superficiale multilivello. Si tratta di un bacino di raccolta delle acque provenienti dai pozzi scavati nei dintorni, con lo scopo di drenare le acque della falda superficiale, che attraverso un cunicolo sotterraneo alimentava le vasche limarie, presenti nei pressi di Porta Mesagne a Brindisi, attraversando contrada Marmorelle, le Masserie Restinco, Cillarese e Scalella e percorrendo un tratto della via Appia, per una lunghezza complessiva di circa 12 km. La vasca in particolare, scoperta nel 1864 dall'idrologo francese Aristide Mauget durante studi idraulici del territorio, è costituita, secondo i rilievi eseguiti nel 1888 e confermati dal Prof. Marangio negli anni '70, da una muratura laterale di rivestimento di circa 80 cm, la cui parte bassa è realizzata in "opera quadrata" (*opus quadratum*) per circa 1,10 m, e la restante in "opera reticolata" (*opus reticulatum*), che dava forma ad un reticolo diagonale in rilievo sulla parete. La forma è circolare, con un diametro di circa 7,5 metri ed una profondità di poco più di 6 metri. Lungo il suo perimetro sono presenti cinque cunicoli (specus), caratterizzati da volta ad arco rialzato e larghi circa 60 cm. Da quattro dei cunicoli presenti giungevano le acque della falda superficiale, mentre il quinto, posizionato



Muretto di delimitazione



Vasca con acqua stagnante e quasi completamente colonizzata dalla vegetazione

Bibliografia essenziale

CARITO G. (1994). L'acquedotto romano. Brindisi. Nuova Guida, Ed. Prima, 1993-1994, p. 87-95.

MARANGIO C. (1971). L'acquedotto romano di "Pozzo di Vito" attraverso i rilievi inediti del 1888. Brindisii Res, III, p.85-92.

PARISE M. (2007). Il Progetto "La Carta degli Antichi Acquedotti Italiani", Opera Ipogea, 1, pp. 3-16.

Longitudine **17,83196** • Latitudine **40,65341**



Uno dei boccapozzi che danno accesso alla condotta sotterranea
(foto M. Marroccoli per G. De Giorgio)

Pozzo Pateo, o Contrada Serra delle Forche, è ubicato a valle della scarpata dell'Alta Murgia (sito CGPo436) e a NNE dell'abitato di Gravina, che dista circa 2 km. L'acquedotto che qui vi ha la sorgente di alimentazione, si sviluppa in direzione NE-SW per circa 3.5 km di lunghezza, la metà dei quali sotto il centro abitato, terminando in corrispondenza della Fontana Notar Domenico. La captazione e la distribuzione delle scarse risorse idriche che l'assetto geologico rendeva sfruttabili è stata un'attività di cruciale importanza per le popolazioni che hanno abitato la Puglia nel corso dei secoli e con il censimento degli acquedotti ipogei italiani, si è constatato che in Puglia è presente un consistente numero di tali opere tre delle quali presenti nel territorio di Gravina in Puglia. La costruzione dell'acquedotto, finanziato dalla famiglia Orsini, venne iniziata nella seconda metà del XVIII secolo per cercare di soddisfare le esigenze idriche della popolazione, andando a servire quella situata nella zona nord orientale dell'abitato. La struttura che ospita le condotte è quasi interamente costruita con blocchi di calcarenite legati tra loro da malta, in parte interrata ed in parte, circa 80 cm, fuori terra. Essa ha in media una larghezza di circa 70 cm ed un'altezza di circa 150 cm. Il pavimento, rivestito di blocchi di calcarenite della varietà Cozzarolo, è per metà occupato da una banchina percorribile di larghezza di 35 cm mentre l'altra metà costituisce il canale dove l'acqua scorreva a pelo libero. Ben evidente infine, risulta la copertura con volta ad arco presente lungo tutto il tratto percorribile; solo quello terminale, in prossimità della Fontana Notar Domenico, presenta una copertura ad arco interrotto, probabilmente a causa dell'adattamento della struttura a costruzioni già presenti, oppure a causa di esigenze di natura idraulica della condotta. Il valore del sito e dell'opera è la rappresentatività del legame tra Uomo e georisorse, queste ultime consistenti negli acquiferi superficiali, di cui si aveva cognizione tramandata da millenni di adattamento ad un ambiente semi-arido, come anche nei materiali litici da costruzione, le varietà di calcarenite, e quindi i criteri per la loro scelta. Attualmente, lo stato di queste opere idrauliche, a causa delle scadenti caratteristiche tecniche dei materiali utilizzati e dell'elevato potere incrostante delle acque

in esse circolanti, risulta in evidente degrado e a tale situazione si aggiunge l'incuria della popolazione che ha, in parte, distrutto l'opera. Si rende quindi necessario un approfondito studio mirato alla conoscenza del tragitto sotterraneo dell'acquedotto ed una valorizzazione che miri a preservarne le parti ancora integre, a tramandare la memoria della cultura e delle tecniche legate all'esigenza di acqua potabile e creare consapevolezza del rapporto tra Uomo e georisorse.



Bibliografia essenziale

AA.VV., (2001) - Aqua, AE, Ricerca sperimentale e didattica interdisciplinare nel P.E.E. "Solidarietà" Comenius Az. 1, 5a Settimana Scientifica - Maggio 2001, Liceo Scientifico Statale "G. Tarantino" Gravina in Puglia.

BRUNO G., MAGNI S., PARISI M. (2008) - Considerazioni geo-archeologiche preliminari sugli acquedotti settecenteschi di Gravina in Puglia (Bari). Atti VI Convegno Nazionale di Speleologia in Cavità Artificiali - Napoli, 30 maggio - 2 giugno 2008 Opera Ipogea 1/2

BIXIO R., CASTELLANI V., SAVINO G. (1999) - Matera e Gravina, indagini speleologiche sulle strutture sotterranee artificiali delle Murge, Opera Ipogea, 1, anno 1, pp. 5-16.

BIXIO R., CASTELLANI V., MAINFREDI P., SAJ S. (2000) - L'acquedotto sotterraneo di Gravina in Puglia. In: Parco della Pietra e dell'Acqua, Consorzio Sidin/UNESCO, Comune di Gravina in Puglia (Bari).

PARISE M., BIXIO R., QUINTO G., SAVINO G. (2000) - Ricerche geologico-speleologiche in cavità artificiali: gli impianti idrici sotterranei di Gravina in Puglia, Atti Convegno GeoBen 2000, Torino, 7-9 giugno 2000, pp. 739-747.

Longitudine **17,97540** • Latitudine **40,05469**



Un tratto interno dell'acquedotto
(Foto Catasto Grotte Regione Puglia per G. De Giorgio)



L'ingresso inferiore, con affaccio sul mare

in Mare, e con un'altra bocca lambe la terra: si chiama grotta fredda, perché sempre ivi stilla, e non so come dell'acque". Fusco (1956) ricorda, inoltre, che François Fenelon de Salignac de la Mothe nel XVIII libro de "Les aventures de Télémaque" del 1699, accenna alla Grotta del Diavolo, identificandola con la porta dell'Inferno attraverso la quale penetrò Telemaco alla ricerca di Ulisse. La grotta fu "riscoperta" nel giugno del 1870 da Ulderico Botti che vi condusse accurate ricerche archeologiche. Botti tagliò alcune trincee di scavo parallele tra loro e trasversali all'asse della caverna. Durante gli scavi, nel settore della cavità prossimo all'ingresso da terra fu ritrovato uno scheletro umano quasi completo, resti di avifauna e mammalofauna attuale ed una medaglia di rame del tempo di Augusto. Nel settore più interno invece furono rinvenuti abbondanti reperti fittili, anche di bella fattura, utensili in selce e ossidiana, ossa lavorate, carboni, valve di molluschi ed abbondantissimi resti fossili di mammalofauna; Botti attribuì il livello contenente questi reperti alla "età della pietra". Successivamente la grotta fu descritta da De Giorgi (1922) e negli anni 50 del secolo scorso fu più volte oggetto di indagini paleontologiche.

La Grotta del Diavolo è un'ampia caverna che si apre in corrispondenza di Punta Ristola a Leuca, con accesso sia da mare che da terra. È lunga circa 40 metri e larga nel tratto più ampio circa 17 metri. Tra le varie grotte costiere ricadenti tra Otranto e Leuca che conservano successioni sedimentarie continentali-marine ascrivibili all'ultima parte del Quaternario, è quella studiata con tecniche di indagine geologico-stratigrafica moderne e con determinazioni di età assoluta sugli speleotemi che si intercalano nella successione. La successione stratigrafica di Grotta del Diavolo è marcata da tre distinti livelli di spiaggia posti a +3.0, +3.5 e +5.9 m di quota e da alcuni speleotemi. Il più basso deposito di spiaggia è costituito da blocchi arronditi di grosse dimensioni con superficie forata da organismi litofagi e copre una piattaforma di abrasione che costituisce la base della grotta. I blocchi sono coperti prima da sabbie grossolane e poi da uno spesso speleotema. Una datazione col metodo U/Th eseguita su un campione di questo speleotema ha restituito una età di 340 mila BP. Seguono verso l'alto depositi di breccia rossastra stratificati, spessi circa due metri cui si intercalano speleotemi datati 350-400 mila e 245 mila anni BP che marcano periodi di interruzione nell'accumulo delle brecce. Il secondo livello di spiaggia, potente circa 30 cm, è stratigraficamente sovrapposto alle brecce, è costituito da sabbie mediofini ed è stato riconosciuto a circa +5.9 m di quota, appoggiato direttamente su un sottile speleotema che ha restituito una età di circa 170.3 mila anni BP. Il livello di spiaggia è a sua volta coperto da un altro speleotema con età U/Th 146.5 mila anni. Il terzo livello di spiaggia è costituito da un deposito spesso pochi centimetri e costituito da sabbie medio-fini laminate, posto a +3.5 m s.l.m.. Il deposito è ricoperto da una stalagmite con età di circa 78 mila anni BP. La successione stratigrafica è chiusa da depositi di breccia di colore marroncino contenente numerosi resti di vertebrati continentali che possono essere riferiti all'ultimo periodo glaciale. Della Grotta del Diavolo di Leuca parla già Luigi Tasselli nel suo libro Antichità di Leuca del 1693, quando descrivendo Punta Ristola accenna alla presenza "sotto la punta di tal promontorio" di "una orrida grotta, ma vistosa, che apre due sue bocche



Una vista della successione continentale e marina presente all'interno della cavità



Bibliografia essenziale

BOTTI U. (1871) - La grotta del Diavolo, stazione preistorica del Capo di Leuca. Op. in 4° pp. 38.

CENTENARO E., IANNONE A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SELLERI G. (2003) - The coast of Southern Salento - Field trip guide International Geological Correlation Programme Project No. 437 Coastal Environmental Change During Sea-Level Highstands: A Global Synthesis with implications for management of future coastal change. Puglia 2003 Otranto-Taranto (southern Italy) 22-28 september 2003.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2002) - The marine/continental sequences at Grotta del Diavolo (Leuca, Apulia, Italy) a key for the reconstruction of coastal environmental changes during the Middle-Upper Pleistocene. In: Mastronuzzi G., Sansò P. (eds). Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution. Proceedings Workshop MACRiValiMa Ostuni, 30-31 maggio 2002, GlzS Coast, Research Publication, 1, 51-54.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). Geomorphology.

TASSELLI L. (1693) - Antichità di Leuca.

Longitudine **18,34566** • Latitudine **39,79049**



Una veduta rappresentativa della ricchezza di concrezioni calcitiche nella grotta

La Grotta di Gemmabella, nota fin dal 1927, è una interessante cavità carsica che si trova poco distante dall'abitato di Noci. L'ingresso si apre sul piano campagna, all'interno di un terreno agricolo utilizzato dalla vicina masseria. Vi si accede attraverso un comodo cunicolo debolmente inclinato che da accesso ad un sistema di sale e condotte riccamente concrezionate. La grotta, infatti, si caratterizza per l'ampia diffusione e varietà dei depositi chimici presenti, che a luoghi crea un paesaggio minerale di indubbio fascino. La morfologia del sistema dei vuoti si presenta con diverse diramazioni, allungate prevalentemente in direzione NO-SE e NE-SO, ed anche sovrapposte tra loro. Si tratta di una tipica cavità di interstrato riccamente concrezionata. Questo aspetto e la facile raggiungibilità e percorribilità ne fanno un ambiente estremamente rappresentativo dei caratteri del carsismo ipogeo nei calcari mesozoici e in ambiente di plateau di avampaese della Puglia. Proprio in ragione di tali peculiarità, che presenta anche aspetti didattici, e per la facile accessibilità e percorribilità, è frequentata soprattutto durante i corsi di speleologia organizzati da gruppi speleologici pugliesi, a fini didattici.



Bibliografia essenziale

MANGHISI V., RICHETTI G. (1991) - Le esplorazioni speleologiche in territorio di Noci (Bari). Puglia Grotte, bollettino del Gruppo Puglia Grotte, Castellana-Grotte, p. 23-29.

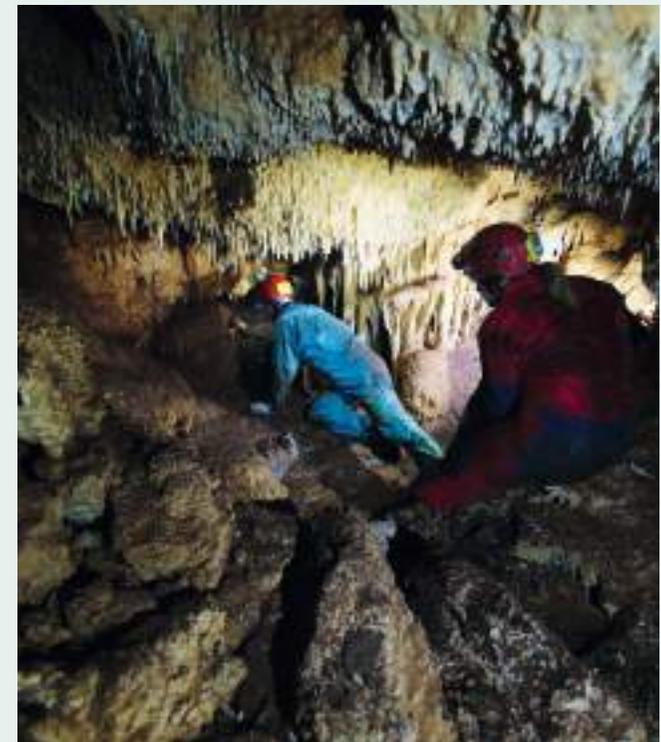
OROFINO F. (1965) - Il nostro redattore ci parla delle sue esplorazioni nel territorio nocese. L'alabastro, Castellana-Grotte, anno I, n. 4, p. 8.

PARISE M., SAVINO G., TARTARELLI M. (1999) - Il contributo del GPG al Catasto delle Grotte della Regione Puglia. Puglia Grotte, bollettino del Gruppo Puglia Grotte, Castellana-Grotte, p. 73-76.

RUFFO S. (1955) - Le attuali conoscenze sulla fauna cavernicola della regione pugliese. Memorie di Biogeografia Adriatica, vol. 3, p. 1-143.

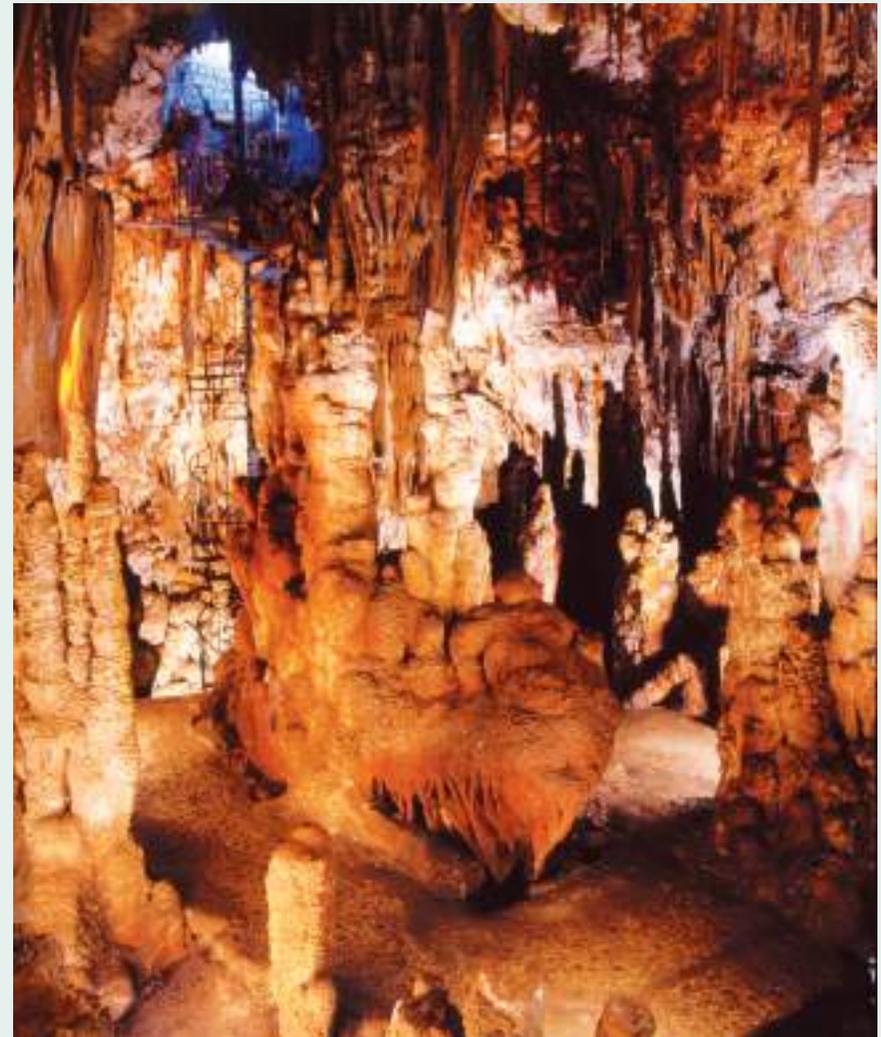
Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_6 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **17,04508** • Latitudine **40,74372**



Aspetto del paesaggio ipogeo, accessibile e ricco di concrezioni con varietà di forme

La grotta del Trullo è stata scoperta il 29 Maggio 1931 durante i lavori di scavo per la realizzazione della fognatura. Nello stesso anno, per la bellezza delle concrezioni che ne caratterizzano l'interno, su iniziativa della Soprintendenza, è stata sottoposta a tutela dall'allora Ministero dell'Educazione Nazionale ai sensi della L. 11/06/22 n.778. La grotta da subito diviene visitabile e, per rispondere alle esigenze di utilizzazione turistica, già nel 1934 si comincia la costruzione dei 3 trulli che attualmente ne sovrastano l'ingresso. L'inaugurazione ufficiale come sito turistico avviene il 21 Giugno 1935 alla presenza delle più alte cariche locali e regionali e dell'allora Principe d'Italia Umberto II di Savoia. In memoria di questo avvenimento fu apposta la lapide commemorativa attualmente visibile nella sala d'ingresso. Il sito diventa quindi la prima grotta ad essere resa turistica in Puglia. La grotta è composta essenzialmente da un'ampia sala allungata in direzione ONO-ESE a cui si accede attraverso una scala a chiocciola. Il pavimento della sala è rappresentato da un deposito autoctono, di spessore non definibile, composto di blocchi di crollo, anche di notevoli dimensioni, su cui si è sviluppato un diffuso concrezionamento. Per l'abbondanza e la varietà tipologica degli speleotemi presenti, la grotta rappresenta un ambiente ipogeo di spicco nel panorama speleologico regionale in quanto vi è possibile osservare gli effetti e le forme generate dal processo carsico, particolarmente la ricristallizzazione, in un lungo lasso di tempo e sotto differenti condizioni ambientali. L'ubicazione in un contesto urbanizzato, alla periferia di Putignano, e le strutture di cui è dotata, ne rendono agevole la visita esaltando il valore didattico dei beni geologici ivi osservabili.



L'ambiente interno in corrispondenza della scaletta a chiocciola che porta dal trullo alla grotta, visibile sulla sinistra (Foto Gruppo Ricerche Carsiche Putignano per G. Selleri)



Bibliografia essenziale

ELBA V. (1971) – Grotta del Trullo, Putignano. Ed. V. Radio.

GIULIANI P. 2000 – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici. 72 pp.

LATERZA G., BELVISO B. D., LIPPOLIS P., INTINI E. (2010) – Monitoraggio abiotico complesso ipo-epigeo della grotta del trullo di Putignano (Bari, Italy). Spelaion 2010, Atti del XV Convegno Regionale di Speleologia Pugliese, pp. 37-53.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_1 su www.catasto.fspuglia.it

OROFINO F. (1966) – Putignano e le sue grotte. L'alabastro, n. 2 (11-12), p. 8-12

Longitudine **17,10996** • Latitudine **40,85704**



Foto dell'ingresso della grotta Montenero – Dellisanti 1
(Foto CARS Altamura per G. Selleri)

La cava si apre sul versante, alto circa 150 m, che delimita l'Altopiano murgiano rispetto all'Avanfossa Bradanica e corrisponde ad una scarpata di faglia degradata. Sulle pareti della cava affiora una successione Cenomaniana di piattaforma carbonatica, generalmente ben stratificata, rappresentata prevalentemente da calcari micritici a grana fine, di colore grigio ed avana, con lamine di origine biologica o sedimentaria o anche da carico e subordinatamente da calcari dolomitici e dolomie. Nella successione si intercalano alcuni interstrati argillosi che evidenziano locali e più o meno estese condizioni di emersione della piattaforma. La particolare posizione altimetrica e geografica della cava permette di godere della visione di uno splendido paesaggio "geologico", essendo ben riconoscibili tutti e tre i principali domini geologici della Puglia: l'Avampaese, sul quale è ubicata la cava, l'Avanfossa, colmata da depositi plio-pleistocenici in assetto sub-orizzontale, posta ai piedi della scarpata murgiana ed, infine, la Catena appenninica lungo il cui profilo è ben evidente l'edificio vulcanico attualmente inattivo del Monte Vulture. Il carsismo ipogeo della cava si caratterizza per il numero elevato di cavità di grandi dimensioni in un'area relativamente ristretta ed è sicuramente parte di un sistema più ampio che comprende numerose altre cavità, tutte concentrate nel raggio di 1.5 km dalla cava, tra cui l'abisso della Gorgone (PU_1512). Le principali cavità presenti nella cava sono la grotta Montenero Dellisanti 1, la grotta Pozzo di Pietre e l'abisso Igor, tutte costituite da grandi pozzi verticali, purtroppo completamente cancellati dall'attività di coltivazione della cava nei loro tratti superiori e ostruiti alla base dagli inerti di lavorazione che vi sono stati scaricati. Tra tutte queste cavità la più notevole è l'Abisso Igor, uno dei pozzi carsici più profondi ed ampi ad oggi conosciuti in Puglia.



Bibliografia essenziale

GUEGUEN E., MARTIMUCCI V., FORMICOLA W. (2005) – Il carsismo dell'area di Minervino Murge. Atti del Convegno "Stato e Conservazione delle aree carsiche", X incontro regionale di Speleologia. 8 – 11 dicembre 2005, Martina Franca, pp. 33-54.

GUEGUEN E., FORMICOLA W., MARTIMUCCI V., PARISE M., RAGONE G. (2012) – Geological controls in the development of paleo-karst system oh High Murge (Apulia). Ren. Online So. Geol. It. Vol. 21 (2012), pp. 617-619.

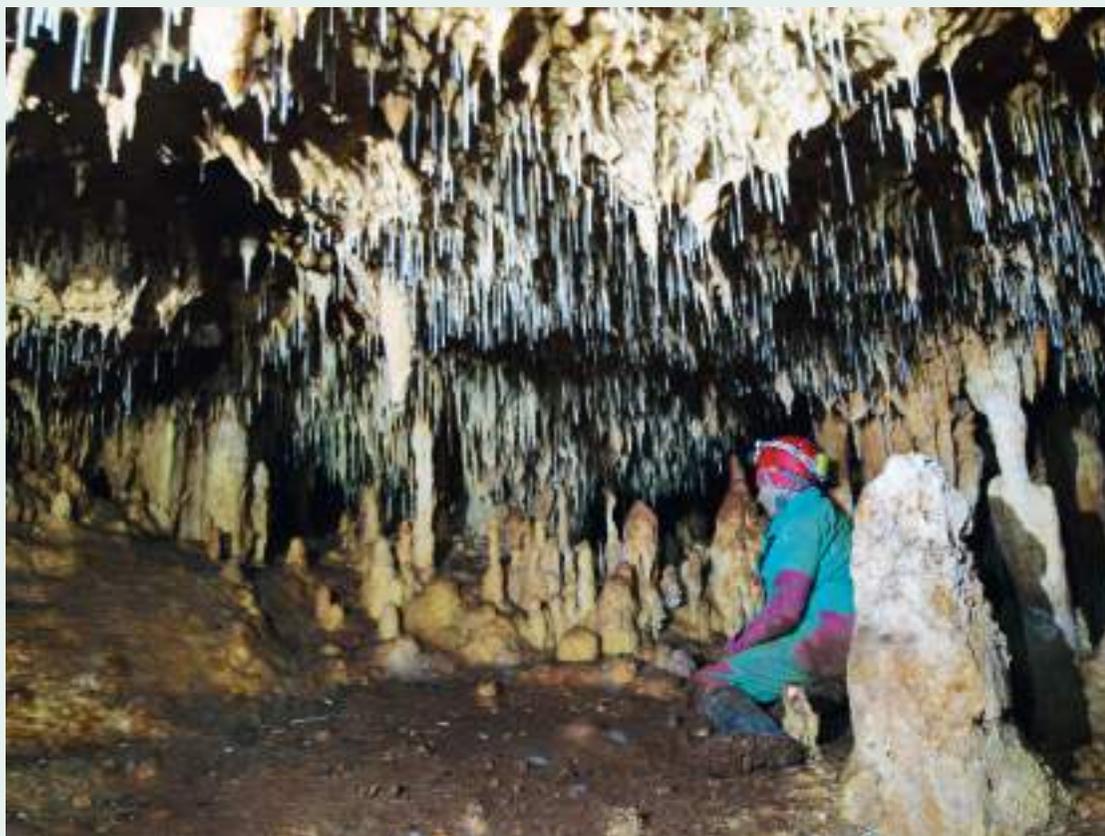
PARISE M., TROCINO A. (2004) – Attività esplorativa nella Murgia di Minervino. Atti del convegno sullo stato attuale delle scoperte speleo-archeologiche nelle grotte pugliesi e del IX incontro di speleologia pugliese. 10 – 11 – 12 dicembre 2004, pp. 89-97.

SERRAVEZZA C., VERONICO S. (1992) – L'area carsica di Minervino Murge: cavità di ultimo rinvenimento. Atti del II Convegno di Speleologia Regionale, Castellana Grotte, pp. 71-84.

Longitudine **16,08816** • Latitudine **41,04362**



Foto dell'imbocco dell'Abisso Igor
(Foto CARS Altamura per G. Selleri)



Ambienti interni riccamente concrezionati

La Grotta di Pozzo Cucù è stata scoperta fortuitamente durante i lavori di costruzione di una casa di riposo sul finire del 1980 ed è stata esplorata dagli speleologi nel 1981. La cavità è un articolato sistema di ampie caverne collegate da una rete di condotte e cunicoli e nel complesso ha una organizzazione di tipo anastomotico con un allungamento rettilineo in direzione NO-SE. Con uno sviluppo planimetrico che supera i 500 metri, si tratta di uno dei più estesi sistemi carsici pugliesi; per la diffusione, le dimensioni e la varietà tipologica degli speleotemi presenti costituisce un ambiente ipogeo singolare nel panorama speleologico regionale. Da segnalare la presenza di un ricco deposito osteologico all'interno della cosiddetta Sala delle Ossa. Studi e analisi di laboratorio, condotti su alcuni sedimenti nerastrati presenti al di sotto di una crosta stalagmitica hanno permesso a Forti *et alii* (1985) di individuare e definire alcune delle fasi salienti di una evoluzione complessa. Secondo questi autori, infatti, l'individuazione e formazione della cavità sarebbe stata accompagnata da deposizione di idrossidi di ferro e manganese. A questa fase è seguita la formazione delle croste e concrezioni che ricoprono i depositi residuali ed una ulteriore fase di quasi totale obliterazione del sistema carsico per il riempimento dei vuoti ipogei da parte di sedimenti provenienti dall'esterno. A questo stadio è seguito il parziale svuotamento della grotta che ha, infine, assunto l'aspetto attuale.



Ingresso della grotta



Bibliografia essenziale

FORTI P., PINI G., RABBI E. (1981) – Studio dei sedimenti neri (1200PU) (Castellana Grotte – Bari). Atti del 1° Convegno di Speleologia Pugliese. Storia ed evoluzione della Speleologia in Puglia, 6 – 7 giugno 1981 Castellana Grotte.

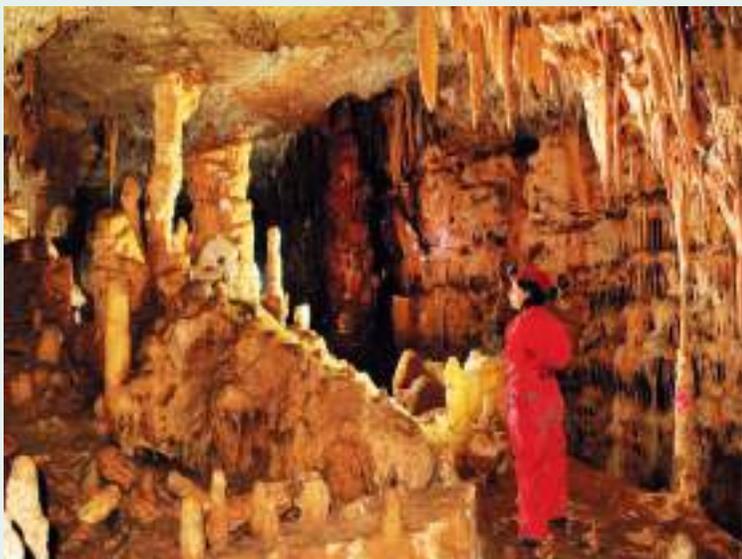
GRECO N., DELUSSI F. (1981) – Primi risultati sull'inquinamento del complesso carsico ipogeo di Pozzo Cucù – Castellana Grotte (Bari). Atti del 1° Convegno di Speleologia Pugliese. Storia ed evoluzione della Speleologia in Puglia, 6 – 7 giugno 1981 Castellana Grotte

MANGHISI V. (1981) – Il complesso carsico delle grotte di Pozzo Cucù (1200PU) in agro di Castellana Grotte (Bari). Atti del 1° Convegno di Speleologia Pugliese. Storia ed evoluzione della Speleologia in Puglia, 6-7 giugno 1981, Castellana Grotte.

MONTENEGRO V., PALLARA M., PINTO D. (2002) – Indagini mineralogiche nelle grotte di Pozzo Cucù (1200 PU) (Puglia - Italia). Grotte e Dintorni, rivista del Museo delle Grotte di Castellana (Ba), n. 4, p. 247-254.

MONTENEGRO V., PARISE M. (2012) - Natural values and heritage of a karst system: the Pozzo Cucù cave at Castellana-Grotte (Apulia, Italy). Geologia dell'Ambiente, Supplemento al n. 3/2012, 77-79.

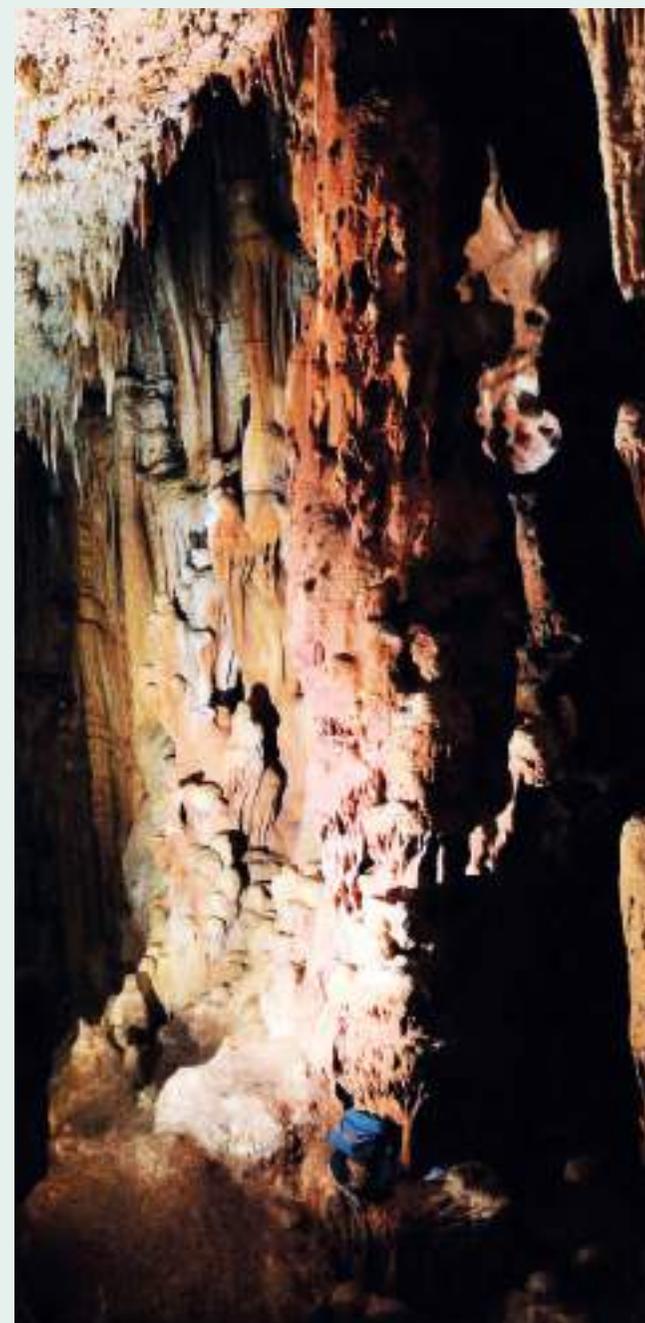
Longitudine **17,16663** • Latitudine **40,90292**



Aspetto del concrezionamento in una delle sale che si susseguono lungo il sistema ipogeo

la parte più remota del sistema. I depositi sono rappresentati prevalentemente da spelotemi e corpi di frana. I primi, per diffusione, varietà tipologica e dimensioni conferiscono un indubbio valore estetico-paesaggistico al sistema ipogeo, rappresentando una successione di depositi e forme, correlabili con diversi processi e condizioni ambientali, ascrivibile ad un ampio intervallo della storia geologica locale.

Le grotte nella Cava di Sant'Angelo costituiscono uno dei più estesi sistemi carsici della Puglia (quasi 1.600 m di sviluppo) e rappresentano per caratteri dimensionali e per il concrezionamento, tipologicamente variegato ed estremamente diffuso, insieme al complesso delle grotte di cava Zaccaria (scheda CGPo053), sempre in territorio di Ostuni, un sito eccezionale nel panorama speleologico della unità morfo paesaggistica individuata dalla scarpata murgiana adriatica. Il sistema si compone di due cavità, identificate nel catasto speleologico regionale con i codici PU42 e PU374; la prima, di minor estensione, presenta interessanti aspetti archeologici attribuiti alla preistoria. Il sistema si articola su più livelli secondo un andamento chiaramente rettilineo, sviluppato lungo direttrici orientate prevalentemente N-S e NW-SE e si compone di ambienti originatisi chiaramente in condizioni vadose (la grotta preistorica ad esempio è un ampio salone da crollo) e subordinatamente da ambienti digenesi freatica, quali ad esempio le "condotte forzate" che rappresentano



Uno dei complessi di concrezioni riferibili alle generazioni più antiche, caratterizzato dalla sovrapposizione e coalescenza di diverse forme e dal colore rossastro



Bibliografia essenziale

GILIBERTO M., DE MARCO B. (1985) – Note preliminari sull'esplorazione del complesso Sant'Angelo in territorio di Ostuni (BR). Atti 1° Convegno Regionale di Speleologia. Castellana Grotte 6-7 giugno 1981, pp. 283-288.

IURILLI V. (2007) - I fenomeni carsici ipogei come archivi di dati tettonici e sismici a piccola scala. Tesi inedita. Dottorato di ricerca in Geomorfologia e Dinamica ambientale, Università degli Studi di Bari; 200 p.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_374 www.catasto.fspuglia.it

VIANELLO M, TOMMASINI T. (1965) – Per un contributo alla conoscenza delle aree carsiche italiane: la campagna speleologica della Commissione e. Boegan in Puglia. Rassegna Speleologica Italiana, 17(1/4), pp. 37-50.

Longitudine **17,57476** • Latitudine **40,73816**



Vista da mare del complesso di grotte

La Grotta le Mannute rappresenta un caratteristico complesso di diverse cavità che si affacciano in falesia tra 20 e 60 m di quota, dando una forte connotazione e peculiarità estetica al tratto di costa in cui è inserito. Al visitatore che raggiunge il sito in barca, infatti, la vista di queste cavità irraggiungibili dal basso ed a strapiombo sul mare con i loro caratteristici speleotemi che pendono dalle volte, produce un forte impatto scenografico. Tale sito tuttavia si caratterizza non solo per l'indubbio valore estetico ma anche per la peculiarità degli speleotemi, in considerazione del loro aspetto, che si sviluppano sulle pareti delle cavità. Questi sono stati raggruppati in due gruppi, distinguendo quelli presenti sulla volta da quelli a pavimento. Sono stati definiti per il primo gruppo tre tipi morfologici mentre per il secondo due. Le concrezioni presenti sulla volta delle cavità sono state classificate quali: stalattiti in s.s., concrezioni "stalattoidi" e stalattiti a "zampa d'elefante". Le stalattiti in s.s., quelle classiche di origine chimica, hanno dimensioni decametriche e centimetriche. Le concrezioni "stalattoidi" hanno lunghezze di alcuni decimetri, sezioni a geometria variabile, da sub-

ellittica a irregolare, e asse di allungamento da subverticale a sub-orizzontale; sono orientate verso l'ingresso delle cavità con inclinazione gradualmente decrescente. Le stalattiti a "zampa d'elefante" hanno lunghezze e diametri compresi tra 0.5 e 1 m ed hanno una tessitura pseudo-stromatolitica caratterizzata da "bande" chiare e "bande" scure. Le concrezioni presenti sul pavimento delle cavità sono state classificate come: stalagmiti in s.s. e concrezioni "stalagmoidi" e stalagmiti cave a forma di calice. Le prime si trovano isolate o anche coalescenti, hanno altezza compresa tra alcuni cm ed il metro e sezione sub-circolare con diametro di dimensioni decimetriche. Le concrezioni "stalagmoidi" hanno l'aspetto di coni con sezione a contorno ellittico irregolare e assi sempre più inclinati (dalla base alla sommità) procedendo verso l'esterno delle grotte (dove divengono suborizzontali). Queste concrezioni "formano gruppi amalgamati a stratificazione complessa".



Bibliografia essenziale

AA.VV. (1993) - Guida Turistico Culturale del Capo di Leuca - Regione Puglia - Assessorato P.I. C.R.S.E.C. LE/47 Tricase. Edizioni Laborgraf Tricase 1993.

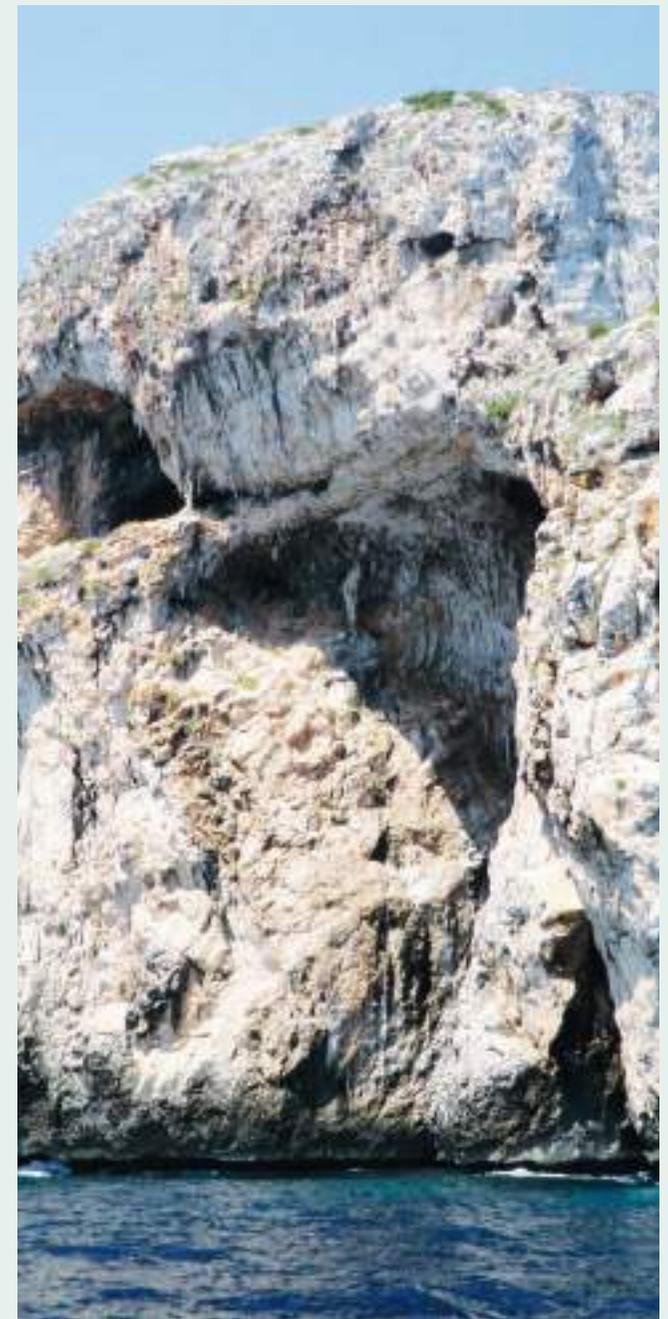
CACCIATORE G., DELLE ROSE M. (2003) - Le concrezioni della grotta "Mannute Piccola" (prov. di Lecce). Grotte e dintorni, 5, p. 49-58.

GIANGRECO A., GIANGRECO G. (1973) - Campagna di ricerca speleologica nella zona del Ciolo, Gagliano del Capo (Lecce). La Zagaglia, 59, p. 100-104.

PATIANNA M., CACCIATORE G., DELLE ROSE M. (2008) - Rilievi del GSN alle Mannute per il posizionamento di speleotemi. Atti del Raduno Regionale di Speleologia "Speilaion 2006", p. 87-95.

POSI M. E., RENZULLI A., VIOZZI P., DELLE ROSE M. (2010) - Aggiornamento delle ricerche sulle concrezioni de "Le Mannute". Speilaion 2010 - Atti del XV Incontro Regionale di Speleologia Pugliese. p. 112-116.

Longitudine **18,38477** • Latitudine **39,81322**



Un dettaglio della ripida falesia nella quale si apre l'accesso al sistema carsico

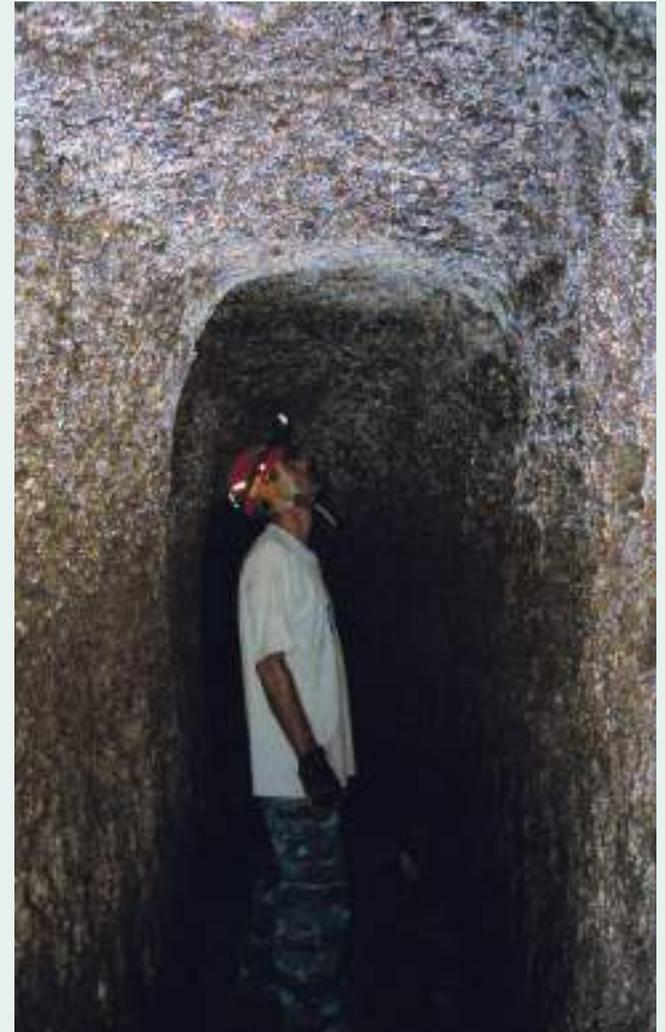


L'imbocco del pozzo assorbente visto dal fianco della collina

dità delle acque superficiali. Negli anni successivi interventi di questo tipo si moltiplicheranno su tutto il territorio provinciale; tra tutti il più organico e meglio documentato è il piano di sistemazione idraulica del tessuto urbano di Maglie realizzato tra il 1892 ed i primi anni 80 del secolo scorso. Un altro intervento ben noto e documentato è quello che ha interessato le "paludi" ad Ovest di Copertino, denominate Vora Grande e Vora Piccola. Queste aree depresse, estese circa 22 ettari, furono bonificate solo dopo il 1926 grazie all'intervento del Consorzio di Bonifica Arneo. La vora Foresta si sviluppa in profondità per circa 70 m quasi integralmente in calcareniti bioclastiche del Pleistocene inferiore e per pochi metri nei sottostanti calcari cretacei; essa rappresenta quindi anche una eccezionale ed unica esposizione artificiale della successione del Pleistocene inferiore nella parte interna della penisola salentina.



Nel caso specifico la denominazione dialettale "vora" è alquanto impropria dato che la cavità altro non è che un pozzo assorbente realizzato nella metà del 1800 per bonificare una zona "paludosa" (come riportano le cronache del tempo) denominata Lago Sombrino, posta ai piedi della Serra di Supersano, lungo il confine tra i territori comunali di Supersano e Collepasso. La cavità è composta da una galleria a sezione variabile lunga circa 50 metri che si immette in un pozzo profondo circa 60 metri che prosegue in altezza per altri 15 metri fino ad intercettare la superficie topografica. Nel punto di raccordo tra la galleria ed il pozzo si apre un ampio ambiente di forma subsferica, probabilmente naturale. Immediatamente a Nord dell'ingresso della galleria è presente un altro pozzo assorbente parzialmente modificato negli anni 70 del secolo scorso dal Consorzio di Bonifica Ugento - Li Foggi. Cosimo De Giorgi (1882) scrive che i pozzi furono scavati nel 1858 da Giuseppe Manni, un "pozzaro" di Soletto, con l'intento di bonificare un'area paludosa posta ai piedi della Serra, tra Collepasso e Supersano, "estesa circa settanta ettari" ed indicata localmente col nome di Lago Sombrino. Come riportato ancora da De Giorgi, la Vora Foresta fu visitata dalla Commissione giudicatrice del Concorso internazionale di meccanismi elevatori di acqua e di motori a vento nel corso del "Concorso internazionale di macchine idrofore" svoltosi a Lecce nell'Ottobre del 1885. Una più precisa descrizione dei pozzi assorbenti è riportata in un'altra opera di De Giorgi del 1886. Il prosciugamento del Lago Sombrino rappresenta uno dei primi tentativi documentati di sistemazione idraulica di un'area relativamente lontana dalla costa, attraverso la dispersione in profon-



Un tratto della galleria suborizzontale

Bibliografia essenziale

- DE GIORGI C. (1884) – Cenni di Geografia fisica della Provincia di Lecce. Tipo-Litografia Ed. Salentina. 121 pp.
- DE GIORGI C. (1886) - Note sulla idrografia di Terra d'Otranto – Relazione a S. E. il Ministro di Agricoltura, Industria e Commercio sul Concorso internazionale di macchine idrofore tenuto in Lecce nell'ottobre del 1885.
- Gruppo Speleologico Lecce 'Ndrónico (2007) – Guida speleologico-ambientale alle vore della provincia di Lecce. 64 pp.
- Gruppo Speleologico Lecce 'Ndrónico - La Vora Foresta a Supersano. Appunti alla escursione.
- PACELLA N. (1972) – Note geoidrografiche di Maglie. Estratto da Note e Documenti di Storia salentina, tip. Toraldo, Panico, pp. 22.

Longitudine **18,20197** • Latitudine **40,05630**



Piccoli speleotemi bianchi, ascrivibili alla fase attuale di concrezionamento

La Voragine di Monte Pagano (nota anche come del Monte Castel Pagano, e identificata nel catasto speleologico col codice PU427) costituisce una vera rarità geologica per il territorio in cui è inserita, rappresentando la seconda cavità più profonda delle Murge basse (dopo le esplorazioni dei primi anni del 2000 ha raggiunto la profondità di 126 m), e sicuramente tra le più interessanti per complessità ed articolazione del sistema carsico. Si tratta, infatti, di un intricato sistema di vuoti ipogei, sviluppati prevalentemente lungo sistemi di fratture orientati NE-SW e 85°N, che si intersecano tra loro ed individuano almeno due livelli a sviluppo sub orizzontale raccordati da grandi ambienti a sviluppo verticale. Lungo le pareti della grotta affiorano prevalentemente brecce dolomitiche grigiastre. Il concrezionamento è molto raro; si riconoscono comunque almeno due generazioni di speleotemi. Quella attuale è caratterizzata dalla quasi totale assenza, o comunque dalla non significatività, di concrezioni da flusso o da gocciolamento (come stalattiti e stalagmiti che rappresentano invece la più tipica forma di concrezionamento nelle grotte pugliesi). La fase più antica è invece rappresentata, sulla base di quanto oggi è osservabile, da grandi formazioni relitte, prevalentemente stalagmitiche, alterate ed in gran parte erose, anche fossilizzate da depositi residuali rossastri. Oltre ai depositi chimici ed ai depositi clastici autoctoni, presenti ubiquitariamente, si rinven-gono anche brecce calcaree clasto-sostenute con matrice rossastra sabbioso-limosa, con resti di mamalofauna. I rapporti stratigrafici fra le varie unità descritte non sono ben chiari. Ad integrazione e completamento di quanto sopra scritto si sottolinea che anche il paesaggio carsico epigeo circostante l'ingresso si caratterizza per le sue peculiarità rispetto ai territori circostanti. L'ingresso della cavità si apre, infatti, in prossimità della sommità di un evidente rilievo residuale a "domo", che risalta sull'orizzonte come un edificio collinare isolato.



Bibliografia essenziale

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_427 su www.catasto.fspuglia.it

PASCALI V., TAMBORRINO D. (2007) - Grotte di Cisternino. Studio dei fenomeni carsici e delle cavità naturali del territorio di Cisternino, Martina Franca.

Longitudine **17,39596** • Latitudine **40,73003**



Lo stretto ingresso tra le rocce affioranti, protetto da una grata



Vista dell'imbocco del pozzo al fondo della dolina

Il Cavone, in territorio di Spinazzola, si trova sulla sommità del ripiano delle Murge, presso il suo affaccio verso il centro abitato. È qui possibile osservare un esempio "tipico" di dolina a imbuto che termina con un inghiottitoio; l'ingresso di questo è talmente sviluppato che il fondo della dolina ne risulta cancellato, e i versanti di quest'ultima precipitano direttamente in un pozzo spettacolare per la sua posizione, l'ampiezza e le forme, tanto osservandolo dall'alto, quanto - e soprattutto - dal basso. La dolina ha diametro di circa 100 metri; il pozzo, profondo circa 70 metri, ha sezione ellittica e le sue pareti strapiombanti sono rivestite fin quasi al fondo dalla tipica vegetazione della zona illuminata (*o fotica*) di ingresso alle grotte (tra cui muschi e felci). L'ultimo tratto della verticale si allarga in forma di campana formando una sala a cupola larga circa 15 m il cui fondo è interamente costituito dal deposito conoidale di blocchi calcarei caduti (o, almeno in parte, versati) dall'alto. Alla base della china detritica, si trovano gli accessi di alcuni cunicoli che risultano impercorribili, perché intasati da sedimenti. Sul deposito giacciono anche diverse carcasse di automobili lanciate nella voragine nel corso di decenni. Per via del riempimento clastico, comunque, la profondità totale non raggiunge i 90 metri dal piano di imbocco. Il sistema carsico epigeo-ipogeo così descritto, e qui visibile oltre che accessibile, è raramente osservabile nella sua interezza, se non in poche altre località, e ogni caso presenta peculiarità relative al contesto ambientale-geologico in cui si trova (si confrontino, ad esempio, CGPo215 e CGPo263). Inquadrata nel paesaggio ipogeo esterno, la dolina è posta al fondo di un piccolo bacino imbrifero chiuso, di cui costituisce il naturale approfondimento, senza netti distacchi morfologici, ad eccezione del passaggio nella voragine. Il bacino si trova all'estremità sud-orientale di un'area tabulare a carattere endoreico, con bacini chiusi tra loro adiacenti e doline (Murgetta Rossa, CGPo026), attraversati da brevi valli poco incise (lame).

Verso Sud-ovest il rilievo passa alla imponente scarpata (CGPo436) che delimita l'altopiano murgiano verso la Fossa Bradanica, precipitando in un unico salto dai 600 m s.l.m. ai 450 della sottostante falda detritica. Il contesto paesaggistico è anche caratterizzato dalla presenza delle miniere dismesse di terre rosse bauxitiche, e dalla spettacolare veduta che va dall'Appennino al cono vulcanico del Vulture.



Bibliografia essenziale

COSTANZO VOLPE A., FORMICOLA W., LORUSSO D., RAGONE G. (2007) – Le Murge alte. In: Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia, Federazione Speleologica Pugliese, 137-146 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).

GIULIANI P. (2000) – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici. 72 pp.

JURILLI V. (2010) - La Murgetta Rossa (Spinazzola) e le cave di bauxite. In Il patrimonio geologico della Puglia, Ristampa 2014, Regione Puglia, FESR 2007-2013, ISBN 978-88-906716-4-7, 128-129.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_21 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **16,16832** • Latitudine **40,99230**



Ambiente interno



Vista da mare del complesso di grotte

Le grotte costiere rappresentano uno degli elementi caratterizzanti del paesaggio fisico del tratto di costa del Salento compreso tra Capo San Gregorio e Capo d'Otranto. Si tratta di cavità, per la gran parte di modesto sviluppo, i cui ingressi si aprono sul livello del mare oppure poco al di sopra o immediatamente al di sotto di questo. Queste grotte, per i particolari e suggestivi scenari offerti dai loro ambienti interni e/o per gli ampi e maestosi portali che le caratterizzano, esprimono un alto valore paesaggistico e sono la meta di numerose visite organizzate. Diverse di esse rappresentano anche delle significative emergenze di carattere geomorfologico-stratigrafico, paleontologico e paleontologico. Tra queste ultime quella più conosciuta, oggetto di studio sin dai primi del 1900, è sicuramente Grotta Romanelli. Si tratta di una ampia caverna lunga 35 m e larga 16 m posta all'interno di un'ampia insenatura delimitata da falesie alte fino a 15-20 m dove affiorano calcari biodetritici stratificati dell'Oligocene superiore. L'imbocco della grotta, chiuso da un cancello, è parzialmente mascherato da un lembo di breccia di versante ben cementata, in gran parte smantellata dall'azione del moto ondoso, con abbondante mammalofauna di clima temperato e freddo. La successione stratigrafica conservata nella grotta, studiata da Regalia nei primi del 1900 e successivamente da G. A. Blanc e C. A. Blanc, poggia su una superficie di modellamento marino posta a 7.4 m s.l.m. e caratterizzata dalla presenza di fori di organismi litofagi e profonde concavità. A 9.8 m s.l.m. è presente un solco di battente dove sono conservati frammenti di un rim algale a *Tanarea* sp., correlabile con la superficie di abrasione.

Successivamente a Blanc, Sala (1980) e Masini *et alii* (1991) hanno segnalato nei livelli inferiori con fauna calda la presenza di carnivori arcaici come ad esempio *Canis mosbachensis*. Datazioni U/Th e C¹⁴ indicano per la colata stalagmitica stratigraficamente inferiore una età minore di 69.000 BP, per la colata superiore una età di circa 40.000 anni BP e per le unità sovrapposte a questo speleotema contenenti fauna fredda una età compresa tra circa 12.000 e 10.000 anni BP. Il deposito di Grotta Romanelli è direttamente correlabile con quello di Grotta Striare dove però i livelli inferiori a "fauna calda" hanno una potenza quasi doppia. La storia della Grotta Romanelli è evidentemente complessa e segnata da una serie di fasi differenti. Un tentativo di ricostruzione della successione di questi eventi è stato proposto da sulla base degli studi condotti a Grotta del Diavolo a Leuca. Tale modello, in ragione di una sostanziale stabilità tettonica di tutta la fascia costiera sud-orientale del Salento, prevede un avvicendamento di fasi morfoge-

netiche e sedimentarie, condizionate dal variare del clima, scandito dai diversi alti stazionamenti del livello del mare verificatisi durante l'ultima parte del Pleistocene medio ed il pleistocene superiore nel MIS 9.3, MIS 5.5 e MIS 5.1. Sulla base di questo modello morfoevolutivo e della evidenza che nell'associazione faunistica associata alla spiaggia di Grotta Romanelli è stata segnalata la presenza di carnivori arcaici riferibili al Pleistocene medio è possibile ritenere probabilmente più vecchio dell'ultimo interglaciale questo deposito che per anni, pur in assenza di specifiche determinazioni di età assoluta, era stato invece attribuito proprio al Tirreniano; molto probabilmente, invece, il deposito di spiaggia di Grotta Romanelli è attribuibile alla fine del Pleistocene medio. Successivamente a questo intervallo di tempo, nella grotta si sono depositate esclusivamente le breccie e sabbie che si accumulavano durante i bassi stazionamenti del livello del mare sul versante lungo cui si apre la stessa grotta. L'abbondante associazione faunistica di questi depositi indica l'alternarsi di condizioni di resistasia e biostasia. Le evidenze conservate a Grotta Romanelli, come in altre grotte della costa tra Otranto e Leuca (Grotta Striare, Grotta del Diavolo, Grotta dei Giganti, Grotta delle Orte) sottolineano la relativa stabilità tettonica di tutta la fascia costiera sud-orientale della Penisola salentina che probabilmente dall'ultima parte del Pleistocene medio ad oggi non ha subito un significativo *uplift*.

**Bibliografia essenziale**

- CASSOLI P., SEGRE A. G., SEGRE E. (1978) - Evolution morphologique et écologique de la côte de Castro (Pouilles) dans le Pleistocène final. Colloques internationaux CNRS, 325-332.
FABBRI P. F., INGRAVALLO E., MANGIA A. (a cura di) (2003) - Grotta Romanelli nel centenario della sua scoperta (1990-2000), Atti del Convegno, Castro, 6-7 ottobre 2000, 217 pp., Congedo ed., Galatina, 2003.
MASTRONUZZI G., QUINIFY., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*.

Longitudine **18,43333** • Latitudine **40,01616**



L'attuale ingresso della cavità e sulla destra in basso il solco di battente



Fronte di cava (versante esposto a Ovest) caratterizzato dalla presenza di un sistema di faglie che rigetta in più punti le superfici di strato nei calcari. Il fronte di cava ha un'altezza di circa 20 m.

In corrispondenza di alcuni versanti di una cava realizzata in alveo lungo il Torrente Lamasinata è possibile osservare una successione spessa circa 20-25 m di calcari micritici e dolomitici della Formazione del Calcere di Bari, di età Cenomaniano medio-superiore. La peculiarità di questa successione è quella di presentare un sistema di faglie ad alto angolo (con inclinazioni variabili da 40° a 90°) immergenti in prevalenza verso NE con indicazioni di una cinematica complessa prevalentemente distensiva e transtensiva destra e solo subordinatamente transpressiva sinistra, transtensiva sinistra e transpressiva destra. I rigetti verticali sono sempre di lieve entità ed oscillano da circa 30-40 cm ad un massimo di 2.5 m. Ne consegue quindi che esse siano riconducibili alla propagazione dei piani di fratturazione nei calcari in risposta a sforzi tettonici di natura tettonica. Per quanto riguarda l'età del processo genetico, che ha portato alla formazione delle fratture e delle strutture deformative ad esse associate, si ritiene che sia genericamente attribuibile ad una delle fasi tettoniche che, durante il Terziario, hanno interessa-

to l'area delle Murge. Il Torrente Lamasinata, così come gran parte delle lame sul versante adriatico delle Murge, è un'area di grande interesse geologico oltre che un'area di grande valenza naturalistica. L'intera area possiede i requisiti per diventare una meta di sicuro interesse per studenti, geoturisti ed escursionisti.



Calcari fratturati, intensamente alterati per carsismo. Il fronte di cava ha una altezza di circa 6-7 m



Bibliografia essenziale

Iannone A. (1996) – Segnalazione di strutture da deformazione sinsedimentaria in una successione carbonatica cenomaniana, nei pressi di Bari. Mem. Soc. Geol. It., 51: 209-215.

PIERI P., SABATO L., RICCHETTI G., TROPEANO M., SPALLUTO L., LOTITO G., DE SANTIS V., ZOPPI C., LABRIOLA M., DE GIORGIO G. (2012) – Carta Geologica d'Italia, Foglio 438 "Bari". ISPRA-Regione Puglia (pubblicato anche online sul sito: http://www.isprambiente.gov.it/MEDIA/carg/438_BARI/Foglio.html).

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) – Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 438 "Bari", 105 pp.

SPALLUTO L. (2012) – Facies evolution and sequence chronostratigraphy of a "mid"-Cretaceous shallow-water carbonate succession of the Apulia Carbonate Platform from the northern Murge area (Apulia, southern Italy). *Facies*, 58: 17-36.

SPALLUTO L., CAFFAU M. (2010) – Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 129 (3): 335-352.

Longitudine **16,75827** • Latitudine **41,05715**



Dettaglio di una porzione del fronte di cava



Panoramica della collina di Toppo della Testuggine nei pressi di Tertiveri

Il settore occidentale del Tavoliere di Puglia, prossimo alle pendici dei Monti della Daunia, è caratterizzato dalla presenza di colline di argilla localmente noti come "toppi". Le argille appartengono alla formazione delle Argille subappennine, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Nei pressi di Tertiveri in località Toppo della Testuggine, una di queste colline è invece rocciosa ed è costituita da calcari e calcareniti a granulometria fine appartenenti alla Formazione del Flysch di Faeto, di età Miocene medio-superiore (Langhiano-Serravalliano). Le rocce affiorano alla sommità della collina e sono intensamente brecciate a causa di una intensa deformazione tettonica. La brecciazione dei calcari maschera parzialmente l'originaria stratificazione e oblitera le strutture sedimentarie del flysch. Com'è noto, il Flysch di Faeto è una formazione che affiora estesamente in tutto il Subappennino dauno, per cui la presenza di un lembo di flysch in pieno Tavoliere di Puglia è da considerarsi un evento raro, ascrivibile a complessi fenomeni deformativi di tipo tettonico. In particolare, la struttura di Toppo della Testuggine è stata interpretata come il prodotto dell'esumazione, per erosione, della copertura argillosa pliopleistocenica, della culminazione di una anticlinale di crescita connessa alla deformazione compressiva appenninica. Infatti, il settore occidentale del Tavoliere di Puglia, più prossimo alla catena appenninica, presenta in profondità il cosiddetto "fronte dell'alloctono", che costituisce la porzione più esterna dell'Appennino meridionale sepolta al di sotto dei terreni argillosi del Tavoliere di Puglia. Dai dati geologici sino ad ora pubblicati risulta che questa significativa struttura tettonica è esposta in affioramento soltanto in corrispondenza di Toppo della Testuggine; l'attività tettonica è stata attiva tra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore coinvolgendo nella deformazione le argille pliopleistoceniche del Tavoliere di Puglia. Il geosito di Toppo della Testuggine è un punto di notevole interesse per studenti e geoturisti perché aiuta a comprendere l'evoluzione tettonica dell'Appennino meridionale e del prospiciente settore di avanfossa (Tavoliere di Puglia). Il sito è anche un punto panoramico molto suggestivo perché dalla sua sommità è possibile osservare sia i vicini rilievi del Subappennino dauno che un ampio settore del Tavoliere di Puglia, oltre ad essere prossimo al sito archeologico di Tertiveri.



Bibliografia essenziale

CASNEDI R., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L., VIALLY R. (1988) – Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 41: 109-120.

CIARANFI N., GHISETTI M., GUIDA G., IACCARINO S., LAMBIASE P., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., PIERI P., CIARANFI N., GALLICCHIO S., DE DONATO G., FESTA V., FIORE A., MORETTI M., TILLI A., TROPEANO M. (2011) – Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, ISPRA.

PIERI P., GALLICCHIO S., MORETTI M. (201b) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Foglio 407 San Bartolomeo in Galdo, 103 pp.

SELLA M., TURCI C., RIVA A. (1988) – Sintesi geopetroliera della Fossa bradanica (avanfossa della Catena appenninica meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41: 225-239

Longitudine **15,22964** • Latitudine **41,43758**



Calcarei tettonizzati e brecciatati del Flysch di Faeto. La deformazione tettonica oblitera in parte l'originaria stratificazione



Calcarei brecciatati del Flysch di Faeto alla sommità di Toppo della Testuggine



La successione di Punta La Forca

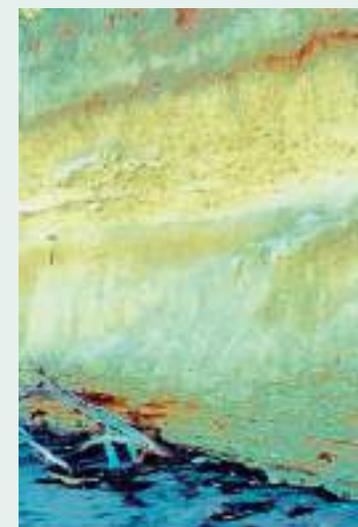
Il sito Punta La Forca è esposto lungo la falesia ubicata sul promontorio nord-occidentale dell'Isola di San Pietro, la più estesa delle Isole Cheradi che chiudono verso occidente il Mar Grande di Taranto. In questa area si osserva una successione stratigrafica completa dei suoi termini più antichi. Alla base dell'affioramento si riconoscono le Argille Subappennine, argille sabbiose di colore grigio-azzurro sottilmente laminate. Verso l'alto, con contatto netto e marcato da una superficie ondulata, è un deposito costituito da sabbie fini di origine bioclastica con ciottoli di argilla e noduli carbonatici di origine diagenetica. La malacofauna riconosciuta è indicativa di mare freddo: si riconoscono bivalvi come *Artica Islandica* (L.) *Chlamys opercularis* (L.), *Pecten jacobaeus* (L.). Sulle sabbie bioclastiche sono presenti sabbie limose grigio-verdi; in queste si possono individuare strutture sedimentarie in discordanza angolare con il deposito sottostante. Verso l'alto si distinguono livelli sabbiosi di qualche decimetro più cementati fra i quali uno interessato da bioturbazioni. La presenza di nanoplancton calcareo permette di attribuire l'unità al Pleistocene medio. Su questa unità poggia, con contatto erosivo, un corpo trasgressivo in cui sono evidenti, dal basso, un conglomerato con elementi di calcarenite bioclastica con fori di litodomi, ciottoli di provenienza appenninica e ciottoli di argilla. Il deposito ciottoloso tende a diventare più fine verso l'alto e viene sostituito da alghe calcaree che ricoprono il conglomerato e, in particolari zone, costituiscono la totalità del corpo roccioso in cui sono frequenti colonie globulari di *Cladocora caespitosa*. La successione si chiude con la presenza di un livello di sabbie rossastre ricche di gasteropodi continentali quali *Helix spp* e *Pomatia spp*. L'insieme dei caratteri stratigrafici della sezione suggerisce l'attribuzione delle coperture calcarenitiche ad una fase di stazionamento del livello del mare nel corso del MIS 5, verosimilmente la fase 5.3. L'insieme dei dati cronostatigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su altri siti specifici dell'area circostante il Mar Grande e il Mar Piccolo di Taranto, come quelli di Capo San Vito e Punta La Dogana, consentono la loro correlazione stratigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica dell'area costiera di Taranto durante le fasi comprese tra l'Ultimo Interglaciale attraverso l'Ultimo Glaciale e l'attuale.



Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G, MARZO P. (eds) (1999). Le Isole Chéradi fra natura, leggenda e storia. Fondazione Ammiraglio Michelagnoli – Università degli Studi di Bari, Stampasud, Mottola (Ta), 240 pp.
- MASTRONUZZI G. (2003). Un geosito fra i beni culturali delle Isole Chéradi (Taranto). *Geologia Ambientale*, XI, 3, 19-24.
- MASTRONUZZI G, SANSÒ P. (1998). Morfologia e genesi delle Isole Chéradi e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia). *Geografia Fisica Dinamica Quaternario*, 21, 131-138.
- SIMONE O, MASTRONUZZI G. (1999). L'evoluzione paleogeografica. In: *Le Isole Chéradi fra natura, leggenda e storia*. Fondazione Ammiraglio Michelagnoli – Università degli Studi di Bari, Stampasud, Mottola (Ta), 240 pp.

Longitudine **17,14392** • Latitudine **40,45223**



La successione stratigrafica subito a est di Punta la Forca



Panoramica del sito con breccie costituite da clasti di dimensioni variabili da pochi decimetri a circa 2,5 m

Il sito geologico della Megabreccia di Monte Sant'Angelo affiora in corrispondenza di una trincea stradale situata alla periferia occidentale del paese di Monte Sant'Angelo, a pochi passi dal rione medievale Junno che, per le sue caratteristiche casette a schiera, è stato inserito dall'Unesco nel Patrimonio Mondiale dell'Umanità. Si tratta di un sito di grande interesse geologico in Puglia perché è possibile osservare lungo una superficie fresca (taglio stradale di recente realizzazione) le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche peculiari di un deposito costituito da breccie e megabreccie monogeniche ad intraclasti calcarei. Nello specifico, lungo la trincea stradale la Megabreccia di Monte Sant'Angelo ha uno spessore di circa 10 m, ed è costituita da clasti a spigoli vivi o sub-arrotondati, di dimensioni comprese da pochi centimetri fino a circa 2 m, disposti in maniera caotica. Le breccie e le megabreccie sono interamente costituite da calcari a rudiste e formano nel complesso una successione da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta; la matrice è costituita da calcareniti bioclastiche ed ha la stessa composizione petrografica e

lo stesso contenuto paleontologico delle breccie. Rispetto alle successioni della Megabreccia di Posta Manganaro (scheda CGPo378) e della Megabreccia di Belvedere di Ruggiano (scheda CGPo379), i clasti della Megabreccia di Monte Sant'Angelo sono monogenici, hanno un'origine intrabacinale e derivano unicamente dai depositi bioclastici di piattaforma carbonatica esterna della Formazione dei Calcari di Monte Sant'Angelo, databili alla transizione tra il Cretaceo inferiore e il Cretaceo superiore (Albiano superiore-Cenomaniano superiore). Dal punto di vista sedimentologico, i caratteri di facies di questa formazione indicano che l'intera successione è attribuibile ad ambienti marini corrispondenti ad un sistema deposizionale di scarpata progradante in cui dominavano processi di trasporto dei sedimenti per gravità (flussi di detrito e flussi granulari). Tale sito è di notevole interesse scientifico per ricercatori, studenti e geoturisti perché permette di ricostruire in dettaglio gli eventi sedimentari ed i processi deposizionali che hanno caratterizzato questo settore del Promontorio del Gargano durante la transizione dal Cretaceo inferiore al Cretaceo superiore. Esso rappresenta inoltre un suggestivo punto panoramico da cui è possibile osservare la scarpata che borda a sud il Promontorio del Gargano e la piana costiera di Manfredonia ed è un luogo di sicuro interesse per escursionisti e turisti che vogliono percorrere, partendo da Monte Sant'Angelo, i sentieri del Parco Nazionale del Gargano.



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C. – Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin: Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1241-1252.

BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V. (1993) – Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano Promontory, southern Italy. *Terra Nova*, 5: 282-297.

GRAZIANO R. (2001) – The Cretaceous megabreccias of the Gargano Promontory (Apulia, southern Italy): their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform. *Terra Nova*, 13: 110-116.

Longitudine **15,95139** • Latitudine **41,70535**



Breccie e megabreccie caotiche con matrice calcarenitica della formazione della Megabreccia di Monte Sant'Angelo



Le breccie sono costituite da clasti monogenici in cui è possibile riconoscere prevalentemente frammenti di gusci di rudiste. La matrice ha la stessa composizione e tessitura dei clasti



Dettaglio dell'ingresso della grotta Foggia Nuova
(Foto Gruppo Speleologico Martinese per M. Milella)

La Grotta di Foggia Nuova si trova circa 1 Km a Sud-Est della Masseria Bufaloria, in località Monte del Duca, nel comune di Martina Franca, in Provincia di Taranto. Si trova piuttosto nascosta in una zona di macchia mediterranea, ha ingresso di forma circa triangolare, parzialmente protetto sul lato ovest da un muretto a secco. L'accesso alla zona ipogea è possibile discendendo un pozzo naturale che, con un salto di circa 8 metri, conduce ad un ambiente dallo sviluppo orizzontale diretto verso Est e verso Ovest. La parte diretta a Est presenta un'abbondanza di ricco di concrezioni, particolarmente sviluppate quelle stalagmitiche. Nella parte Ovest la grotta si riduce in ampiezza ma si estende in lunghezza. In questo tratto è possibile ammirare alcune concrezioni "eccentriche", piuttosto rare e delicatissime, di dimensioni notevoli. Gli ambienti interni risultano tutt'ora incontaminati. Si tratta di una tipica cavità di interstrato, ampliata per l'azione solvente dell'acqua di infiltrazione lungo le superfici di maggior debolezza nelle rocce calcaree. Queste si presentano intensamente fratturate e stratificate con spessori variabili da 50 a 150 cm e assetto sub-orizzontale. All'interno è presente un corso d'acqua a carattere stagionale; inoltre, è possibile ritrovare numerosi reperti ceramici che suggeriscono la frequentazione della cavità e dei dintorni, probabilmente per la sua relazione con la presenza di acque di stillicidio o di accumulo, e la possibilità di raccolta di queste. Nella cavità sono stati anche rinvenuti resti paleontologici di mammalofauna.



Vista dall'alto dell'ingresso della grotta di Foggia Nuova
(Foto Gruppo Speleologico Martinese per M. Milella)



Bibliografia essenziale

- CASAVOLA E., PIEPOLI M., ZERRUSO F. (1977). Reperti microfaunistici nella Grotta di Foggia Nuova. Boll. Archo Gruppo Spel., Taranto, anno III, 2, 5.
- DE GIORGIO C., MARRAFFA M., MAURO P., SCOBBA D. (2007). Le Murge basse. In: AA.VV. (2007) Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia Assessorato all'Ecologia, Federazione Speleologica Pugliese (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>), 147-154.
- LADDOMADA S. (2001). Territorio di Martina Franca. Carta dei rinvenimenti archeologici. Nuova Editrice Apulia, Martina Franca.
- QUARTULLI T. (2012). Contributo allo studio della fauna cavernicola nelle grotte di Martina Franca. Atti Speleion 2010, XV Incontro Regionale della Speleologia Pugliese, Bari, 10-12 dicembre 2010.
- SEZIONE SPELEOLOGICA MARTINESE (1978). Fenomenologia carsica del territorio martinese. Umanesimo della Pietra - Riflessioni, luglio 1978, Martina Franca, 43-50.

Longitudine **17,37345** • Latitudine **40,61916**



Vista dell'ingresso dall'interno della grotta
(Foto Gruppo Speleologico Martinese per M. Milella)



Panoramica del sinkhole

Il sito rappresentato dal *sinkhole* di Torre Pozzella si trova sul fianco sinistro dell'insenatura omonima, lungo la fascia costiera tra le località di Villanova e Torre Santa Sabina, subito a Nord della Lamaforca, in corrispondenza del Camping Torre Pozzelle, in provincia di Brindisi, sulla costa adriatica pugliese. L'insenatura di Torre Pozzella corrisponde ad una *ria*; essa rappresenta la traccia di un solco fluviale, intagliato nella Calcarenite di Gravina, e ben evidente nell'entroterra, il cui tratto terminale è stato invaso dalle acque del mare in seguito all'interazione fra variazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'intera regione. Le incisioni sviluppatasi in un ambiente caratterizzato da un mare che stazionava alcuni metri più in basso dell'attuale, hanno il fondo a "scatola" colmato di sabbie in seguito alla trasgressione del mare sul continente ed in esse. Questo tipo di solchi fluviali sono strettamente collegati alle antiche linee di costa ed il loro allineamento e la loro datazione, insieme, permettono di individuare antichi stazionamenti del livello del mare sopra e sotto la sua posizione attuale. I fianchi della *ria* sono marcati da evidenti crolli per *sapping*. Lungo il

fianco settentrionale di questa *ria*, ai piedi della Torre Pozzella, inoltre, è possibile osservare sulla superficie che definisce la costa rocciosa digradante piana, una vera e propria dolina da crollo, sviluppatasi sempre sulle rocce calcarenitiche, nota con il termine di *sinkhole*, oggi anche essa parzialmente invasa dal mare. Questa caratteristica forma risulta dal crollo della volta di una cavità costiera preesistente; infatti, è possibile osservare sui bordi la disposizione inclinata dei blocchi rocciosi che costituivano originariamente la volta della cavità. Dal punto di vista geomorfologico, l'evoluzione di queste tipologie di forme è piuttosto rapida e il fenomeno assume un ruolo particolare nel modellamento della linea di costa. L'area nel suo insieme mostra pregevoli aspetti storico - naturalistici sottolineati dalla presenza della Torre Pozzella, parte della rete di avvistamento contro i pirati saraceni, e di una estesa e ben conservata macchia mediterranea.



Bibliografia essenziale

DELLE ROSE M, PARISE M. (2002) - Karst subsidence in South-Central Apulia, Southern Italy. *International Journal of Speleology*, 31(1/4), 181-199.

MASTRONUZZI G, SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

NOVEMBRE D. (1961) - Osservazioni sul paesaggio carsico costiero nel Salento. 18° Congresso Geografico Italiano, Trieste, 4-9 aprile 1961: 1-16.

Longitudine **17,66304** • Latitudine **40,77164**



Particolare di Torre Pozzella



Panoramica della ria



L'ingresso della cavità, corrispondente al crollo della volta di una grotta (Foto P. Elia per M. Petruzzelli)



Successione litostratigrafica esposta all'interno del Pulicchio di Toritto (Foto V. Iurilli per M. Petruzzelli)

Il Pulicchio di Toritto, censito nel catasto speleologico della come Pu 26, si trova in prossimità della SP159, a circa 40 m sul lato nord del tracciato viario, a metà strada fra il "Pulo di Altamura" e la località di Quasano. Dal punto di vista paesaggistico il Pulicchio si apre in un querceto naturale ed è di facile accesso. Si presenta come una lieve depressione in una superficie sub pianeggiante, che dà adito ad un vuoto ipogeo attraverso un'apertura grosso modo circolare del diametro di circa 15 m; la cavità si allarga verso il basso fino a circa 30 m di diametro, e presenta un fondo occupato da detrito di crollo e inclinato verso il margine più profondo (a 14 m dalla superficie). Il sito entra nella letteratura scientifica solo dal 1903, grazie al geografo Carmelo Colamonico. La forma è rappresentativa di un processo evolutivo che porta dal collasso di una grotta, più precisamente del suo tetto, che si apre all'esterno, alla genesi di una depressione detta "dolina da collasso" o "da crollo". Considerare questo sito unitamente ad altri (CGPo033, CGPo212, CGPo214, CGPo237, CGPo366, CGPo398) consente di avere un quadro regionale dei diversi stadi evolutivi del fenomeno, in diversi contesti, con elevato valore didattico e ricchezza di materiali e fenomeni disponibili per eventuali approfondimenti di ricerche scientifiche anche interdisciplinari. Il Pulicchio è dunque una cavità, priva di volta, che nell'evoluzione del rilievo si è trovata prossima alla superficie a causa della concomitanza di due processi di degradazione, dal basso e dall'alto: i primi consistono nell'innalzamento della volta per progressivi distacchi e crolli di strati di roccia, i secondi nella degradazione della superficie che si ribassa, fino ad intersecare i sottostanti vuoti carsici. I calcari esposti lungo le pareti della cavità appartengono alle due formazioni del Calcare di Bari e del Calcare di Altamura, che nella zona affiorano "a macchia di leopardo" a causa dell'articolata condizione strutturale, per la quale pieghe anticlinali e sinclinali si susseguono, complicate da dislocazioni tettoniche. Tale situazione sembra aver condizionato lo sviluppo del sistema carsico locale, impostato in corrispondenza di una struttura tettonica distensiva che, per interazione tra faglie, ha prodotto localmente una depressione topografica. La dolina non presenta al fondo un inghiottitoio evidente, perché il fondo stesso è coperto dal cono detritico derivante dai crolli; si osserva però che anche dopo le piogge più copiose non si riempie mai di acqua perché essa viene assorbita. Nei depositi alla base della dolina non è raro trovare resti di vasellame.



Bibliografia essenziale

COLAMONICO D. (1919) - Il Pulicchio di Toritto e la genesi dei puli nel barese. Bollettino della Reale Società Geografica Italiana, vol. 8, fasc. 9-12, pp. 578-595.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_26 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **16,58089** • Latitudine **40,93181**



La dolina di dissoluzione "Gurlamanna", ampia e poco profonda



Vista parziale del Pulicchio di Gravina, con ripidi versanti dalle forme aspre

L'area denominata tre Paduli (toponimo locale che definisce i luoghi depressi e allagabili delle Murge) si trova sulla superficie dell'altopiano carsico delle Murge, al margine meridionale in agro di Gravina e Altamura. Pertanto non si tratta della zona più elevata, giungendo al massimo ai 570 metri di quota. Vi predomina l'aspetto geomorfologico del paesaggio carsico a reticoli chiusi, connotato da un "campo di doline" ove coesistono peculiarità tipiche del paesaggio geologico pugliese, e unicità visibili solo in questa località. Tra le prime, la presenza di doline "cannibalizzate" dal reticolo di valli carsiche, e quindi transitate dal carattere "chiuso" della depressione a quello "aperto", il reticolo idrografico superficiale gerarchizzato e tributario dei bacini chiusi (non di tutti); l'unicità, invece, sta nelle eccezionali dimensioni di tre "grandi doline", oltre che nell'adiacenza tra una grande dolina di soluzione e una grande dolina di collasso ascrivibile alla categoria dei "puli" pugliesi, separate dalla sola cresta spartiacque. La dolina *Tre Paduli* è la più grande, ha contorno ellittico e asse maggiore orientato a Nord lungo circa 1.2 km, con dislivello tra fondo e ciglio superiore di circa 40 m; nel fondo si trova un inghiottitoio attivo, inaccessibile per la presenza di abbondante terreno alluvionale e colluviale. Presenta numerose incisioni torrentizie sui versanti, ma poco approfondite, ad eccezione di quella proveniente da SE. *Gurlamanna* ha dislivello di 30 m circa, contorno meno allungato e asse di circa 650 m; riceve due valli immissarie da N e da O, quest'ultima particolarmente approfondita; l'inghiottitoio al fondo risulta ostruito. Il *Pulicchio di Gravina* presenta forme di collasso e crollo; la sua profondità (90 m) e la mancanza di adattamento del reticolo idrografico testimoniano la sua genesi molto più recente. Non trattiene ristagni d'acqua dopo le piogge, diversamente dalle prime due, dai cui impaludamenti deriva certamente il toponimo della contrada. A queste tre, si aggiungono altre sette doline di soluzione, di più comuni dimensioni (m 200 di diametro), alcune delle quali evolutesi in forme complesse a seguito dello sviluppo di un reticolo idrografico, fenomeno, questo, caratterizzante il carsismo epigeo murgiano. Il *Pulicchio di Gravina* presenta pareti ripide con i calcari a vista, e quindi ambienti "rupestri" particolarmente suggestivi e significativi nell'ecologia locale. Il suo bordo presenta due interessanti aree panoramiche, sia a NE con vista sulle forme ondulate dell'altopiano, sia a SO, dove domina la Fossa Bradanica da una scarpata alta 130 metri. Sui versanti meno ripidi della dolina *Gurlamanna* si trovano anche una piccola grotta carsica, parzialmente antropizzata (Pu 1709), e un'antica masseria arricchita dai fertili terreni del fondo e dall'acqua raccolta anche in una "votano" (cisterna). A parte i fondi alluvionali destinati ad agricoltura estensiva, i versanti delle due doline maggiori sono sede della prateria a graminacee, oggetto di salvaguardia da parte del Parco Nazionale, mentre l'interno del pulicchio ha subito un rimboschimento con conifere alcuni decenni fa.



Bibliografia essenziale

- CASTIGLIONI B., SAURO U. (2000) – Large collapse dolines in Puglia (Southern Italy): the cases of "dolina Pozzatina" in the Gargano plateau and of "Puli" in the Murge. *Acta Carsologica* 29/2, 16, 83-93.
- COLAMONICO C. (1917a) – Il bacino carsico di Gurio Lamanna nelle Murge Alte. *Mondo Sotterraneo*, 14 (1-6), 18-22.
- COLAMONICO C. (1917b) – Il Pulicchio di Gravina. *Rivista Geografica Italiana*, 24, 358-365.
- FIORE A., SIMONE O. (2012) – Great forms of the apulian epigean karst: the puli. *Geologia dell'ambiente*, n.3 suppl. p. 49, 52.

Longitudine **16,42809** • Latitudine **40,90957**



Depositi continentali di età pleistocenica conservati all'interno di una piccola cavità carsica

Il sito è ubicato in corrispondenza dell'insenatura della Palombara, lungo la costa a sud di Otranto, in un'area di elevato pregio naturalistico e paesaggistico. Due sono i punti di interesse presenti: i riempimenti di una grotta di piccole dimensioni, ed i solchi di battente. La grotta è costituita da una piccola cavità alta circa 2 m e ampia 4 m che si apre in corrispondenza del margine interno di una stretta piattaforma di abrasione. La piattaforma, modellata sui calcari mesozoici e ampia circa 5 m, è posta a 6.2 m sul livello medio del mare. Il margine esterno della piattaforma è coperto da una breccia di versante ben cementata. Le pareti della cavità sono interessate da numerosi fori di organismi litofagi. La cavità è parzialmente colmata da un'arenaria giallastra ben cementata, caratterizzata da fitta laminazione con lamine immergenti di circa 20° verso terra. L'arenaria risulta composta da bioclasti (60%), quarzo (30%) e minerali vulcanici del Monte Vulture (10%), essenzialmente pirosseni e granati. L'arenaria è coperta da un velo stalagmitico spesso da 5 a 20 cm, formatosi prima di 350-400 mila anni fa, come indicato da datazioni effettuate con il metodo radiometrico U/Th.

Al di sopra si osserva una stalagmite colonnare, alta circa 50 cm, datata radiometricamente a circa 185 mila anni fa. Chiude la locale successione una breccia di versante di colore rosso scuro con resti di ossa di vertebrati. Poco distante, sulla ripida parete calcarea, sono visibili tre solchi di battente, profondi circa 0.5 m e alti da 0.5 a 0.7 m. I solchi possono essere rilevati ad una quota compresa tra 8 e 13 m per circa 30 m e si presentano leggermente basculati verso nord. Una faglia disloca inoltre tali solchi di circa 0.5 m. Più in basso, a circa 6 m di quota, è presente una piattaforma di abrasione il cui margine interno appare marcato da un solco di battente continuo lateralmente, e non dislocato da movimenti tettonici.



La stalagmite colonnare che caratterizza il deposito copre depositi bioclastici clinostratificati di probabile origine eolica



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (eds) (2003) - Quaternary coastal morphology and sea level changes. Puglia 2003, Final Conference – Project IGCP 437 UNESCO - IUGS, Otranto / Taranto - Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Gl2S Coast Coast – Gruppo Informale di Studi Costieri, Research Publication, 5, 184 pp, Brizio srl - Taranto.

MASTRONUZZI G., QUINIFY, SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.

Longitudine **18,50974** • Latitudine **40,13861**



I solchi di battente fagliati presenti lungo la ripida parete rocciosa



Numerose doline di soluzione normale caratterizzano la superficie di spianamento (*etchplain*) di Montenero. Sul fondo della dolina è stato ricostruito un antico sistema di raccolte delle acque superficiali.

superfici più alte che persero per prime la copertura furono le prime a subire gli effetti del carsismo. Questo spiega la peculiare distribuzione di densità delle doline, la quale rappresenta, in definitiva, il riflesso della diacronica distruzione del manto di alterazione. A riprova di ciò, si osserva che alcuni lembi più bassi della Grande Superficie Sommitale, protetti da resti relitti dell'originaria coltre alteritica, risultano quasi privi di doline. Vicende evolutive completamente diverse subirono, invece, i lembi più ribassati della superficie di corrosione. Essi, dal Pliocene inferiore in poi, furono interessati da ripetute trasgressioni e da processi morfogenetici del tutto diversi.

La parte più elevata del Promontorio del Gargano si presenta come un esteso altopiano modellato sui calcari mesozoici, uniformemente inclinato da SE verso NO tra le quote 900 e 450 m, denominato *Grande Superficie Sommitale*. La superficie risulta debolmente dislocata da numerose e lunghe scarpate di faglia ad andamento appenninico ed è incisa da un ben approfondito reticolo idrografico di tipo conseguente (orientato quindi da SE a NO), oggi completamente privo di deflussi. Il carattere peculiare dell'altopiano è rappresentato dalla numerosissime doline, che ne tormentano la superficie. Le doline sono di dissoluzione normale e mostrano diametro medio di circa 60-80 m. La loro distribuzione è frequentemente condizionata dalla direttrici tettoniche regionali, orientate E-O, NO-SE e NE-SO; inoltre le doline si sono frequentemente sviluppate sul fondo di valli fluviali secondarie, di cui hanno modificato l'aspetto. Le doline non presentano una diffusione omogenea: la loro densità aumenta in funzione della quota da NO a SE e raggiunge i valori massimi (circa 105 doline/km²) in corrispondenza della località Montenero, al bordo sud-orientale. Secondo Baboçi *et al.* (1999) la Grande Superficie Sommitale di Montenero è un lembo relitto di una estesa superficie di corrosione (*etchplain*), modellata nel corso di una lunga fase morfogenetica, in condizioni climatiche di tipo tropicale-umido, che determinarono la formazione di uno spesso mantello di materiale residuale. I lembi relitti di questa coltre sono numerosi e ben conosciuti nelle regione, già dai tempi di Crema (1931); quelli più potenti sono stati fossilizzati dai sedimenti delle trasgressioni, che durante il Cretaceo superiore ed il Miocene interessarono le aree periferiche di questa regione. Resti fossili di fauna continentale di ambiente sub-tropicale di età miocenica sono stati ritrovati all'interno di questa copertura lateritica. Questa fase di profonda alterazione superficiale delle rocce carbonatiche, iniziata alla fine del Cretaceo inferiore, fu definitivamente interrotta nel Pliocene inferiore da un'importante fase tettonica, responsabile della intensa fratturazione dei corpi rocciosi carbonatici e dello smembramento della superficie in diversi lembi, variamente basculati. La Grande Superficie Sommitale costituisce attualmente il lembo centrale e più elevato. Su quest'ultimo lembo cominciò quindi l'erosione del manto di alterazione, favorita dal nuovo assetto delle superfici e, in misura minore, dalle condizioni climatiche. Al trasporto del materiale fine ed incoerente della copertura parteciparono attivamente le acque incanalate che, presumibilmente, in questo periodo si organizzarono in un reticolo idrografico di tipo conseguente. Con il procedere del dilavamento, il substrato roccioso fu progressivamente scoperto ed esposto all'aggressione meteorica diretta: le



Bibliografia essenziale

BABOÇI K., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1999) – La Grande Superficie Sommitale del Promontorio del Gargano. Prime considerazioni sulla genesi ed evoluzione. *Bonifica*, 8(2), 53-56.

BABOÇI K., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1991) – Primi risultati dello studio quantitativo delle forme carsiche epigee dei dintorni di S.Marco in Lamis (FG). *Itinerari Speleologici*, 5, 87-95.

BALLAMAN P. (1973) – Fossil Vogels aus dem Weogen der Halbinsel Gargano (Italien). *Scripta Geologica*, 17.

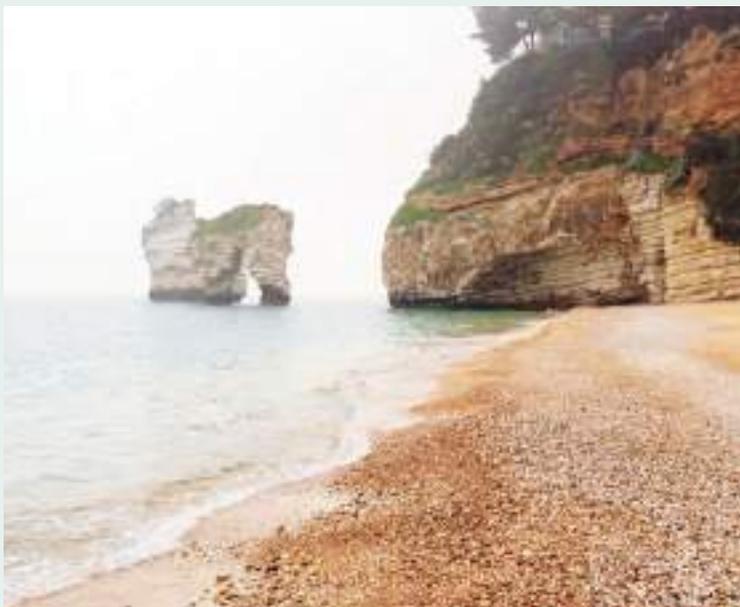
FREUDENTHAL M. (1971) – Neogene vertebrates from the Gargano Peninsula, Italy. *Scripta Geologica* 3.

FREUDENTHAL M. (1976) – Rodent stratigraphy of some Miocene fissure fillings in Gargano (Prov. Foggia, Italy). *Scripta Geologica*, 37.

Longitudine **15,68827** • Latitudine **41,74740**



Panoramica dell'area



Veduta verso SO in cui risaltano i faraglioni della Baia delle Zagare e, a destra, la falesia costiera in cui la falda detritica stratificata si presenta sovrapposta ai calcari mesozoici con liste di selce (Foto V. Iurilli per P. Sansò)

e può formare letti primari distinti da quelli carbonatici, oppure letti secondari per sostituzione diagenetica di particelle calcaree. Secondo Serva *et al.* (1990) le spettacolari strutture da scivolamento presenti a più altezze in questa formazione sono state interpretate come espressione di diffusa paleoisimicità dell'area. Le strutture deformative osservabili nella Baia delle Zagare sono infatti il prodotto di lente frane sottomarine innescate a più riprese dalla tettonica che può aver agito sia indebolendo i sedimenti a seguito di attività sismica, sia determinando un aumento di pendenza dei versanti sommersi.



Bibliografia essenziale

ALBANO T. (1996) – Aspetti geomorfologici ed evoluzione dell'area nord-orientale del Gargano. Tesi di Laurea, Facoltà di Scienze MM.FF.NN., Università di Bari.

FIGE A. (2013) - Evoluzione tardo quaternaria dei sistemi deposizionali alluvionali e costieri del Gargano nord-orientale (fra Mattinata e San Menaio). Tesi di dottorato, Università Degli Studi della Basilicata: 160 pp.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2013) – La costa senza passato è senza futuro. Il ruolo della geomorfologia nella gestione sostenibile delle coste. *Geologi e Territorio*, 1, 3-15.

PALMA DI CESNOLA A. (1971) – Baia delle Zagare. *Notiz. Riv. Sc. Preist.*, 37, p. 460-461.

Longitudine **16,14541** • Latitudine **41,74637**

La Baia delle Zagare, nel tratto costiero orientale del Promontorio del Gargano, rappresenta uno dei luoghi più suggestivi dal punto di vista paesaggistico. L'insenatura è divisa in due da una dorsale modellata nei calcari con liste e noduli di selce del Cretaceo inferiore. Le insenature sono delimitate da una falesia alta sino a circa 40 m; la presenza di due suggestivi faraglioni a poca distanza dalla linea di riva, uno dei quali a forma di arco, è indice del suo veloce arretramento; analoghi fenomeni a diverso stadio di evoluzione si osservano nei siti dell'Architello (CGP0001) e del Pizzomunno (CGP0030). Lungo la falesia sono esposti sia depositi di versante che il substrato calcareo. I primi colmano parzialmente il fondo di due strette incisioni allungate in direzione NO-SE a costituire un terrazzo fluviale di origine climatica inclinato verso SE di circa 6° ed esteso da 120 m e 40 m di quota. I depositi di versante sono costituiti da livelli di breccie brune granulo-sostenute composte da minuti elementi spigolosi di natura calcarea e selciosa (dimensioni medie 1-3 cm di diametro) alternati quasi ritmicamente con strati di suoli spessi circa 20 cm, e caratterizzati da abbondante matrice sabbiosa di colore marroncino chiaro. Nel sito è inoltre estremamente interessante l'affioramento di una generazione più antica di breccie di versante presente sul lato meridionale della baia, e che si interpone tra la superficie del versante e le breccie brune su descritte. Queste breccie più antiche hanno colore rosso, sono ben cementate, con clasti calcarei e selciosi immersi in abbondante matrice fine. I clasti si presentano inoltre subarrotondati, con dimensioni medie di 5-10 cm; alcuni clasti raggiungono 30 cm di diametro, e raramente si osservano blocchi di dimensioni metriche. In alto le breccie rosse sono delimitate da un crostone ben cementato, spesso circa 10 cm, coperto dai livelli fini della più recente falda detritica stratificata (breccie brune). Questi depositi costituiscono delle potenti falde detritiche formatesi durante l'ultimo periodo glaciale, e anche in periodi precedenti. Durante le fasi climatiche glaciali, infatti, le condizioni climatiche fredde e aride hanno determinato una efficace azione dei processi crioclastici sui versanti che rapidamente hanno raggiunto una configurazione di equilibrio caratterizzata da una pendenza media di circa 25°. L'abbondante materiale crioclastico ha parzialmente colmato il fondo delle principali valli andando a costituire ampi terrazzi fluviali di origine climatica. I tratti di falesia modellati nei calcari con selce, invece, mostrano spettacolari strutture deformative dovute a movimenti gravitativi (*slumps*), messe in evidenza da livelli scuri deformati e piegati costituiti da lenti e letti di selce rossa. La selce proviene dalla precipitazione chimica di silice prodotta da microrganismi (radiolari e diatomee)



Dettaglio del contatto tra falda detritica pleistocenica stratificata (in alto) e calcari stratificati mesozoici (in basso). La presenza di liste di selce (scure) evidenzia la stratificazione (Foto V. Iurilli per P. Sansò)



Panoramica del tratto settentrionale della Gravina di San Marco

Il sito rappresentato dalla Gravina di San Marco taglia la città di Massafra secondo la direzione NE-SW, un'estensione lineare di circa 1,5 km, una larghezza compresa tra 30 e 50 metri e una profondità variabile tra 10 e 40 metri. Questa gravina rappresenta una delle incisioni fluviali la cui genesi è da legare ai processi di *sapping*. I processi di *sapping* - insieme di processi di erosione e di degradazione - sono responsabili della formazione di alcune delle incisioni presenti nella Regione Puglia. Esse lungo il lato ionico sono comunemente denominate "gravine" ma senza che questo termine assuma un significato genetico; altri termini usati sono quelli di "lama" o di "vallone". Il *sapping* si realizza per l'azione concomitante delle acque incanalate di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sotterraneo: insieme essi determinano il crollo per scalzamento alla base di bancate di calcarenite lungo i versanti nonché all'approfondimento per erosione del fondo della valle stessa. Le *sapping valley* mostrano generalmente un profilo trasversale scatolare con versanti circa subverticali a gradoni, interamente impostate sulla Calcarenite di Gravina Plio-Pleistocenica e sino, in molti altri casi, sui sottostanti calcari mesozoici ove assumono invece la connotazione di una semplice valle di sovraincisione. La gravina di San Marco inizia a nord in corrispondenza di Masseria Pantaleo e attraversa poi il centro urbano di Massafra, dividendo il nucleo più antico dal Borgo ottocentesco. La Gravina prende il suo nome dalla cripta rupestre omonima, in passato comunemente chiamata "Il Paradiso di Massafra" proprio per la sua bellezza scenografica. Le prime tracce di abitazioni in grotta possono essere ricondotte all'alto Medioevo; nel VI secolo si colloca, infatti, la prima escavazione della chiesa rupestre di San Marco. Il villaggio rupestre fu abitato presumibilmente fino al primo decennio del '600, quando, in seguito a due successive e gravi alluvioni (1603 e 1608), la frequentazione all'interno della gravina si fece sempre più sporadica. Numerose sono le chiese rupestri presenti all'interno della gravina, come il complesso rupestre di uso civile denominato "casa dell'Igumeno", vero e proprio castello rupestre scavato su più piani intercomunicanti.



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,11605** • Latitudine **40,59048**



Dettaglio della gravina attraverso il centro abitato di Massafra



Panoramica della sezione esposta lungo il taglio stradale

leccese prosegue con un intervallo stratigrafico spesso circa 2,5 m, costituito da una calcarenite giallastra molto bioturbata, a grana fine, a basso contenuto in glauconite. Nella parte inferiore di tale intervallo sono presenti lamellibranchi (*Neopycnodonte navicularis*, *Amussium cristatum*, *Chlamys haueri*) e brachiopodi (*Terebratula sp.*). Nell'ultimo metro si osserva una calcarenite marnosa contenente pettinidi, piccoli brachiopodi, serpulidi, briozoi, balani e piccoli ostreidi. Al di sopra di tale livello poggiano le Calcareniti di Andrano, rappresentate da calcari e calcareniti più o meno marnose, di colore grigio chiaro con sfumature giallastre e biancastre. Tali depositi contengono fossili abbondanti, fra cui serpulidi, balani, briozoi, gasteropodi, lamellibranchi (*Chlamys sp.*, *Cardium sp.*, *Ostrea sp.*, *Modiola sp.*) nonché brachiopodi e alghe. Le Calcareniti di Andrano si presentano in strati di spessore variabile da qualche centimetro a oltre 1 m, immersi verso est.



La successione stratigrafica in oggetto è ubicata all'incrocio tra la tangenziale est dell'abitato di Lecce e la strada provinciale di Frigole, ed è rappresentata dai depositi riferibili alla Pietra leccese (Miocene) e dai sovrastanti depositi delle Calcareniti di Andrano (Miocene superiore). La successione si apre con depositi della Pietra leccese, stratificati in banchi con immersione di pochi gradi verso est, e rappresentati per i primi 3 m, da calcareniti a grana media-fine, di colore giallo-biancastro, intensamente bioturbate. In tali depositi si rinvennero frequenti fossili sparsi, rappresentati perlopiù da lamellibranchi, fra cui *Flabellipecten sp.* ed *Amussium cristatum*. Al di sopra delle calcareniti, su una superficie erosiva ondulata ed irregolare, immergente verso est, a luoghi caratterizzata dalla presenza di tasche erosive, la Pietra leccese mostra caratteri di facies differenti; si rinviene infatti un livello glauconitico (noto come "piromafo"), avente uno spessore di circa 6 m. La glauconite è presente in grandi quantità soprattutto alla base del livello, andando anche a riempire le tasche erosive. La base di tale livello contiene inoltre numerosi noduli fosfatici, di dimensioni variabili dal millimetro a qualche centimetro, e costituiti in prevalenza da gusci mineralizzati di pteropodi. Nell'intero livello si rinvennero frequenti fossili disposti casualmente e con valve disarticolate, a luoghi fosfatizzate (*Amussium cristatum*, *Flabellipecten sp.*, *Chlamys haueri*, *Neopycnodonte navicularis*). Più rari sono i gasteropodi (eccetto gli pteropodi), i frammenti di echinidi (*Spatangus sp.*), i coralli e grossi anellidi. Di particolare importanza sono due livelli posti a 30 cm e 125 cm al di sopra della superficie erosiva, ricchi di resti di vertebrati e dove si riscontra una notevole concentrazione di glauconite. Il primo livello contiene vertebre di delfino, mentre il secondo mostra, parte del cranio, vertebre e coste, in connessione anatomica, di un grosso cetaceo misticeto. Dalle osservazioni effettuate al microscopio ottico si ricava inoltre che i granuli di glauconite sono costituiti in gran prevalenza da modelli interni di foraminiferi planctonici. Al di sopra del «piromafo», la Pietra



Assemblaggio del cranio di *Cethoteridae* rinvenuto nella Pietra leccese glauconitica:
1, 2: rami mandibolari; 3: occipite;
4, 5: bulle timpaniche e periotici; 6, 7: mascellari

Bibliografia essenziale

MARGIOTTA S., VAROLA A. (2004) – Nuovi dati geologici e paleontologici su alcuni affioramenti del territorio di Lecce. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 109: 1-12.

Longitudine **18,18776** • Latitudine **40,38563**



Panoramica dell'area di cava ormai quasi completamente colmata da materiali di riporto

In località Serra di Poggiardo, lungo la Strada Provinciale SP233LE che collega gli abitati di Ortelle e Cocumola, in corrispondenza dei fronti di una cava abbandonata, affiorano calcari cretacei appartenenti alla Formazione del Calcare di Altamura, contenenti spettacolari esemplari di Rudiste. In tale sito i depositi, spessi circa 4 m, sono costituiti da biocalcareni e biocalciruditi bianche passanti verso l'alto e lateralmente a calcari organogeni con matrice biocalcarenitica fangosa. Tali depositi non mostrano una netta stratificazione; solo localmente essa è evidenziata dalla presenza di brusche variazioni di granulometria. Nei depositi, oltre a gasteropodi, foraminiferi, ostracodi, alghe verdi, echinoidi, si rinvengono Rudiste di grandi dimensioni concentrate in lenti, raramente in posizione di vita, ma spesso con entrambe le valve conservate. Laviano, Sirna (1993) hanno riconosciuto le seguenti specie di Rudiste: *Pseudopolyconites ovalis apuliensis*, *Pironea slavonica*, *Joufia reticolata*, *Mitrocaprina bulgarica*, *Sabinia klinghardti*, *Hippurites colliciatus*, *Vaccinites ultimus*, *Favus antei*, *Radiolites spongicola*, *Radiolites angeioides*, *Radiolitella maastrichtiana*, *Biradiolites chaperi*, *Biradiolites stoppani*, *Petkovicia varajana*, *Bayleia sp.*, *Bournonia excavata*. Da un punto di vista paleoecologico le forme riconosciute sono compatibili con condizioni di sedimentazione caratterizzate da elevata energia; tale carattere, insieme alle altre caratteristiche di facies, consente di definire un ambiente di sedimentazione di margine di piattaforma. L'aspetto che maggiormente giustifica la segnalazione del sito è la presenza del foraminifero *Raadshovenia salentina*, per il quale la cava è segnalata come la "località-tipo".



Particolare della successione con due splendidi esemplari di rudiste



Dettaglio della successione con rudiste in frammenti



Bibliografia essenziale

DE CASTRO P. (1990) – Osservazioni paleontologiche sul Cretaceo della località tipo di Raadshovenia salentina e su Pseudochubbina n.g.. Quad. Acc. Pont., 10: 116 pp.

LAVIANO A, SIRNA G. (1993) – I calcari a rudiste di poggiardo. Guida alle escursioni. XII Società Paleontologica Italiana, 21-27.

LAVIANO A. (1996) – Late Cretaceous rudist assemblages from the Salento Peninsula (Southern Italy). Geologica Romana, 32: 1-14.

SLADIC-TRIFUNOVIC M. (1987) – Pironea Pseudopolyconites Senonian of the Apulian plate: paleobiogeographic correlations and biostratigraphy. Memorie Soc. Geol. It., 40: 149-162.

SLADIC-TRIFUNOVIC M, CAMPOBASSO V. (1980) – Pseudopolyconites and Colveraias from Maastrichtian of Poggiardo (Lecce, Puglia), Italy. Ann Geol. Pen. Balkanique, 43-44: 273-286.

Longitudine **18,40677** • Latitudine **40,04631**



Panoramica della faglia visibile dal porto di Castro

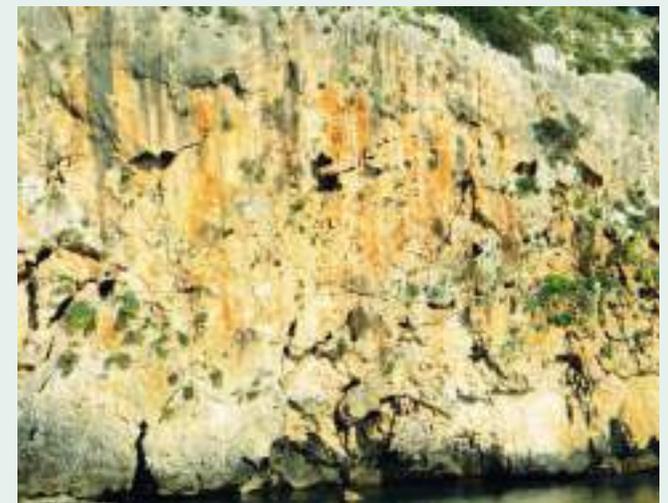
Il lato settentrionale del porto di Castro è geologicamente caratterizzato dalla presenza di una faglia della quale è possibile ammirare lo specchio: ciò rende l'affioramento rappresentativo di questo tipo di strutture in virtù anche della scarsità delle esposizioni similari nel territorio salentino. Inoltre, il sito costituisce esempio dell'evoluzione tensiva fragile a cui è sottoposta la placca dal suo manifestarsi embrionale nel Paleogene, fino alla sua definitiva partecipazione alla costruzione dell'attuale paesaggio. La faglia è sub verticale o leggermente immergente verso sudovest (risultando quindi di tipo normale), ha direzione circa N160 ed interessa la successione oligocenica del Calcare di Castro che risulta ribassato a sud. La specchio di faglia è caratterizzato da una superficie liscia in più luoghi interessata da discontinuità che suddividono il sedimento in blocchi. Sono presenti tuttavia vuoti creatisi sia per il distacco di blocchi sia per l'azione del processo carsico. Per quanto riguarda il rigetto, pur non essendo possibile quantificarne con precisione l'entità in quanto l'esposizione non è completamente visibile, Bossio *et al.* (1987) ipotizzano che esso sia superiore ad una cinquantina di metri e che vada a decrescere nell'entroterra laddove non è superiore ai 25 m-30 m. Gli stessi Autori ipotizzano che questa differenza nei rigetti "sia da imputare o al riattivarsi di un taglio preesistente almeno sin dopo il Siciliano o sia da addebitarsi interamente ad un episodio tettonico del tutto posteriore a questo sottopiano". Addossati alla faglia infatti si ritrovano i sedimenti pleistocenici della Calcarenite di Gravina (cfr CGP010) i quali mostrano spessori differenti nell'entroterra rispetto alla costa. Secondo l'ipotesi di Bossio *et al.* (1987) le tendenze al riequilibrio stimolano il ringiovanimento di sistemi tensivi precedenti o ne innescano di nuovi, i quali precedono (e forse accompagnano) le ingressioni marine.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1987) – Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. V – Note geologiche sulla zona di Castro. Atti del Convegno sulle conoscenze del territorio salentino. Quaderni di Ricerche del Centro studi Geotecnici e di Ingegneria. 11: 127-146.

Longitudine **18,42860** • Latitudine **40,00099**



Dettaglio del piano di faglia



Panoramica di un tratto (a Sud di Torre Lapillo) della spiaggia di Porto Cesareo

La costa bassa prevalentemente sabbiosa che caratterizza il litorale di Porto Cesareo, tra Scalo di Furno e Torre Lapillo, costituisce un'area particolarmente significativa per la ricostruzione degli eventi che hanno caratterizzato questo tratto di litorale fra l'Olocene superiore e l'attuale, con particolare riferimento alle variazioni del livello del mare. Il tratto costiero è articolato in ampie baie e piccole cale di varie dimensioni e forma e due bacini lagunari ubicati sui lati settentrionale e meridionale dell'abitato di Porto Cesareo. Spiagge del tipo *stationary barrier* caratterizzano il fondo delle baie e delle cale che si susseguono lungo il tratto di costa esaminato. In particolare, gli originari cordoni di dune di età da medio a tardo olocenica, con elevazione massima di 7 metri s.l.m., sono oggi in gran parte smantellati nelle aree di più intensa urbanizzazione costiera. A monte dei cordoni dunari si individuano estese ed ampie aree depresse corrispondenti a paludi retrodunari, oggi colmate e bonificate (cfr CGPo193). I fondali del tratto di litorale preso in esame è di natura rocciosa, in prevalenza formato da rocce carbonatiche di età cretacea a luoghi coperti da lembi calcare nitici di età pleistocenica. Recenti studi geoarcheologici di Alfonso *et al.* (2012), basati sul ritrovamento di un relitto di una nave romana di età imperiale, di relitti spiaggiati di probabile età medievale, di strutture sommerse facenti parte dell'insediamento preistorico di scalo di Furno e di altri resti archeologici, hanno consentito di avanzare le prime ipotesi di ricostruzione delle variazioni del livello del mare negli ultimi 5.000 anni che inducono a ritenere un livello del mare circa 4 m più basso durante l'età del bronzo. Nell'equilibrio dinamico nel quale si trova l'ambiente in studio, un ruolo di grande importanza viene svolto dal cordone di dune fitogeniche che delimita l'ambiente costiero propriamente detto e che assume valore florobotanico e faunistico. La copertura

discontinua di vegetazione presente sulla duna rappresenta infatti una specie di frangivento, in grado di intrappolare la sabbia della spiaggia, che con un moto di saltazione tenderebbe a spostarsi verso terra. In questo modo il cordone dunare si innalza a costituire una sorta di barriera. Tuttavia se la copertura vegetale delle dune viene danneggiata, in seguito al passaggio dei veicoli e di persone, o peggio in seguito a lavori di sbancamento, tenderanno a formarsi delle conche di deflazione che col tempo si estenderanno come solchi attraverso la fascia di dune.



Esempio di interventi realizzati per fronteggiare l'erosione costiera



Bibliografia essenziale

ALFONSO C., AURIEMMA R., SCARANO T., MASTRONUZZI G., CALCAGNILE L., QUARTA G., DI BARTOLO M. (2012) – Ancient coastal landscape of the marine protected area of porto Cesareo (Lecce, Italy): recent research. *International Journal of the society for under water technology*, 30(4): 207-215.

DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., TERLIZZI F., VECCHIONE C. (2004) – Evoluzione morfologica del settore costiero di Porto Cesareo (Penisola salentina, Puglia). *Studi costieri*, 8, 37-48.

GIRASOLI D.E., MILLI S. (2012) – Evoluzione dinamica delle spiagge nel tratto di costa tra Porto Cesareo e Torre Colimena. *Atti della II Edizione del Premio Decio De Lorentiis, Citta di Maglie, Museo civico di Paleontologia e Paleontologia, Editrice salentina*, 17-45.

Longitudine **17,86915** • Latitudine **40,27157**



La spiaggia di Porto Cesareo



Panoramica dell'area di cava (parte posta a sud est)

(*Kogia spp.*). Descritto con il nome di *Zygophyseter varolai* (in onore del Prof. A. Varola, scopritore del capodoglio e direttore di importanti campagne di ricerca paleontologiche in Salento), il cetaceo di nuova identificazione era fornito di grossi denti non solo sulla mandibola, come il capodoglio attuale, ma anche sulla mascella. Questi grandi denti atti ad afferrare e tranciare prede di grosse dimensioni gli hanno guadagnato il soprannome inglese di "killer sperm whale" (capodoglio assassino). Questo nuovo fiseteroide, infatti, rivela che la strategia alimentare che oggi, fra i delfinidi, è propria solo dell'orca è stata adottata in passato anche da altri cetacei. Nell'ambito della stessa cava sono stati individuati, inoltre, un cranio ben conservato e due rostri riferiti a *Makaira cf. nigricans* Lacepede, 1802. Questo ritrovamento è particolarmente significativo per le indicazioni paleo ambientali che ne derivano; infatti, i Marlin - la specie di cui sopra fa parte della famiglia degli Istiophoridae - sono tipici di mari con batimetrie elevate e clima di tipo tropicale-subtropicale. Le lievi differenze morfometriche tra i reperti ritrovati e quelli attuali possono essere ricondotte ad un effetto di isolamento dovuto all'azione concomitante del low stand del livello del mare e del carattere di bacino semi-chiuso del Mediterraneo nel Tortoniano.

La Pietra leccese è nota per la presenza abbondante di resti fossili. Oltre ai ricorrenti lamellibranchi, brachiopodi, cefalopodi ed echinidi essa ha attirato l'interesse della comunità scientifica per la presenza ricorrente di vertebrati. Cava "La Cisterna" (ubicata a sud est di Lecce e est di Masseria il Pino) rappresenta un giacimento in questo senso particolarmente significativo così come testimoniato da alcuni importanti ritrovamenti che vi sono stati fatti che assume quindi carattere di geosito. La successione affiorante in cava è stata analizzata sia per i suoi caratteri litostratigrafici che biostratigrafici. In cava è esposta la Pietra leccese per circa 22 m. Partendo da fondo cava abbiamo, per circa 4 m, biomicriti giallastre con sparsi granuli glauconitici; seguono 2 m di biomicriti intensamente glauconitiche (ricche in fossili come *Flabellipecten*, *Chlamis*, *Amusium* e *Neopycnodonte*) e quindi 4 m di biomicriti leggermente glauconitiche. Nei rimanenti 12 m l'unità mostra una granulometria maggiore ed un colore arancio-giallastro con comuni modelli di bivalvi. Le analisi biostratigrafiche hanno evidenziato una lacuna (di circa 2 milioni di anni) nella successione al tetto dell'intervallo intensamente glauconitico giacché la parte basale è attribuita al Tortoniano inferiore mentre gli ultimi 16m di successione si sono sedimentati nel Tortoniano alto. Particolarmente significativo è stato il ritrovamento in cava di un cranio quasi completo di un cetaceo appartenente alla tribù Ziphyiini della sottofamiglia Ziphyiinae. L'esemplare ha permesso di individuare un nuovo genere ed una nuova specie: *Messapicetus longirostris*. *Messapicetus* è il più primitivo genere degli Ziphyiini per avere dei nasali non molto grandi ed una peculiare morfologia delle creste premaxillari che non permette lo sviluppo di un profondo bacino premaxillare. Oltre a *Messapicetus*, sono solo 4 i generi fossili di Ziphyiidae con reperti cranici significativi. Questa famiglia è rara nei sedimenti miocenici del bacino mediterraneo. Inoltre il ritrovamento di uno scheletro quasi completo di un antenato del capodoglio ha fornito nuovi e inattesi dati sui Physeteroidea che, originatasi nell'Oligocene superiore, era fino ad oggi conosciuta sulla base di reperti fossili per lo più frammentari e dei suoi unici due rappresentanti attuali: il capodoglio (*Physeter macrocephalus*) e il cogia



Panoramica dell'area di cava, ripresa dalla tangenziale di Lecce



Bibliografia essenziale

- BIANUCCI G., LANDINI W., VAROLA A. (1992) – *Messapicetus Longirostris*, a new genus and species of Ziphyiidae (Cetacea) from the Late Miocene of "Pietra leccese" (Apulia, Italy). *Boll. Della Soc. Paleont. Ital.*, 31(2): 261-264
- BIANUCCI G., LANDINI W., VAROLA A. (1994) – Relationship of *Messapicetus Longirostris* (Cetacea, Ziphyiidae) from the Miocene of South Italy. *Boll. Della Soc. Paleont. Ital.*, 33(2): 233-241.
- BOSSIO A., FORESI L. M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., SALVATORINI G., F. DONIA. (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord - orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 39: 16-29
- CARNEVALE G., SORBINI C., LANDINI W., VAROLA A. (2002) - *Makaira cf. nigricans* Lapepe, 1802 (Teleostei: Perciformes: Istiophoridae) from the Pietra leccese, Late Miocene, Apulia, Southern Italy. *Paleontographia Italica*, 88: 63-75.
- MAZZEI R., MARGIOTTA S., FORESI L. M., RIFORGIATO F., SALVATORINI G. (2009) - Biostratigraphy and chronostratigraphy of the Miocene Pietra leccese in the type area of Lecce (Apulia, southern Italy). *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, 48, 129-145.

Longitudine **18,19554** • Latitudine **40,32696**



Panoramica del geosito in cui sono evidenti i piccoli fronti di cava

La successione pliocenica media di porto Craulo in località Fascio, a nord di Otranto, è stata oggetto di dettagliati studi paleontologici verso la metà degli anni 60 e nei primi anni 80 del secolo scorso. Essa assume quindi importanza paleontologica e costituisce geosito di riferimento riguardo agli aspetti paleontologici per i depositi simili e coevi di Roca Li Posti (cfr CGP0077) e San Andrea (cfr CGP0085). Si tratta di una calcarenite organogena debolmente cementata di colore giallastro del tutto analoga alle sabbie calcareo-organogene della zona di Capo d'Otranto, sia come tipo litologico sia per il contenuto microfaunistico. La macrofauna è piuttosto abbondante e rappresentata da resti di Coralli isolati, Brachiopodi, Cirripedi, Echinidi, Lamellibranchi, Gasteropodi e Cheloni. Particolarmente abbondanti sono poi i Crostacei Decapodi brachiuri: i taxa di Porto Craulo (tra questi particolarmente significativo il ritrovamento molto frequente di esemplari di *Cancer sismondai* Meyer) sono indicatori di mare relativamente basso, con caratteristiche di acque abbastanza calme

di ambiente neritico decisamente sublitorale con una sedimentazione lenta. Da notare che i fossili del genere *Cancer* sono tutti in situ (posizione di crescita). Si può ipotizzare che specie attuali del genere *Cancer* debbano essere state nel passato di ambiente più costiero e si sarebbero successivamente adattate ad un regime marino più profondo. Altrettanto importanti i ritrovamenti degli ittiodontoliti da parte di Menesini (1967). L'Autore ha riconosciuto le specie *Notidamus griseus*, *Sparus cinctus* e *Pagrus Mauritanicus*. Al momento in cui veniva pubblicato il lavoro il ritrovamento di quest'ultima specie veniva effettuato per la prima volta in Italia.



Dettaglio della successione



Bibliografia essenziale

MENESINI E. (1967) – Ittioliti pliocenici di porto Craulo (Otranto). Atti della Società Toscana di scienze Naturali. Serie A, LXXIV, 221-231.

VAROLA A. (1965) – Nota preliminare su di un giacimento a *Cancer sismondai* Meyer nella provincia di Lecce. Atti della Società Toscana di scienze Naturali, Serie A, 72, 295-298.

VAROLA A. (1981) – Crostacei Decapodi Neogenici della Penisola Salentina (Italia). *Thalassia Salentina*, 11: 3-51.

Longitudine **18,49084** • Latitudine **40,15234**



Uno dei granchi fossili estratto dalla successione di Porto Craulo



Panoramica della falesia meridionale del Secondo Seno del Mar Piccolo in località Il Fronte

Questo importante sito è rappresentato da un affioramento, presso la località Il Fronte, in corrispondenza di un piccolo promontorio ubicato lungo la fascia costiera meridionale del secondo seno del Mar Piccolo, tra il Parco Cimino e la Palude La Vela, nel comune di Taranto. La sezione esposta su una falesia all'intorno del promontorio de Il Fronte, lunga circa 0.7 Km, rappresenta una successione stratigrafica di origine marina ben conservata di circa 15 metri di spessore riferibile al Pleistocene medio e superiore. Il limite inferiore del Pleistocene Superiore è piuttosto importante perché rappresenta l'inizio dell'ultimo e massimo intervallo di riscaldamento naturale della storia recente della Terra prima del riscaldamento in corso. La parte inferiore della successione in affioramento corrisponde alla Formazione delle Argille subappennine (Argille Azzurre Plio-Pleistoceniche) caratterizzata da depositi vulcanici ed ittiolitici. Nella porzione

Colonie di *Cladocora caespitosa* alte sino a un paio di m nei depositi de Il Fronte

pelitica a circa 6 m s.l.m. lungo la falesia sono infatti presenti due livelli di tefra ed una laminite che potrebbe corrispondere ad un sapropel. Lo studio preliminare biostratigrafico colloca questa parte di sezione al di sopra della scomparsa di alcune specie di *nannoplankton* calcareo pertanto il deposito risulta compreso tra 0.577 Ma e 0.430 Ma e quindi è attribuibile al Pleistocene medio. In discordanza stratigrafica su di esse, attraverso una superficie di indurimento perforata da organismi litodomi, poggiano i depositi marini della trasgressione che ha modellato l'ampio terrazzo marino della città di Taranto. Essi sono costituiti da un'alternanza di calcareniti e marne sabbiose di circa 8.5 metri di spessore e caratterizzati dalla presenza di fauna calda Senegalese (come i molluschi *Persististrombus latus* (Gmelin), *Cardyta calculata senegalensis* e *Hytotissa hyotis*); nella parte marnosa si sviluppano colonie di *Cladocora Caespitosa* (Linneo), madrepora coloniale zooaxentellata, che raggiunge sviluppo verticale sino a due metri. Grazie a questa associazione fossilifera e a datazioni assolute U/Th su *C. caespitosa*, i depositi del terrazzo marino sono attribuiti al Tirreniano; questo termine indica a scala mondiale l'intervallo di tempo compreso fra un'età di circa 134 e 116 ka (MIS 5.5). L'insieme dei dati cronostratigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su altri siti specifici dell'area circostante il Mar Grande e il Mar Piccolo di Taranto, come quelli di Masseria Natrella e del Castello Aragonese (cfr CGP0052, CGP0082, CGP0087, CGP0090, CGP0093, CGP0095, CGP0098), consentono la loro correlazione cronostratigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica dell'area costiera di Taranto durante le fasi comprese tra l'Ultimo Interglaciale, attraverso l'Ultimo Glaciale, sino all'attuale. Questa sezione stratigrafica potrebbe rappresentare un nuovo stratotipo nella Scala Cronostratigrafica Standard, così da sostituire il nome Tirreniano con Tarentiano. Il nuovo Piano inizierebbe tra la fine del MIS 6 (MIS = *Marine Isotope Stage*) e l'inizio del MIS 5 e si stenderebbe per tutto il MIS 5 pur se in questa sezione ne sarebbe rappresentato solo il picco caldo trasgressivo del MIS5.5 (circa 134 -116ka); i depositi che rappresentano le altre fasi, dal MIS5.4 al MIS5.1, sarebbero tutte sommerse e quindi non direttamente visibili in esposizione. Il sito è limitrofo all'area naturalistica rappresentata dalla foce del Canale D'Aiedda (cfr CGP0182) e alla Palude La Vela (cfr CGP0076).



Bibliografia essenziale

AMOROSI A., ANTONIOLI F., BERTINI A., MARABINI S., MASTRONUZZI G., MONTAGNA P., NEGRI A., PIVA A., ROSSI V., SCARPONI D., TAVIANI M., VAI G.B. (2014). The Middle-Late Quaternary Fronte Section (Taranto, Italy): an exceptionally preserved marine record of the Last Interglacial. *Earth Planetary Change*, accepted.

ANTONIOLI F., DEINO A., FERRANTI L., KELLER J., MARABINI S., MASTRONUZZI G., NEGRI A., PIVA A., VAI G.B., VIGLIOTTI L. (2008). Lo studio della sezione "Il Fronte" per la definizione del piano Tarentiano (Puglia, Italy). *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 20 (2), 31-34.

MASTRONUZZI G. (2006). Evoluzione dell'orografia antica della città di Taranto. In: D'Angela C. e Ricci F. (ed.). *Dal Kastron bizantino al Castello aragonese*, Scorpione Editrice, Taranto, 123-140.

PEIRANO A., KRUŽIĆ P., MASTRONUZZI P. (2009). Growth of Mediterranean reef of *Cladocora caespitosa* (L.) in the Late Quaternary and climate inferences. *Facies*, 55, 325-333.

Longitudine **17,31285** • Latitudine **40,47546**

La parete ovest de Il Fronte con un esemplare di *Persististrombus latus*



Vista del versante bradanico delle Murge in località La Madama. Il Calcare a *Planorbis* affiora nella parte alta del rilievo

Lungo il versante bradanico delle Murge (vedi scheda CGPo436), in località La Madama (Comune di Gravina in Puglia) affiora un lembo di calcari lacustri del Terziario appartenenti alla formazione del Calcare a *Planorbis*. Il Calcare a *Planorbis* poggia in discordanza sul Calcare di Altamura; il contatto stratigrafico è marcato da un orizzonte spesso 1-2 metri di terra rossa con noduli di bauxite (pisoliti) e concrezioni tubuliformi. La formazione del Calcare a *Planorbis* ha uno spessore complessivo di circa 30-35 m ed è costituito da calcari micritici organizzati in strati dello spessore variabile da pochi centimetri fino al metro, che si caratterizzano per la presenza di numerosi gusci di gasteropodi polmonati appartenenti ai generi *Planorbarius*, *Lymnea* e *Pomatia*. Questi organismi sono tipici di ambienti lacustri e permettono di datare l'intera successione all'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore. Nella successione è inoltre possibile osservare calcari micritici bioclastici con frammenti di ostracodi, alghe verdi (*Characee*) e bivalvi a guscio sottile, oltre a calcari con lamine di origine algale (*Cyanophyceae*). Dal

punto di vista paleoambientale la successione del Calcare a *Planorbis* è interpretabile come il prodotto della sedimentazione carbonatica intrabacinale in un lago carsico, il cui fondo era reso impermeabile dall'orizzonte di terra rossa, impostatosi in corrispondenza di una blanda ondulazione nei calcari cretacei del Calcare di Altamura. La posizione dell'affioramento, sul bordo della scarpata delle Murge, suggerisce che l'estensione del paleolago doveva essere originariamente più ampia estendendosi verso SO oltre i limiti dell'attuale posizione del versante; diversamente il lago carsico non avrebbe potuto formarsi. Pertanto, è possibile affermare che durante la sedimentazione del Calcare a *Planorbis* la scarpata tettonica del versante bradanico delle Murge non esistesse ancora, e che l'intera zona fosse parte di una piana carsica più ampia dell'attuale.



Terre rosse che delimitano alla base la formazione del Calcare a *Planorbis*



Calcari micritici appartenenti alla formazione del Calcare a *Planorbis*



Bibliografia essenziale

AZZAROLI A., PERNO U., RADINA B. (1968) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100.000. Foglio 188 Gravina in Puglia. Servizio Geologico d'Italia, 57 pp.

IANNONE A. (1996) – Sequenze lacustri carbonatiche nelle Murge nord-occidentali. Mem. Soc. Geol. It., 51: 217-225.

IANNONE A. (1999) – Sosta 6.6. Calcare a *Planorbis* in località Jazzo Madama. In: Puglia e Monte Vulture prima parte (Ricchetti e Pieri ed.). Guide geologiche regionali. Be-Ma editrice, 208-209.

Longitudine **16,31122** • Latitudine **40,92969**



Vista del Versante bradanico delle Murge e della Fossa bradanica dalla sommità del rilievo in località La Madama



Panoramica delle calcareniti clinostratificate di Santa Sofia lungo la sezione naturale affiorante in destra orografica di un corso d'acqua affluente del Fiume Ofanto

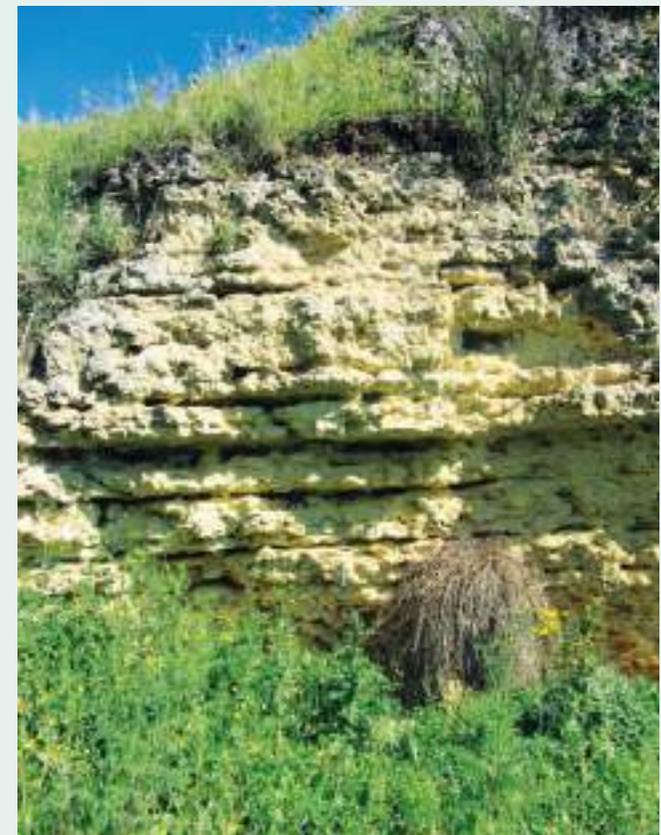
La parte superiore della successione è invece costituita da calcareniti grossolane e da calciruditi litoclastiche e bioclastiche e mostra inclinazioni (clinostratificazioni) fino a circa 30°. La porzione litoclastica deriva dalla rielaborazione di clasti calcarei cretacei del Calcarea di Bari, mentre la porzione bioclastica è intrabacinal e è costituita da frammenti di gusci di macrofossili (soprattutto alghe rosse, macroforaminiferi bentonici e bivalvi). La disposizione degli strati, il cui angolo di giacitura è originale (cioè dovuto a processi deposizionali e non a successiva deformazione tettonica) indica che la sedimentazione si è verificata durante la progradazione da S verso N dei prismi sedimentari di spiaggia. Questa situazione è visibile lungo tutto il bordo ofantino delle Murge nell'area compresa tra Canosa di Puglia e Barletta. Al contatto tra le due porzioni a differente giacitura della Calcarenite di Gravina è inoltre possibile osservare una grotta a sviluppo orizzontale, la cui formazione potrebbe essere stata favorita dalle differenti caratteristiche idrogeologiche delle unità a contatto (possibilità di carsismo di contatto, o pseudo carsismo per azioni erosive), e la cui evoluzione (se non la genesi stessa) ha probabilmente subito l'intervento umano. Sui corpi clinostratificati infine, affiora un sottile deposito argilloso in giacitura orizzontale che segna il contatto stratigrafico con la sovrastante formazione delle Argille subappennine. Dal punto di vista paleoambientale, l'inizio della sedimentazione delle argille è indicativo di un approfondimento del bacino e della conseguente interruzione della sedimentazione carbonatica costiera.



In località Santa Sofia, nel Comune di Canosa di Puglia, lungo il bordo ofantino delle Murge, è possibile osservare i caratteri stratigrafici e sedimentologici di una successione spessa circa 15 m di calcareniti e calciruditi attribuibili alla Formazione della Calcarenite di Gravina, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. In particolare, il sito è stato perimetrato lungo il versante in destra orografica di una incisione torrentizia (affluente del Fiume Ofanto) ed include anche la vicina necropoli di Santa Sofia, area di grande importanza storica e archeologica. Le calcareniti e le calciruditi sono riferibili a sedimentazione carbonatica intrabacinal in acque temperate e sono organizzate in due differenti corpi sedimentari che hanno giacitura differente. In particolare, la parte inferiore della successione è costituita in prevalenza da calcareniti e calciruditi bioclastiche in assetto orizzontale in cui è possibile distinguere numerosi frammenti di gusci di bivalvi (soprattutto pectinidi), gasteropodi e alghe rosse. Questa porzione della successione è attribuibile ad ambienti distali di spiaggia sommersa e di piattaforma (*offshore*).



Dettaglio delle calcareniti costituite in prevalenza da frammenti di gusci di bivalvi (pectinidi)



Calcareniti bioclastiche bioturbate in assetto suborizzontale affioranti alla base dell'affioramento

Bibliografia essenziale

- CALDARA M., GISSI F. (1993) - Le "Biocalcareniti di Gravina" del margine ofantino delle Murge: considerazioni stratigrafiche, paleoambientali e tettoniche. *Bonifica*, 8(3): 153-171.
- CALDARA M., IANNO A., BALDASSARRE G. (2006) - Distribuzione e caratterizzazione delle calcareniti nell'area di Canosa di Puglia (Murge settentrionali). *CEAM. Geingegneria Ambientale e Mineraria*, vol. speciale: 143-154.
- PIERI P., TROPEANO M. (1999) - Sosta 6.2 - La Calcarenite di Gravina, in località Santa Sofia. In: *Puglia e Monte Vulture prima parte* (Ricchetti e Pieri ed.). Guide geologiche regionali. Be-Ma editrice, 201-202.

Longitudine **16,07966** • Latitudine **41,22818**



Ingresso della Grotta di Santa Croce, in destra orografica della Lama Santa Croce

sin-sedimentarie. In tutta la serie cretacea sono inoltre visibili numerose superfici stilolitiche evidenziate dall'erosione differenziale. Di particolare interesse scientifico sono le strutture deformative sin-sedimentarie costituite da pieghe asimmetriche intraformazionali e da faglie inverse con rigetti di alcuni centimetri, delimitati sia alla base che al tetto da strati indeformati. Analogamente a quanto affermato per strutture simili affioranti nelle Murge sud-orientali (sito CGPo146), esse sarebbero attribuibili a fenomeni deformativi plastici e semi-fragili dei sedimenti carbonatici non ancora completamente litificati in seguito al verificarsi di fenomeni, probabilmente shock sismici, che avrebbero prodotto una brusca diminuzione della resistenza al taglio dei sedimenti ed il loro conseguente scivolamento lungo superfici poco inclinate (anche meno di 1°). La Grotta di Santa Croce è, inoltre, un sito di grande interesse archeologico e storico noto soprattutto per la scoperta nel 1955 di un femore di uomo di Neanderthal e di alcuni dipinti neolitici nel 1994. La grotta presenta inoltre testimonianze di un'attiva frequentazione umana del sito nel Musteriano e nel Neolitico, oltre ad un affresco che si ritiene legato al culto dei tre santi patroni della vicina Bisceglie. Gli scavi archeologici sono stati realizzati sia all'interno, che nel deposito esterno presso l'ingresso.



Bibliografia essenziale

DEL GAUDIO V., IURILLI V., LILLO A., PAGLIARULO P. (2002) - Osservazioni geofisiche, geologiche e mineralogiche su una cavità carsica di interesse archeologico (Grotta di Santa Croce, Bisceglie - Ba). *Grotte e Dintorni*, 4: 231-240.

LUPERTO SINNI E. (1979) - I microfossili del livello a *Palorbitolina lenticularis* delle Murge baresi. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 85 (2): 411-480.

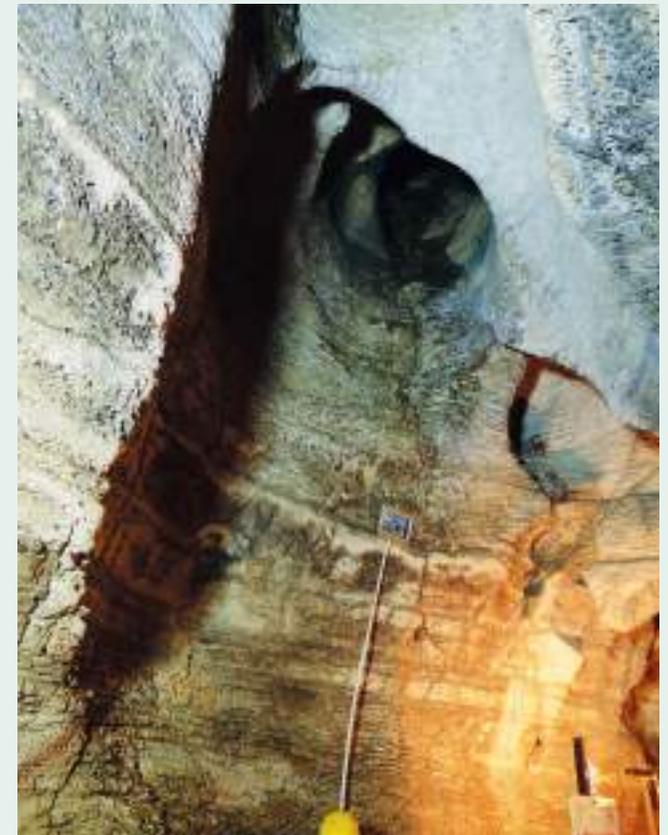
LUPERTO SINNI E., MASSE J. P. (1984) - Données nouvelles sur la micropaléontologie et la stratigraphie de la partie basale du Calcare di Bari (Crétacé inférieur) dans la région des Murges (Italie Méridionale). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 90 (3): 331-374.

MARSICO A., INFANTE M., IURILLI V., CAPOLONGO D. (2014) - Terrestrial Laser Scanning for 3D cave reconstruction: Support for geomorphological analyses and geo-heritage enjoyment and use. In B. Andreo *et al.* (eds.) "Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems", *Environmental Earth Sciences* 1, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg (ISBN: 978-3-642-17435-3 Online): 543-550.

SPALLUTO L., MORETTI M., FESTA V., TROPEANO M. (2007) - Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary geology*, 196, 81-98.

Longitudine **16,46916** • Latitudine **41,17658**

La Grotta di Santa Croce (PU36 nel Catasto della Federazione Speleologica Pugliese), è un sistema di cavità orizzontali di interstrato, sezionate dal versante destro della Lama di Santa Croce (CGPo229). Vi si distingue la galleria principale, ampia circa 6 m, che si allunga per circa 90 m con andamento leggermente sinuoso da N a S. Sulle sue pareti calcaree, quasi del tutto prive delle concrezioni calcitiche tipiche di altre grotte, sono messi in risalto, grazie alla corrosione differenziale, gli strati calcarei e le loro strutture. Il suo sviluppo è condizionato prevalentemente dal sistema di discontinuità orientate NNO-SSE, ma si riscontrano anche numerose famiglie di giunti ad esso trasversali (circa EO), meno persistenti. Oltre alla scarsità di depositi chimici, è notevole la presenza di depositi clastici di origine esterna, che hanno sigillato, fossilizzandole, le cavità di minor dimensione, il fondo della galleria principale e la sala terminale, ove si osservano sezioni artificiali. Questo aspetto costituisce un esempio rappresentativo del paleocarsismo e della ciclicità dei fenomeni speleogenetici della regione. I depositi sono costituiti fondamentalmente da *terra rossa* che negli strati più recenti ingloba anche clasti calcarei di pezzatura crescente verso l'alto. La grotta è modellata interamente in calcari micritici di piattaforma riferibili al livello a *Palorbitolina lenticularis* (o membro dei calcari a *Palorbitolina* del Calcare di Bari); la caratteristica principale delle *facies* carbonatiche in essa osservabili è la presenza di una ricca associazione a macroforaminiferi bentonici appartenenti al gruppo degli orbitolinidi facilmente osservabili sia ad occhio nudo che con una piccola lente di ingrandimento (10x). In particolare, sono state riconosciute le seguenti specie: *Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina cormyi*, *Praeorbitolina wienandsi*, *Mesorbitolina cf. lotzei*, *Mesorbitolina parva* che permettono di attribuire la successione affiorante al Cretaceo inferiore (Barremiano-Aptiano inferiore). Si osservano calcari micritici organizzati in strati spessi alcuni decimetri, tra i quali si distingue un livello spesso circa un metro con strutture deformative



Morfostrutture da ipercarsismo (cupole) nella Grotta di Santa Croce (Foto V. Iurilli per L. Spalluto)



Vista panoramica del rilievo carsico residuale di Castel del Monte

Il castello sorge a circa 540 m s.l.m. alla sommità di una collinetta che offre anche una suggestiva veduta panoramica di tutte le Murge, ed oltre, fino al Gargano, al Golfo di Manfredonia e al cono vulcanico del Vulture. La collinetta del Castello, geograficamente nelle Murge Alte, è un rilievo carsico, arrotondato e modellato nei calcari cretacei della Formazione del Calcare di Bari. Esso è probabilmente eredità di un paesaggio evolutosi nel Terziario, che ha prodotto un sistema di rilievi conici molto ribassati che si alternano a bacini endoreici, ancora visibile sulla parte più elevata delle Murge. Si suppone che il rilievo di Castel del Monte, al di fuori, e a quota inferiore rispetto a tale contesto, sia una testimonianza "residuale" della dislocazione di tale paesaggio da parte di successivi eventi tettonici. Attualmente spicca nel paesaggio per l'isolamento operato dall'erosione lineare di "lame" lungo i suoi lati, in virtù della maggiore compattezza dei calcari costituenti la collina, calcari che sono anche stati oggetto anche di misurazioni geofisiche sulla densità della roccia.

In corrispondenza della sommità del rilievo sono anche evidenti gli effetti del carsismo in alcune *microforme* superficiali, quali piccole depressioni centimetriche a forma di impronte (*trittkarren*), prodotte dal ristagno delle acque su superfici poco inclinate, o scannellature sub-parallele (*rillkarren*), prodotte dallo scorrere delle acque su superfici inclinate. Lungo i versanti del rilievo sono inoltre visibili breccie ben cementate prodottesi per erosione dei calcari ad opera del congelamento delle acque nelle fratture (*crioclastismo*) in periodi probabilmente corrispondenti alle glaciazioni quaternarie. Un aspetto di grande interesse geologico riguarda anche la composizione petrografica dei materiali utilizzati per edificare il castello. In particolare, l'intera struttura del castello è costituita da blocchi di calcari del Cretaceo inferiore estratti dalla successione del Calcare di Bari in alcune antiche cave che dovevano essere localizzate nell'area di Trani (area estrattiva della Pietra di Trani). Le colonne, il portale del castello e altri particolari ornamentali sono invece costituiti da una breccia con clasti calcarei bianchi in matrice di terra rossa nota, per le sue peculiarità cromatiche (colore rosso intenso), con il termine merceologico di "breccia corallina" (il colore della matrice *somiglia* a quello dei coralli, ma si esclude la presenza di resti di coralli). Questa pietra molto pregiata era estratta (secondo alcuni studi) dalle breccie pleistoceniche di conoide alluvionale affioranti lungo il margine meridionale del Gargano. Purtroppo, durante i lavori di restauro del castello alla fine del XIX e all'inizio del XX secolo, i settori in breccia danneggiati furono integrati o sostituiti con analoghe breccie estratte dal versante bradanico delle Murge (CGPo436). Queste ultime non hanno lo stesso effetto cromatico delle precedenti, sono infatti costituite da clasti calcarei grigi e da una matrice più scura di quella delle breccie garganiche.

Bibliografia essenziale

IURILLI V., SIMONE O. (2014) – Parco Nazionale dell'Alta Murgia: l'uomo di Altamura e le orme dei dinosauri, Trani e Castel del Monte. XVI Convegno Nazionale ANISN "Innovazione Didattica e Scelte Sostenibili per lo Sviluppo del Territorio" Puglia – Italy, 9-13 settembre 2013.

PALMENTOLA G., IURILLI V. (2002) – Il carsismo pugliese, problemi e prospettive di ricerca. Grotte e Dintorni, Riv. del Museo delle Grotte di Castellana (Ba), n. 4, 203-220.

ZEZZA F. (2005) – Castel del Monte. La pietra e i marmi. Adda editore, 104 pp.

Longitudine **16,27229** • Latitudine **41,08371**

Piccole cavità carsiche a fondo piatto simili a impronte (*trittkarren*) formatesi su una superficie subpianeggiante nei pressi del castello

Castel del Monte. Sulla sommità della collina è visibile la roccia calcarea che costituisce la base di fondazione dell'edificio (Foto di V. Iurilli per L. Spalluto)





PARTE 4.2

LE SCHEDE: EMERGENZE GEOLOGICHE





L'architetto visto da Torre San Felice

Situata sulla costa orientale del promontorio, a sud di Vieste e poche centinaia di metri a nord della Testa del Gargano, la baia di San Felice è una poco profonda insenatura delimitata da alte pareti scavate per circa 40 m in una successione di calcari con liste e noduli di selce depositi durante il Cretaceo inferiore in un ambiente di mare profondo. Ciò che rende speciale la baia è l'effetto scenico d'insieme conferito da bianchi versanti calcarei ammantati da pini d'Aleppo e, soprattutto, dalla presenza di un suggestivo arco in roccia (l'Architetto) incavato nel promontorio che delimita l'insenatura alla sua estremità settentrionale. Nella parte più interna, la baia custodisce una piccola spiaggia sabbiosa solcata dalle acque di una sorgente. La spiaggia all'interno della baia non è direttamente raggiungibile perché parte di un villaggio turistico. Tuttavia, l'Architetto può essere osservato sia da mare, in barca, che da terra, fermandosi con l'auto sulla strada litoranea Vieste-Mattinata all'altezza del km 8, presso la torre di San Felice, vestigia di un antico sistema di avvistamento risalente al XVI secolo. Sculture naturali come l'Architetto sono comuni lungo le coste alte rocciose sottoposte all'opera demolitrice del mare e degli agenti atmosferici. Infatti, l'azione delle onde su rocce sedimentarie può provocare,

in zone di minore resistenza (per la presenza di fratture, carsismo ecc.) la formazione di un arco naturale la cui volta è destinata, col passare del tempo, a crollare, isolando uno scoglio (faraglione). Gli effetti del moto ondoso sono particolarmente evidenti in prossimità del livello del mare, specialmente se in acqua sono presenti materiali lapidei erosi dal tratto di litorale adiacente. Questi sedimenti, infatti, vengono presi in carico dalle onde e scagliati contro le pareti rocciose, demolendole con maggiore velocità in corrispondenza dei punti di debolezza. Nel caso dell'Architetto, i processi erosivi hanno avuto un maggior effetto lungo una frattura sub-verticale, abbastanza visibile sotto la volta dell'arco. Oltre a questa spettacolare forma del paesaggio garganico, un visitatore potrà osservare, lungo le pareti della baia oltre che sullo stesso arco in roccia, un tipico aspetto dei depositi calcarei appartenenti alla Formazione della Maiolica; qui, infatti, sono presenti strutture di piegamento sinsedimentario degli strati calcarei prodottesi per scivolamento gravitativo (*slumps*) lungo una scarpata sottomarina durante il Cretaceo inferiore.



Bibliografia essenziale

FIGLIO A., VALLETTA S. (a cura di) (2010) - Il Patrimonio geologico della Puglia - territorio e geositi. Supplemento a Geologia dell'Ambiente, 4/2010: 160 pp.

RICCHETTI G., PIERI P. (1999) - Guide geologiche regionali, Puglia e Monte Vulture, parte I. A cura della Società Geologica Italiana. BE.MA Editrice Milano: 288 pp.

SIMONE O., FIGLIO A. (2004) Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina. In: Brancucci G. (Ed.) Geositi e dintorni: 139 - 143.

ZEZZA F. (1981) - Morfogenesi litorale e fenomeni d'instabilità della costa del Gargano tra Vieste e Manfredonia. Geologia Applicata e Idrogeologia XVI: 193-227.

Longitudine **16,19175** • Latitudine **41,83065** • Vieste (Fg)



Veduta panoramica della Lama dell'Annunziata; sui versanti affiorano calcari cretacei fossiliferi fittamente laminati

A sud-ovest di Rutigliano, nei pressi della chiesa rurale dell'Annunziata, il solco erosivo di Lama San Giorgio incide il substrato per una profondità di 15 - 20 m. Ciò che rende particolare questo sito è un livello fossilifero a ittioliti. Infatti, nella parte medio-alta della successione stratigrafica è possibile osservare uno strato calcareo, fittamente laminato, dello spessore complessivo di circa due metri costituito dall'alternanza di lamine sottili di sedimenti calcilutitici e microgranulari. Tra le lamine si rinvencono intraclasti costituiti da noduli millimetrici e centimetrici composti in prevalenza da ortofosfato di calcio n-idrato e frammenti di dimensioni varie di scheletri di pesci. Le microfaune sono scarse e frequentemente oligotipiche. Non sono stati ancora condotti studi di dettaglio sulla fauna a pesci; un'analisi preliminare ha permesso di stabilire la presenza di specie appartenenti al gruppo estinto dei Picnodonti (ordine Pycnodontiformes), pesci ritenuti ecologicamente affini agli sparidi attuali. Ritenuti conchiofagi, grazie alla loro robusta dentatura, gli studiosi ipotizzano che questi animali vivessero in aree litorali, presso le scogliere o vicino al fondale. Altri fossili ritrovati sembrano appartenere ad un gruppo affine ai Clupeidi (ordine a cui appartengono le attuali acciughe). Per quanto riguarda il paleoambiente di deposizione,

la successione è caratterizzata da calcari con facies tipiche di una piana carbonatica di piattaforma. Nel complesso l'ambiente di sedimentazione può essere considerato confinato o variabile tra il sopratidale e il subtidale poco profondo. Lo scenario paleogeografico è quello di un'ampia area costiera sulla quale potevano instaurarsi più o meno estesi bacini, isolati dal mare aperto, in cui alcuni organismi, trasportati dal moto ondoso, potevano rimanere intrappolati in condizioni proibitive per la loro sopravvivenza (elevata salinità, basso tenore d'ossigeno ecc.), ovvero arrivare già morti. In ambedue i casi la scarsa ossigenazione del fondo e l'assenza di necrofagi ne avrebbe permessa la fossilizzazione. Il territorio circostante gli affioramenti ittiolitici è parte dell'area naturale protetta di Lama San Giorgio (Legge Regionale n. 19/97). L'area è meta di escursionisti; in particolare modo è radicata l'usanza di trascorrere il Lunedì dell'Angelo (Pasquetta) in questi luoghi, dove le persone stringono indissolubili vincoli di amicizia, diventando "compari", secondo il tradizionale rito del "passa passa".



Bibliografia essenziale

DAMATO A., a cura di (1999) - Ambiente, archeologia, storia: segni della Lama dell'Annunziata. Catalogo dell'omonima mostra, 208 pp.

LUPERTO SINNI E., REINA A. (1994) - Donneés nouvelles sur la stratigraphie et les paléoenvironnement du Cenomanien des Murges (Italie Meridionale). First International Meeting on Perimediterranean Carbonate Platforms. Marseille.

LUPERTO SINNI E., REINA A., SIMONE O. (1996) - Osservazioni geologico - stratigrafiche preliminari su un livello di calcari "ittiolitici" del Cenomaniano delle Murge (Puglia). Memorie della Società Geologica Italiana, 51, pp. 315 - 320.

SIMONE O. (1995) - Studio di alcuni affioramenti cenomaniani nella tavoletta 'Masseria Purgatorio', F° 190, IV NO. Tesi di laurea inedita - Università degli Studi di Bari, Dipartimento di Geologia e Geofisica (Relatrice Prof.ssa E. Luperto Sinni).

Longitudine **16,98683** • Latitudine **40,98083** • Rutigliano (Ba)



Il ventaglio di Cauto visto dall'alto

Il ventaglio di Foce Cauto si trova lungo la sponda interna del Lago di Lesina, a circa 12 km in linea d'aria da Marina di Lesina e a meno di 1,5 km ad est della Torre Scampamorte; esso è un corpo sabbioso dalla forma grosso modo semicircolare con un raggio di circa 700 m e un'estensione di circa 635.000 m². L'accumulo di Cauto risale a circa il 490 AD. Le leggende religiose legate al culto micaelico narrano di un terremoto verificatosi nel 493 AD. Una ricerca basata anche su fonti storiche ha suggerito che, in quell'anno, ci fu un terremoto di magnitudo tra 6 e 7, attribuito alla faglia di Mattinata, un allineamento tettonico che attraversa il Gargano da San Marco in Lamis, passando per San Giovanni Rotondo, sino a Monte Sant'Angelo. D'altro canto, studi condotti tra la foce del fiume Fortore e il Lago di Lesina, suggeriscono che il terremoto avvenuto intorno al 490 AD fu generato da una struttura tettonica probabilmente situata nei pressi di Punta delle Pietre Nere. In analogia con altre due forme simili individuate lungo il margine interno del cordone di Lesina, meglio conservate, studi di dettaglio hanno evidenziato che il ventaglio di Foce Cauto è stato costruito, per effetto di un maremoto, secondo la sequenza: a) generazione di una scossa sismica; b) il terremoto ha causato la formazione di un varco nel basamento e nel

cordone sabbioso che separa il lago dal mare; c) al suo arrivo, l'onda di maremoto ha attraversato la barriera lungo il varco; d) all'interno della laguna i sedimenti erosi dal litorale sono stati depositi sotto forma di ventaglio di rotta; e) con il ristabilirsi delle condizioni ordinarie, l'azione del moto ondoso ha ricostruito la barriera, fino al raggiungimento di uno stato di equilibrio simile a quello precedente la sua perturbazione. La presenza, lungo il litorale tra Marina di Lesina e Torre Mileto, di evidenze correlate ad almeno tre eventi di maremoto, suggerisce che il litorale settentrionale pugliese è una delle aree della regione potenzialmente soggette a rischio generato da maremoti.

Bibliografia essenziale

GIANFREDA F., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2001) - Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from the northern Gargano coast, southern Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 1: 213-219.

GRAVINA A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2005) - Historical and prehistorical evolution of the Fortore River coastal plain and the Lesina Lake area (southern Italy). *Mediterranée* 104 (1.2): 107-117.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2012) - The role of strong earthquakes and tsunamis in the Late Holocene evolution of the Fortore River coastal plain (Apulia, Italy): a synthesis. *Geomorphology* 138: 89-99.

PICCARDI L. (1998) - Cinematica attuale, comportamento sismico e sismologia storica della faglia di Monte Sant'Angelo (Gargano, Italia): la possibile rottura superficiale del "leggendaro" terremoto del 493 d.C. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 21: 155-166.

PICCARDI L. (2005) - Paleoseismic evidence of legendary earthquakes: the apparition of Archangel Michael at Monte Sant'Angelo (Italy). *Tectonophysics* 408: 113-128.

Longitudine **15,49292** • Latitudine **41,90060** • Lesina (Fg)



La dolina ed i suoi bacini visti dall'alto

La dolina Cento Pozzi si trova in territorio di Rignano Garganico, a pochi chilometri dal paese nella direzione per San Marco in Lamis e a circa 650 metri sul livello del mare. La dolina è stata per lungo tempo utilizzata come fonte di approvvigionamento di acqua per il consumo umano (potabile, abbeveramento del bestiame ecc.). Il suo nome è dovuto alla presenza, nel suo interno, di numerose aree depresse che si allagano con le piogge. Al fine di incrementare i volumi allagabili, e per disporre di riserve d'acqua durante le stagioni più calde, l'uomo ha arginato ed approfondito le piccole depressioni, trasformandone alcune in cisterne. I numerosi bacini sul fondo della dolina Cento Pozzi presentano dimensioni variabili da pochi ad alcune decine di metri di diametro; queste raccolte d'acqua talvolta hanno l'aspetto di cisterne chiuse, a volte di *cutini*. Oggi, nonostante le esigenze della popolazione siano soddisfatte dal capillare sviluppo dell'Acquedotto Pugliese, la risorsa idrica della dolina è ancora attivamente sfruttata dall'uomo per abbeverare il bestiame. Alcuni anni fa nell'area della dolina sono state rinvenute testimonianze risalenti ad una frequentazione del sito avvenuta tra il Paleolitico ed il Neolitico. Grazie alla presenza d'acqua Centopozzi rappresenta una sorta di oasi per la fauna selva-

tica, non solo per gli animali che si recano in quei luoghi per abbeverarsi, ma anche per numerose specie di rettili ed anfibi. Infine circondata da un paesaggio variegato, caratterizzato da un mosaico di territori a pascolo, boschi e piccoli appezzamenti coltivati, la dolina è uno degli angoli più suggestivi del Parco Nazionale del Gargano, assai frequentato dagli escursionisti che amano trascorrere alcune ore immersi nella natura. Il substrato locale è costituito esclusivamente da rocce calcaree di età Mesozoica (Giurassico medio - Cretaceo inferiore), soggette, per milioni di anni e a più riprese, all'azione dissolutrice delle acque meteoriche. L'area circostante è ricca di manifestazioni del carsismo epigeo (doline) ed ipogeo (grotte). Di doline nel territorio di Rignano se ne contano a centinaia, la loro densità è tra le più elevate tra quelle registrate nelle aree carsiche pugliesi. Nella parte più bassa di numerose doline col tempo si sono accumulati notevoli spessori di terre rosse che rendono impermeabili le aree depresse nelle quali si depositano; spesso accade che nelle zone più basse dei piccoli bacini carsici l'acqua piovana ristagni per alcune settimane, formando dei laghetti stagionali. Nelle doline più profonde si creano particolari condizioni microclimatiche (minore ventosità, maggiore umidità ecc.) che favoriscono l'attecchire di peculiari associazioni vegetali.



Bibliografia essenziale

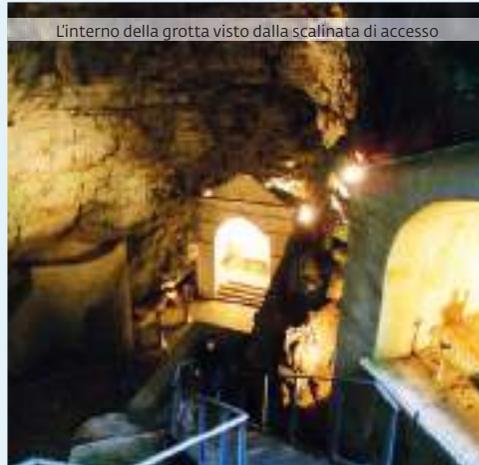
Anonimo (2004) - Restituita alla sua antica funzione idrica la Dolina Centopozzi a 650 metri sul livello del mare. *Gargano Parco*, anno 6 (6).

Longitudine **15,59776** • Latitudine **41,70120** • Rignano Garganico (Fg)

Sul versante settentrionale del rilievo su cui sorge Minervino Murge, in una incisione denominata "San Salvatore", allo sbocco della lama "Matitani" si trova una scenica chiesa-grotta dedicata al culto di San Michele Arcangelo. La grotta è una cavità naturale di origine carsica; gli studi effettuati hanno permesso di ipotizzare che questa fosse in origine parte di una condotta sotterranea in pressione. In seguito, con l'evolversi del sistema carsico e lo spostarsi in profondità della zona satura, la cavità ha subito fenomeni di crollo che ne hanno determinato la configurazione attuale. La grotta è lunga circa 60 metri e larga da pochi metri sino a circa 12; la profondità massima è di circa 20 metri dalla quota d'ingresso. Essa può essere suddivisa in due parti dalle caratteristiche differenti: l'una, ampia e scoscesa, si sviluppa dall'ingresso sino all'altare, con ogni probabilità su un cono di crollo; questo ampio ambiente è stato reso facilmente accessibile con la costruzione di una scalinata in pietra sul pavimento acclive. La parte più profonda, di dimensioni ridotte, parte dalle spalle dell'altare e si sviluppa per più di una ventina di metri in discesa (mantenendo la stessa acclività del tratto descritto in precedenza) e poi in leggera risalita. La volta è resa regolare dall'affioramento di estese porzioni di superfici di strato. Le pareti laterali sono rese irregolari da crolli. Testimonianze archeologiche, databili al IV-III secolo a.C. e frammenti di ceramica ad impasto riferibile (se pur dubitativamente) all'età del bronzo, hanno messo in evidenza che la grotta è stata frequentata sin dalla preistoria. Le prime testimonianze scritte che parlano della grotta di San Michele risalgono all'anno 1000 e riportano che la grotta era dedicata al culto del Salvatore. Il culto dell'Arcangelo si sarebbe affermato con l'arrivo dei Normanni a Melfi (nel 1041). Nel 1668 la chiesa-grotta, custodita da un eremita, viene paragonata a quella di Monte Sant'Angelo. Nel 1728 alla manutenzione della chiesa provvedeva l'Amministrazione di Minervino e veniva descritta in buono stato, anche se il pavimento di fronte all'unico altare necessitava di manutenzione. Nel 1853, il vescovo G. Giuseppe Longobardi la trovò in cattive condizioni e perciò ordinò che rimanesse chiusa fino a quando il Municipio non avesse provveduto. L'odierna facciata monumentale fu costruita agli inizi del secolo scorso. Agli inizi del XXI secolo la grotta è stata oggetto di interventi conservativi. I lavori, conclusi nel 2007, sono stati promossi dal Comune di Minervino Murge e finanziati con fondi PIS (Itinerario Turistico Culturale "Normanno-Svevo-Angioino") della Regione Puglia.



L'accesso alla Chiesa-grotta



L'interno della grotta visto dalla scalinata di accesso

**Bibliografia essenziale**

CARBONE V. (1865) - Historia di Minervino, (documento manoscritto, in parte trascritto in Renna, 2009a).

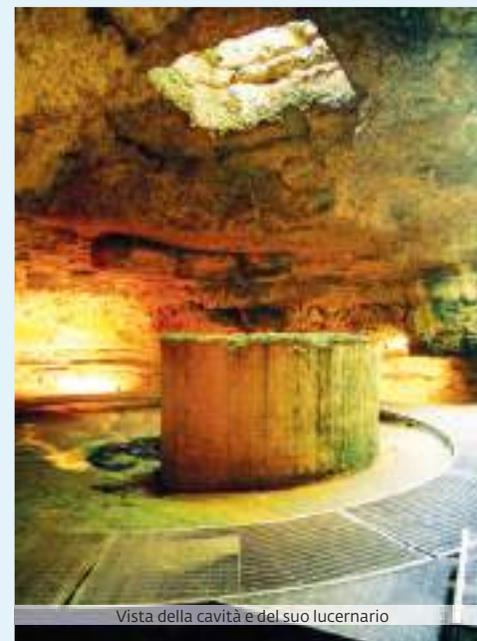
COCOLA G & RICCIARDELLI F. (2009) - Geologia, morfologia della grotta e lavori di restauro. In: La grotta di San Michele a Minervino Murge. Bibbia Pauperum, Collana di Arte e Fede, 3: 10-23.

RENNA L. (2009a) - Dalla spelunca del Salvatore alla grotta dell'Arcangelo. In: La grotta di San Michele a Minervino Murge. Bibbia Pauperum, Collana di Arte e Fede, 3: 24-31.

RENNA L. (2009b) - Appendice storica documentaria. In: La grotta di San Michele a Minervino Murge. Bibbia Pauperum, Collana di Arte e Fede, 3: 32-50.

Longitudine **16,07638** • Latitudine **41,09458** • Minervino Murge (Bat)

Manduria è una cittadina densa di testimonianze storiche, in gran parte conservate in un'ampia area archeologica; in questa è presente un'antica fonte di approvvigionamento idrico, il così detto Fonte Pliniano. La cavità, localmente denominata "Lu Scegnu", è un ampio pozzo scavato nelle calcareniti. L'ambiente ipogeo, al quale si accede percorrendo una scalinata scolpita nella roccia, presenta un diametro medio di 12 m e un'altezza massima di 10 m. Pressappoco al centro della volta, l'uomo ha scavato un lucernario quadrato che dà luce all'ambiente. In superficie il lucernario è circondato da un muro entro il quale cresce un mandorlo che la tradizione vuole in vita sin dall'antichità. All'interno della grotta, dai piedi della parete scaturisce dell'acqua che viene convogliata in un pozzo delimitato da un muro circolare prima di perdersi nel sottosuolo. Il Fonte prende il suo nome da Plinio il Vecchio (23 d.C. - 79 d.C.), colui che lo menzionò nella sua opera "Naturalis Historia". L'autore latino considerò curioso il fatto che l'acqua, attinta dai manduriani per ogni uso, non decrescesse mai di livello. Fin dall'antichità era diffusa l'opinione che le acque de Lu Scegnu possedessero delle virtù terapeutiche. I medici consigliavano quell'acqua per la cura delle febbri intermittenti recidive, del tarantismo e altre malattie dell'apparato urinario. Il sito fu spesso visitato dai rampolli delle aristocrazie europee per i quali la Terra d'Otranto era una delle tappe italiane del così detto "Grand Tour". Ad esempio, nella seconda metà del '700 l'abate di Saint-Non fece ritrarre il Fonte da uno dei suoi disegnatori; nel disegno viene ritratto un malato condotto in barella giù per le scale, fino alla fonte. Forse il primo che ha interpretato correttamente gli aspetti idrogeologici del sito fu lo studioso salentino De Giorgi. Ricerche più recenti hanno accertato che, nell'area di Manduria, la roccia che costituisce il locale substrato (Calcarenite di Gravina), è caratterizzata da un'alternanza di calcareniti (permeabili) e livelli argillosi-siltosi (poco permeabili). I livelli a granulometria più fine sostengono tre modesti orizzonti acquiferi sovrapposti, alimentati dalle piogge, a profondità comprese tra 7 e 9 metri, tra 10 e 12 m, tra 20 e 25 m. Nel Fonte Pliniano, le acque sono intercettate alla profondità corrispondente alla prima zona acquifera. In passato qualcuno ha avanzato incertezze circa l'identità tra il *fons mandurinus* descritto da Plinio e Lu Scegnu. I dubbi furono alimentati dal fatto che, a Manduria, sono note altre strutture sotterranee, presumibilmente antiche, scavate per l'approvvigionamento idrico secondo uno schema comune.



Vista della cavità e del suo lucernario

Il lucernario del Fonte, con il suo mandorlo, è diventato il simbolo della città di Manduria

**Bibliografia essenziale**

ALESSIO A. (1992-1993) - Manduria (Taranto) - Fonte Pliniano. Notiziari di Archeologia - a cura della Sovrintendenza ai Beni Archeologici della Puglia. Notiziario 1992-1993. <http://www.messapi.org>.

GIACCARI E. (2001) - Studio idrogeologico delle falde idriche superficiali del territorio di Manduria, in provincia di Taranto. Memorie Società Geologica Italiana, 56: 213-218.

MAGGIORE M., SALERNO S.E. (2007) - Caratteri idrogeologici del Fonte Pliniano - Manduria (TA). Grotte e dintorni, anno VII, 14: 33-42.

MANGHISI V. (1999) - Reminiscenze classiche nelle leggende carsiche salentine. Itinerari speleologici, 8: 37-39.

SAINT-NON J.C.R. (1783) - Voyage pittoresque ou description des Royaumes de Naples et de Sicile - Troisième volume contenant le voyage ou circuit de la partie méridionale de l'Italie, anciennement appelée Grande Grece.

Longitudine **17,64450** • Latitudine **40,40575** • Manduria (Ta)





L'area dello Stagno di Goglia visto da Sud

Lo Stagno Goglia è un piccolo corpo d'acqua temporaneo dall'elevato valore paesaggistico ed ecologico, anche in relazione all'elevato numero di microspecie (16) che vivono al suo interno. Lo specchio d'acqua si trova nel territorio di Minervino Murge, in un'area di pascolo che, attualmente, non sembra particolarmente minacciata dalle moderne pratiche agricole. La presenza della pianta *Verbena supina* consente di classificare lo stagno come parte dell'habitat prioritario 3170 della Direttiva 92/43/CEE. La natura carsica dell'altopiano delle Murge è la causa principale dell'assenza di una vera e propria idrografia superficiale attiva. Gli unici corpi idrici presenti sono rari ed effimeri stagni in depressioni naturali il cui fondo è reso impermeabile da accumuli di materiale a granulometria fine. In questi luoghi l'acqua di pioggia si raccoglie e ristagna per diverse settimane, scomparendo per evaporazione nel periodo più secco dell'anno. Questi ambienti acquatici effimeri, anche quando profondamente modificati dall'uomo, ospitano una comunità biologica costituita da organismi specializzati e adattati a completare il proprio ciclo vitale in un ambiente che scompare periodicamente. In aree caratterizzate dalla mancanza di acqua superficiale, le piccole aree umide, anche se allagate per poche settimane all'anno, rappre-

sentano dei centri di biodiversità per la presenza di tutte quelle specie per la cui esistenza è necessario un ambiente umido; tra questi non ci sono solo rettili ed anfibi, ma anche animali microscopici alla base della catena alimentare. Escludendo i risultati di studi condotti su rettili, uccelli ed anfibi, nel complesso gli stagni murgiani ospitano più di 40 piccole specie tra ditteri, crostacei, acari e rotiferi.



L'area dello Stagno di Goglia visto da Est



Bibliografia essenziale

ALFONSO G., BELMONTE G., FRASSANITO A. (2012) - Relazione Finale del Progetto: Stagni temporanei del Parco Nazionale dell'Alta Murgia: peculiarità biologiche. Di.S.Te.B.A., Università del Salento - Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia. 108 pp.

ALFONSO G., FRASSANITO A., BECCARISI L., BELMONTE G. (2013) - Relazione Finale del Progetto: Stagni temporanei del Parco Nazionale dell'Alta Murgia: peculiarità biologiche. Report 2013. Di.S.Te.B.A., Università del Salento - Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia: 149 pp.

LIUZZI C., MASTROPASQUA F., MARCONI F. (2011) - Relazione finale del progetto BatracoMurgia; Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia.

Longitudine **16,11522** • Latitudine **41,08568** • Minervino Murge (Bat)



Una vista degli interni della cavità verso il suo accesso

Lungo la scogliera di Santa Cesarea Terme si aprono numerose grotte, alcune delle quali caratterizzate dalla venuta a giorno di acque calde sulfuree. La Grotta Fetida si trova all'estremità orientale dell'abitato ed è la grotta maggiormente estesa tra le quattro che compongono il sistema termale della cittadina salentina. La cavità ha uno sviluppo prevalentemente suborizzontale per una lunghezza di circa 150 m. Il pavimento è quasi del tutto invaso dal mare e la profondità massima della parte allagata supera i 2 m. Le scaturigini di acqua calda e sulfurea presenti al suo interno ne favoriscono uno sfruttamento turistico-termale. La presenza di manifestazioni termali in quest'area era nota già in antichità quando si credeva che le acque fetide e calde si originassero dal disfacimento dei corpi dei giganti Leuterni, uccisi da Ercole. Nel XV secolo si affermò la leggenda della giovane Cisaria che, per sfuggire alle mire incestuose del padre, si nascose in una grotta sul mare. Nel suo "De situ Japigiae" il Galateo descrisse una sorgente in grotta le cui acque calde venivano impiegate nella cura di molte malattie. La cavità era accessibile dall'alto per mezzo di scale e impalcature di legno costruite ogni anno all'inizio della stagione calda come descrive agli inizi del XX secolo lo studioso salentino De Giorgi. Le prime analisi delle acque termali furono effettuate

nel 1824 e nel 1839. A causa del contenuto in zolfo e dell'alta temperatura alcuni ipotizzarono che il sottosuolo fosse di natura vulcanica. De Giorgi fu il primo ad accorgersi che le grotte sulfuree erano in realtà quattro, tutte invase dal mare, e modellate in rocce calcaree del mesozoico. Nel 1890 il Governo promosse degli studi chimici e batteriologici. Date le caratteristiche simili per ogni punto di misura, le ricerche suggerirono che le quattro grotte fossero alimentate da un'unica sorgente. Studi approfonditi sulla provenienza dei fluidi termali furono condotti verso la fine del XX secolo. In particolare, oggi viene ipotizzata un'origine profonda delle acque sulfuree. Le manifestazioni idrotermali potrebbero spiegarsi con la rapida risalita, lungo debolezze strutturali, di acque "connate" associate ai giacimenti di idrocarburi del Canale di Otranto; i fluidi profondi, che nella risalita si mescolano alle acque dolci sotterranee ed alle acque del cuneo salino, conservano parte delle elevate temperature acquisite in profondità in virtù di un gradiente geotermico regionale "normale".

Bibliografia essenziale

CALÒ G.C., TINELLI R. (1995) - Systematic hydro geological study of a hypothermal spring (S. Cesarea Terme, Apulia), Italy. Journal of Hydrology 165: 185-205.

DE GIORGI C. (1901) - Le terme sulfuree di Santa Cesaria. Regia Tipografia Editrice Salentina, F.lli Spacciante, Lecce: 31 pp.

MAGGIORE M., PAGLIARULO P. (2004) - Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia. Atti del Convegno "uso e tutela dei corpi idrici sotterranei pugliesi" Bari 21 Giugno 2002. Geologi e Territorio - Supplemento al n. 1/2004: 13-35.

MICHEL M. (1824) - Analisi chimica e medico pratica di un'acqua minerale solfurea in provincia di Lecce, esposta da Mario Micheli di unita ad alcune riflessioni sull'istoria naturale dell'istessa provincia. Lecce - da' torchi di Vincenzo Marino, 1824 Testa Monografico

MOSCARDINO M. (1963) - Santa Cesarea. La Zagaglia, rassegna di scienze, lettere ed arti, A. V. n. 17: 17-31.

Longitudine **18,46422** • Latitudine **40,03792** • Santa Cesarea terme (Le)





Panoramica della scogliera: la Grotta Gattulla è al di sotto dello stabilimento balneare (edificio bianco secondo piano)

Il centro di Santa Cesarea Terme si sviluppa lungo la strada litoranea che collega Otranto a Santa Maria di Leuca. In posizione centrale rispetto all'abitato, lungo la costa si apre la Grotta Gattulla, una delle quattro che costituiscono l'area termale salentina. La grotta si articola in più vani sotterranei, alcuni ampi fino ad una decina di metri, e presenta uno sviluppo prevalentemente orizzontale per circa 30 metri. Il pavimento degli ambienti sotterranei è sempre allagato, la profondità dell'acqua raggiunge i 3 metri in corrispondenza dell'ampio vano di ingresso sul mare. All'interno sono presenti sorgenti calde e sulfuree subacquee. La presenza di manifestazioni termali in quest'area era nota già ad Aristotele e Strabone. Gli antichi credevano che le acque fetide e calde si originassero dal disfacimento dei corpi dei giganti Leuterni, uccisi da Ercole. Il mito dei giganti venne abbandonato nel XV secolo, quando si affermò la leggenda di Cisaria, una fanciulla che, per sfuggire alle mire incestuose del padre, si nascose in una grotta sul mare. Nel suo "De situ Japigiae" il Galateo descrisse una sorgente in grotta le cui acque calde venivano impiegate nella cura di molte malattie. La cavità era accessibile dall'alto per mezzo di scale e impalcature di legno costruite ogni anno all'inizio della stagione calda. Tale usanza fu descritta agli inizi

del XX secolo dallo studioso salentino De Giorgi. Le prime analisi delle acque termali furono effettuate nel 1824 e nel 1839. A causa del contenuto in zolfo e dell'alta temperatura alcuni ipotizzarono che il sottosuolo fosse di natura vulcanica. De Giorgi fu il primo ad accorgersi che le grotte sulfuree erano in realtà quattro, tutte invase dal mare, e modellate in rocce calcaree del mesozoico. Nel 1890 il Governo promosse degli studi chimici e batteriologici. Date le caratteristiche simili per ogni punto di misura, le ricerche suggerirono che le quattro grotte fossero alimentate da un'unica sorgente. Studi approfonditi sulla provenienza dei fluidi termali furono condotti verso la fine del XX secolo. In particolare, oggi viene ipotizzata un'origine profonda delle acque sulfuree. Le manifestazioni idrotermali potrebbero spiegarsi con la rapida risalita, lungo accidenti strutturali, di acque "connate" associate ai giacimenti di idrocarburi del Canale di Otranto; i fluidi profondi, che nella risalita si mescolano alle acque dolci sotterranee ed alle acque del cuneo salino, conservano parte delle elevate temperature acquisite in profondità in virtù di un gradiente geotermico regionale "normale".

Bibliografia essenziale

CALÒ G.C., TINELLI R. (1995) - Systematic hydro geological study of a hypothermal spring (S. Cesarea Terme, Apulia), Italy. *Journal of Hydrology* 165: 185-205.

DE GIORGI C. (1901) - Le terme sulfuree di Santa Cesaria. Regia Tipografia Editrice Salentina, F.lli Spacciante, Lecce: 31 pp.

MANGHISI V. (1999) - Reminiscenze classiche nelle leggende carsiche salentine. *Itinerari Speleologici*, s. II(8): 37-44.

MICHELI M. (1824) - Analisi chimica e medico pratica di un'acqua minerale solfurea in provincia di Lecce, esposta da Mario Micheli di unita ad alcune riflessioni sull'istoria naturale dell'istessa provincia. Lecce - da' torchi di Vincenzo Marino, 1824 Testo Monografico.

Longitudine **18,46189** • Latitudine **40,03669** • Santa Cesarea Terme (Le)



Una vista dell'angusto accesso alla cavità

Nella scogliera a picco sul mare, in corrispondenza della cittadina di Santa Cesarea Terme, si aprono alcune grotte la cui particolarità è la venuta a giorno di acque calde e sulfuree; da diversi anni queste sono sfruttate in un complesso termale a fini terapeutici. In certi giorni la presenza delle grotte sulfuree, che sfociano lungo il litorale, è resa evidente in mare da scie di acqua resa biancastra e fetida a causa dei composti dello zolfo. La grotta Sulfurara si trova nei pressi dell'estremità occidentale dell'abitato e si sviluppa perpendicolarmente alla costa, per circa 150 m nel sottosuolo, dal mare verso Via Roma, passando al di sotto del Piazzale Cresti e Via Umberto I. La grotta presenta un andamento suborizzontale ed è allagata per tutta la sua estensione. Già autori come Aristotele e Strabone conoscevano queste emergenze; in quei tempi si riteneva che le acque fetide e calde si originassero dal disfacimento dei corpi dei giganti Leuterni, uccisi da Ercole. Nel XV secolo il mito dei giganti venne sostituito dalla leggenda di Cisaria, una fanciulla che, per sfuggire alle mire incestuose del padre, si nascose in una grotta sul mare. Nel suo "De situ Japigiae" il Galateo descrisse una sorgente in grotta le cui acque calde venivano impiegate nella cura di molte malattie. La cavità era accessibile dall'alto per mezzo di scale e impalcature

re di legno costruite ogni anno all'inizio della stagione calda. Le prime analisi delle acque termali furono effettuate nella prima metà del XIX secolo. Il contenuto in zolfo e l'alta temperatura portarono ad ipotizzare che il sottosuolo fosse di natura vulcanica. De Giorgi fu il primo ad accorgersi che le grotte sulfuree erano in realtà quattro, tutte invase dal mare, e modellate in rocce calcaree del mesozoico. Nel 1890 il Governo promosse degli studi chimici e batteriologici che portarono alla conclusione che le quattro grotte erano alimentate da un'unica sorgente. Più di recente, studi sulla provenienza dei fluidi termali alla fine del XX secolo hanno ipotizzato un'origine profonda delle acque sulfuree. Le manifestazioni idrotermali potrebbero spiegarsi con la rapida risalita, lungo accidenti strutturali, di acque "connate" associate ai giacimenti di idrocarburi del Canale di Otranto; i fluidi profondi, che nella risalita si mescolano alle acque dolci sotterranee ed alle acque del cuneo salino, conservano parte delle elevate temperature acquisite in profondità in virtù di un gradiente geotermico regionale "normale".

Bibliografia essenziale

COMUNE DI SANTA CESAREA TERME (2013) - Le sorgenti sulfuree. Pagina web: http://www.comune.santacesareaterme.le.it/terme/storia_sorgenti_sulfuree.php.

DE GIORGI C. (1901) - Le terme sulfuree di Santa Cesaria. Regia Tipografia Editrice Salentina, F.lli Spacciante, Lecce: 31 pp.

MICHELI M. (1824) - Analisi chimica e medico pratica di un'acqua minerale solfurea in provincia di Lecce, esposta da Mario Micheli di unita ad alcune riflessioni sull'istoria naturale dell'istessa provincia. Lecce - da' torchi di Vincenzo Marino, 1824 Testo Monografico

MOSCARDINO M. (1963) - Santa Cesarea. La Zagaglia, rassegna di scienze, lettere ed arti, A. V, n. 17: 17-31.

Longitudine **18,45934** • Latitudine **40,03567** • Santa Cesarea Terme (Le)





Particolare degli interni

Il centro di Santa Cesarea Terme è famoso per il suo complesso termale, oramai storico, che trae beneficio dalla venuta a giorno di acque calde e sulfuree. Le grotte utilizzate allo scopo si aprono lungo la ripida costa rocciosa, in uno scenario suggestivo non solo per l'appassionato di Scienze Geologiche. La Grotta Sulfurea, detta anche "Grotta Grande", si apre verso mare a meno di 100 m ad occidente rispetto alla bocca della più estesa Grotta Fetida. Il suo ingresso naturale, semisommerso come pressoché tutta la grotta, conduce ad un grande ambiente esteso per circa 35 m dal quale si diparte un cunicolo minore che si chiude a meno di 60 m dall'imboccatura. La venuta a giorno di acque sulfuree sembra concentrata nella porzione distale della cavità. La presenza di manifestazioni termali in quest'area era nota già ad Aristotele e Strabone. Gli antichi ritenevano che le acque fetide e calde fossero originate dal disfacimento dei corpi dei giganti Leuterni, uccisi da Ercole. Nel XV secolo, quando si affermò la leggenda di Cisaria, una fanciulla che, per sfuggire alle mire incestuose del padre, si nascose in una grotta sul mare. Nel suo "De situ Japigiae" il Galateo descrisse una sorgente in grotta le cui acque calde venivano impiegate nella cura di molte malattie. La cavità era accessibile dall'alto per mezzo di scale e impalcature di legno costruite

ogni anno all'inizio della stagione calda come descritto agli inizi del XX secolo dallo studioso salentino De Giorgi. Le prime analisi delle acque termali furono effettuate nel 1824 e nel 1839. A causa del contenuto in zolfo e dell'alta temperatura alcuni ipotizzarono che il sottosuolo fosse di natura vulcanica. De Giorgi fu il primo ad accorgersi che le grotte sulfuree erano in realtà quattro, tutte invase dal mare, e modellate in rocce calcaree del mesozoico. Nel 1890 il Governo promosse degli studi chimici e batteriologici. Date le caratteristiche simili per ogni punto di misura, le ricerche suggerirono che le quattro grotte fossero alimentate da un'unica sorgente. Studi approfonditi sulla provenienza dei fluidi termali furono condotti verso la fine del XX secolo. In particolare, oggi viene ipotizzata un'origine profonda delle acque sulfuree. Le manifestazioni idrotermali potrebbero spiegarsi con la rapida risalita, lungo accidenti strutturali, di acque "connate" associate ai giacimenti di idrocarburi del Canale di Otranto; i fluidi profondi, che nella risalita si mescolano alle acque dolci sotterranee ed alle acque del cuneo salino, conservano parte delle elevate temperature acquisite in profondità in virtù di un gradiente geotermico regionale "normale".

Bibliografia essenziale

CALÒ G.C., SPIZZICO M., TINELLI R., ZEZZA F. (1983) - Hydrogeological investigation on the area surrounding Santa Cesarea Terme springs (Southern Apulia). In: Proc. 8th Salt Water Intrusion Meeting, Bari. Geologia Applicata e Idrogeologia, XVIII (II): 129-144.

DE GIORGI C. (1901) - Le terme sulfuree di Santa Cesaria. Regia Tipografia Editrice Salentina, F.lli Spacciante, Lecce: 31 pp.

MANGHISI V. (1999) - Reminiscenze classiche nelle leggende carsiche salentine. Itinerari Speleologici, s. II(8): 37-44.

MICHELI M. (1824) - Analisi chimica e medico pratica di un'acqua minerale solfurea in provincia di Lecce, esposta da Mario Micheli di unita ad alcune riflessioni sull'istoria naturale dell'istessa provincia. Lecce - da' torchi di Vincenzo Marino, 1824 Testo Monografico.

Longitudine **18,46366** • Latitudine **40,03738** • Santa Cesarea Terme (Le)



Numerose cisterne scavate nel fondo della dolina

Conversano è una cittadina della provincia di Bari ubicata a circa 30 km a sud-est del capoluogo; il suo territorio ha un'estensione di circa 127 km² e si trova nell'area delle Murge sud-orientali. Quest'area del sud-est barese è caratterizzata dai così detti "laghi di Conversano", undici doline che vengono per alcuni mesi all'anno allagate dalle acque meteoriche ivi convogliate da poco sviluppati impluvi. Il sito di Agnano è ubicato nella parte sud-occidentale del territorio di Conversano ed è una delle aree non del tutto compromesse da insediamenti moderni e dall'agricoltura intensiva. In tutta l'area sono visibili alcuni degli elementi che, nell'insieme, costituiscono una complessa trama di emergenze naturali e culturali quali uno stagno stagionale, strutture preistoriche, masserie ed una complessa rete di *parieti* e *specchie*. Elementi di pregio sono una dolina allagata per alcune settimane all'anno e i resti di un insediamento preistorico. La dolina presenta un contorno attuale marcatamente condizionato dall'ambiente rurale (strade, limiti di proprietà ecc.). Nella terra rossa all'interno della depressione vi sono diverse cisterne che non si prosciugano durante l'estate. Nei dintorni dello stagno vi sono resti della passata frequentazione antropica testimoniata da un'antica cinta muraria e da reperti riconducibili ad un villaggio capannicolo dell'età del

Bronzo finale. Dall'analisi di carte geografiche storiche è possibile dedurre che i "laghi" di Conversano si allagavano, almeno in alcuni periodi dell'anno, a partire dal XVII secolo fino a buona parte del XIX secolo. Questi bacini non vennero rappresentati nella carta in scala 1:50.000 dell'Istituto Geografico Militare Italiano del 1874. Di essi rimane memoria nella toponomastica della carta topografica in scala 1:25.000 pubblicata dallo stesso Istituto a partire dagli anni '50 del secolo scorso. Data la perenne mancanza d'acqua che caratterizza quest'area carsica, in passato l'uomo ha realizzato, sul fondo delle doline, numerose cisterne per disporre di acqua anche nei periodi più secchi. Le cisterne, scavate in numero variabile da lago a lago, presentano profondità da pochi fino ad oltre i dieci metri. Alcune vengono fatte risalire all'epoca preromana; tuttavia, uno studio ha evidenziato la presenza, al loro interno, di materiali risalenti tra la fine del XIX e la prima metà del XX secolo; pochi ritrovamenti sono databili al XVI-XVII secolo. Con l'avvento dell'Acquedotto Pugliese le cisterne, così come i bacini, si avviarono verso un periodo di declino durato sino alla fine del XX secolo. I "laghi" sono stati dichiarati "Area di Rilevanza Erpetologica" e "Sito di Importanza Comunitaria" (Rete Natura 2000) dal 1996. La Riserva Naturale Regionale Orientata dei Laghi di Conversano e Gravina di Monsignore è stata istituita nel 2006 ai sensi della Legge Regionale 19/1997.

Bibliografia essenziale

L'ABBATE V. (1989) - Un parco archeologico-ambientale per la valorizzazione di Castiglione. Umanesimo della Pietra, Martina Franca, luglio 1989: 73-78.

L'ABBATE V. (1995) - Andare per laghi. Comune di Conversano, Museo Civico, 31 pp.

PALMISANO & FANIZZI (1992) - I Laghi di Conversano: il fenomeno degli stagni stagionali dei territori carsici pugliesi. Itinerari speleologici, 6: 35-53.

PASTORE P., GIACOVELLI C. (2002) - Progettazione e territorio, il sistema paesaggistico dei laghi di Conversano. Umanesimo della Pietra, Riflessioni: 17-32.

Longitudine **17,08110** • Latitudine **40,93419** • Conversano (Ba)



Il laghetto visto dalla strada-diga

Il laghetto, localmente noto col nome di Peschiera, è ubicato nel territorio di Biccari, da cui dista in linea d'aria circa 3 km. Lo specchio d'acqua, che si trova ad un'altitudine di circa 900 m, è dominato ad occidente dalle cime del Toppo Pescara (1.066 m) e del Monte Sidone (1.061 m) i cui versanti acclivi costituiscono un semicerchio aperto verso i quadranti orientali; dalla parte opposta il Pescara sovrasta il Canale dell'Organo ed il Bosco Tricari. Il Pescara ha una forma allungata secondo l'asse N-S con perimetro reso irregolare da sporgenze e rientranze; il suo diametro massimo è di circa 280 m, mentre il diametro ortogonale a questo è di circa 140 m. Il perimetro e la superficie bagnata subiscono variazioni a seconda delle stagioni e degli anni, in dipendenza di particolari fenomeni climatici. In origine, la conca non era completamente allagata e versava le sue acque nel canale dell'Organo, tributario del Torrente Vulgano. Nel 1845 un medico di Biccari promosse la costruzione di uno sbarramento che, originariamente ottenuto con pali e ghiaia, oggi è sede di una strada asfaltata. Il lago, profondo alcuni metri, non ha tributari incanalati, ma viene principalmente alimentato dal ruscellamento superficiale (pioggia e scioglimento della neve). Riguardo alla genesi della depressione, in vari documenti a carattere divulga-

tivo e diffusi nella rete, il Pescara viene descritto come un lago di origine vulcanica. Un'analisi geomorfologica dei luoghi, invece, suggerisce che il lago potrebbe essersi impostato sulla sommità di un accumulo di frana. In pratica, la ripida nicchia di distacco sarebbe stata modellata nei versanti orientali dei monti Sidone e Pescara, il piccolo bacino lacustre si troverebbe sul piano in contropendenza che costituisce il terrazzo di testa del corpo di frana, mentre il rilievo positivo nell'area di testata della valle dell'Organo costituirebbe l'unghia del cumulo del materiale franato. L'invaso si trova nell'area naturalistica "Lago Pescara - Monte Cornacchia - Bosco Cerasa". Percorrendo i numerosi sentieri che formano una rete escursionistica è possibile godere di un paesaggio variegato costituito da rilievi dal profilo arrotondato, tra cui il Monte Cornacchia, la cima più alta della Puglia (1.151 m), prati, corsi d'acqua e boschi di latifoglie decidue; tutte emergenze che conferiscono ai luoghi una valenza paesaggistica non trascurabile per l'escursionista.

Bibliografia essenziale

DE TULLIO M. (2010) - Il Lago Peschiera e il rifugio sul Monte Cornacchia. Diomede - tra passato e futuro. Ottobre 2010. sito web: <http://www.diomede.koine-srl.it>.

FIORA A., VALLETTA S. (a cura di) (2010) - Il Patrimonio geologico della Puglia - territorio e geositi. Supplemento a Geologia dell'Ambiente, 4/2010: 160 pp.

JACOBACCI A., MALATESTA A., MARTELLI G., STAMPANONI G. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 163 "Lucera": 48 pp.

SANTO A & SENATORE M.R. (1988) - La successione stratigrafica dell'unità dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore - Foggia. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 431-438.

Longitudine **15,17211** • Latitudine **41,36951** • Biccari (Fg)



Ancora oggi l'area è soggetta a ristagni di acqua durante la stagione umida

Pochi chilometri ad est di San Giovanni Rotondo, lungo la strada che conduce a Monte Sant'Angelo, si trova una depressione, con asse maggiore oltre 5 km e asse minore di circa 2 km, delimitata dai rilievi più elevati del promontorio sul versante settentrionale e da alture meno pronunciate a sud e ad est. Le carte storiche rappresentano, nelle parti più basse dell'ampia depressione, uno specchio d'acqua. Agli inizi dell'800, nella sua opera "La fisica Appula", Manicone riporta che il lago era "tre miglia di circonferenza", "lungo un miglio" e "profondo sette palmi circa". In un punto le acque si infiltravano rapidamente nel sottosuolo attraverso un inghiottitoio. Lo specchio d'acqua si prosciugava occasionalmente negli anni meno piovosi per effetto dell'evaporazione. In particolare, nel 1830 il lago si prosciugò del tutto, causando l'estinzione della fauna ittica esistente. Negli anni 30 del XX secolo, Colamonico descrisse un ampio "bacino carsico in cui si raccoglievano le acque del Lago di Sant'Egidio". Alla fine dell'800, il lago fu fatto prosciugare riattivando e allargando degli inghiottitoi ostruiti; il prosciugamento favorì il miglioramento delle condizioni igieniche e la messa a coltura dell'area. Nonostante ciò lo specchio d'acqua si riformava nei mesi invernali; solo nel 1932 venne incominciata una bonifica vera e propria. Nel 1960 il Consorzio di Bonifica Montana del Gargano si fece attuatore di una serie

d'interventi per il miglioramento delle opere di drenaggio creando altresì un piccolo bacino artificiale di circa quattro ettari. Oggi, sul fondo pianeggiante della conca di Sant'Egidio si aprono numerosi inghiottitoi carsici; in questi vengono incanalate le acque intercettate dai canali di bonifica, scavati per evitare la formazione di ristagni. L'ampia depressione di Sant'Egidio è situata lungo la faglia di Valle Carbonara, una linea tettonica che attraversa tutto il Gargano, da San Marco in Lamis sino a Mattinata. Il substrato è costituito da rocce calcaree del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore e del Miocene. Coperture quaternarie (depositi di conoide, detriti di versante e depositi lacustri) affiorano prevalentemente lungo i solchi vallivi, al piede dei versanti e nelle aree pianeggianti. La formazione della conca è stata correlata all'attività della faglia trascorrente di Valle Carbonara; questa avrebbe determinato la formazione di un "bacino di pull-apart". L'azione dei processi carsici (successiva o anche contemporanea a quella tettonica) ha scolpito i fianchi e il fondo della struttura determinando, tra l'altro, la formazione di numerosi inghiottitoi. In definitiva, l'ampia depressione in cui esisteva il "lago" può essere descritta come un bacino tettono-carsico, ovvero un polje.

Bibliografia essenziale

CALDARA M., PALMENTOLA G. (1991) - Lineamenti geomorfologici del Gargano con particolare riferimento al carsismo. Itinerari Speleologici, 5, pp. 53 - 66.

FUNICIELLO R., MONTONE P., SALVINI F., TOZZI M. (1992) - Caratteri strutturali del Promontorio dei Gargano; Memorie della Società Geologica Italiana, 41(2): 1235-1243.

FUSILLI C. (2003) - Il polje del Pantano di Sant'Egidio. Gargano Parco, anno 5, 9: 12-13.

GUERRICCHIO A. (1986) - Esempi di bacini di pull apart nel Gargano (Puglia settentrionale). Geologia Applicata e Idrogeologia, 21: 25-36.

MORSILLI M. (2000) - La valorizzazione del Pantano di Sant'Egidio e la Via Sacra Langobardorum. Atti del convegno "Valorizzazione delle risorse e la pianificazione del territorio con un'area dedicata al recupero del Pantano di S. Egidio", San Giovanni Rotondo, 12 dicembre 1998: 31-49.

Longitudine **15,79846** • Latitudine **41,71255** • San Giovanni Rotondo (Fg)



La scogliera al di sotto del promontorio di Vieste ed il faraglione Pizzomunno

Il Pizzomunno è un faraglione che si staglia ai piedi del promontorio che ospita la parte più antica dell'abitato di Vieste, all'estremità settentrionale della spiaggia del Castello. Il monolite presenta un'altezza di circa 27 m, una sezione di base ellittica (20 x 12 m) e distanza minima dalla falesia di 25 m. Il corpo del Pizzomunno è interamente composto da litotipi appartenenti alla Formazione della Scaglia (Cretaceo superiore), costituita da calcari marnosi fittamente stratificati con liste di selce rossastra. Le rocce che costituiscono il Pizzomunno sono le stesse che caratterizzano la parte più bassa della falesia adiacente, da cui sarebbe stato progressivamente isolato e modellato dall'azione combinata del mare e degli agenti atmosferici. Infatti, l'origine del Pizzomunno e di forme simili, anche se di dimensioni differenti, è dovuta all'azione del mare che, erodendo lungo i punti di maggior debolezza nella massa rocciosa (fratture, discontinuità litologiche ecc.), scava nelle falesie delle cavità. In rocce calcaree alla genesi di tali forme spesso concorre il processo carsico, attivo in tempi precedenti o contemporaneamente all'azione del mare. A luoghi l'effetto delle onde isola dalla falesia degli archi naturali (es. l'Architello della baia di San Felice, nei pressi di Testa del Gargano). A causa della continua azione erosiva del mare, la

volta degli archi in roccia così individuati è destinata a crollare, dando luogo a dei faraglioni. In passato, alcuni autori hanno considerato il Pizzomunno in imminente pericolo di crollo, date alcune discontinuità ben evidenti sul corpo del faraglione e i processi erosivi attivi lungo la vicina falesia.



Il faraglione Pizzomunno



Bibliografia essenziale

MASSOLI-NOVELLI R., RUSSI A., SOLLITTO M., RUSSI M. C. (2001) -... all'estremo del mondo: Pizzomunno (Vieste). Riassunti delle comunicazioni orali e dei posters - 3° Forum Italiano di Scienze della Terra, Chieti, 5 - 8 Settembre 2001, pp. 497-498, Chieti.

SIMONE O., FIORE A. (2004) Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina. In: Brancucci G. (Ed.) Geositi e dintorni: 139 - 143.

Longitudine **16,17748** • Latitudine **41,87925** • Vieste (Fg)



Vista panoramica di uno degli affioramenti

Lungo la costa brindisina, tra Punta Penne e Capo di Torre Cavallo, affiorano le "Calcareni di Punta Penne", rocce che costituiscono tratti sporgenti di costa. Queste rocce si sono formate in seguito alla litificazione di sedimenti pleistocenici attribuiti ad uno spit, una freccia litorale che si sviluppava verso SE. In pratica, assumendo che, al momento della formazione del deposito, il tratto di costa fosse soggetto ad un regime anemometrico simile all'attuale, l'azione del moto ondoso ed il trasporto lungo costa hanno determinato la formazione di un corpo sedimentario caratterizzato da una situazione di equilibrio dinamico tra continua erosione sul versante di NO, trasporto di sedimenti e progressivo accumulo verso SE, con migrazione di tutta la freccia litorale verso SE. Per le peculiarità degli affioramenti, il tratto costiero a sud di Punta Penne mostra valenze del tipo: a) scientifico: legato alla possibilità di ricostruire la dinamica costiera, i movimenti tettonici recenti e la paleogeografia; b) didattico: per la facilità di interpretazione delle strutture deposizionali; c) scenico: per la particolarità delle esposizioni. Il corpo calcarenitico, omogeneo dal punto di vista litologico, ha una geometria cuneiforme con lo spessore maggiore (circa 10 m) nella sua estremità nordoccidentale (Punta Penne); l'inclinazione degli strati è variabile da 5° ad oltre 30°, con immersione verso SE. Complessivamente la successione è costituita da un'alternanza di unità a stratificazione incrociata, unità a stratificazione piana e unità con bioturbazioni prodotte per lo

più da ricci di mare. La particolare stratificazione è da ricondurre all'azione delle correnti e del moto ondoso; gli ambienti di sedimentazione variano dalla spiaggia intertidale a quella sommersa; gli intervalli più grossolani, a lamine piane, si sono formati a pochi centimetri di profondità, gli orizzonti bioturbati indicano un ambiente deposizionale più profondo. Lo studio dei depositi appena descritti ha fornito elementi di speculazione sulla recente attività tettonica dell'area. Infatti, il sistema sembra essere stato caratterizzato da una subsidenza differenziata, con massimi nell'area a sud di Punta Penne. Il meccanismo di innesco dei moti verticali è stato attribuito all'attività di una faglia, ipoteticamente ubicata tra Punta Penne e Punta Patedda, orientata lungo una direzione trasversale rispetto alla linea di costa attuale. I movimenti lungo la faglia sarebbero avvenuti sia durante che dopo la sedimentazione. La durata approssimativa dell'episodio sedimentario che ha determinato lo sviluppo della freccia litorale potrebbe essere stata di alcune migliaia di anni durante il Tiroccano (Pleistocene superiore). Tutta l'area di affioramento delle calcareniti è stata intensamente cavata nel tempo e oggi le cave sono un'attrazione turistico-balneare molto frequentata. Le aree allagate sono anche frequentate da avifauna migratoria. L'importanza del sito è aumentata dalla presenza di elementi architettonici quali una torre medioevale e strutture militari della fine del XIX secolo. Nei fondali prospicienti sono stati rinvenuti reperti archeologici di età greco-romana.



Bibliografia essenziale

LOIACONO F. (1999) - Le Calcareni di Punta Penne. In: Guide Geologiche Regionali - Puglia e Monte Vulture: 273-274.

LOIACONO F. (2010) - Growth process of a long-lived late Pleistocene spit along the Adriatic coast (Brindisi, southern Italy). Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, 23(2): 217-228.

LOIACONO F., MAGRÌ C., MONACO M.T. (2003) - Il litorale di Brindisi: uno spettacolare parco di strutture di una spiaggia fossile. Atti del Convegno "Conservazione e Valorizzazione del Patrimonio Geologico". Geologia dell'Ambiente, Suppl. n. 1/2003: 143-150.

Longitudine **17,93999** • Latitudine **40,68127** • Brindisi

CGPo038 LE SALINE DI PUNTA DELLA CONTESSA



Sponda interna dello Stagno di Punta della Contessa

Le saline di Brindisi, ubicate a sud della città, tra Torre del Cavallo e Torre delle Mattarelle, oltre a costituire un'area naturale protetta al margine di insediamenti industriali, sono uno dei geotipi che meglio rappresentano uno dei siti pugliesi testimoni del difficile rapporto tra uomo e natura. Esse derivano dalla costruzione, con la realizzazione della trasgressione olocenica, di un esteso sistema di spiaggia, duna e area retrodunale. Proprio queste ultime erano in passato la sede elettiva della produzione del sale che, prosciugandosi nel corso dell'estate, lasciavano sul fondo un sottile strato di sale. I bacini costieri a sud di Brindisi si sono impostati su una sottile coltre di depositi recenti di età olocenica, costituita da sabbie e limi palustri - lagunari. Le due aree da cui si ricavava il sale erano denominate, almeno in età contemporanea, "Salina Vecchia" e "Salinella". Queste svolsero la loro funzione economico-sociale tra il XIII e il XVIII secolo. Per favorire il ripopolamento di Brindisi, nel 1465 il re Ferdinando I d'Aragona dispose, tra l'altro, che ai cittadini fossero donati, ogni anno, duecento "tomoli" di sale. Lo stesso sovrano, nel 1466, mise a disposizione della municipalità, per dieci anni, cento "carre" di sale elevabili sino a duecento; il ricavato delle vendite doveva essere impiegato per la riparazione delle mura cittadine o elargito in sussidi a chi volesse costruire un nuovo edificio. Nel XIX secolo Brindisi è fra gli otto fondachi facenti parte del "ripartimento de' Sali d'Otranto e Basilicata"; gli altri fondachi erano quelli

di Avetrana (Salina dei Monaci), Castellaneta, Gallipoli, Lecce, Montalbano, Otranto e Taranto. Cessato lo sfruttamento commerciale, l'area incominciò a rinaturalizzarsi e tornò paludosa. A parte le vicende relative alla produzione di sale, l'area di Punta della Contessa è densa di storia; il territorio circostante le saline era attraversato dalla Via Traiana che, per qualche tratto, è ancora identificabile sul terreno. Nell'alto medioevo, ai margini delle saline era presente un piccolo insediamento, l'abbazia di Santa Maria de Ferolellis, che rimase in attività fino al tardo XVI secolo. Oggi l'area, di riconosciuto valore naturalistico, è parte del "Parco della Salina di Punta della Contessa", istituito con L. R. 28 del 23 dicembre 2002 e fa parte del SIC "Stagni e saline di Punta della Contessa" (IT9140003). Le antiche saline di Brindisi e le aree circostanti, geotopo di alto interesse naturalistico, si trovano in un'area caratterizzata da elevate criticità ambientali per la presenza, a nord, della zona industriale di Brindisi e per la vicinanza della centrale termoelettrica di Cerano "Federico II" a sud. Le limitrofe aree produttive rappresentano significative fonti di impatto e di potenziale inquinamento per le principali matrici ambientali.

Bibliografia essenziale

ARPA PUGLIA (2009) - Piano di caratterizzazione ambientale (ai sensi dell'ex D.M. 471/99 e dell'Accordo di Programma sottoscritto il 19.12.2007): aree private ed aree SIC del Sito di Interesse Nazionale di Brindisi (L. 426/98) - Relazione: 58 pp.

BIANCHINI L. (1835) - Della storia delle finanze del regno di Napoli: libri sette del cavaliere Lodovico Bianchini, Volume 3: 1000 pp.

CARITO G. (1994) - Brindisi - Nuova Guida. Edizioni Prima: 214-215.

LEGAMBIENTE, SEZIONE DI BRINDISI (2012) - Salina di Punta della Contessa. Paesaggi Sensibili 2012 - i parchi. disponibile sul sito web: <http://www.italianostra.org>.

Longitudine **18,03111** • Latitudine **40,60247** • Brindisi

CGPo040 LA SORGENTE DI SAN NAZARIO



Vista panoramica delle vasche

Ai piedi del Gargano, non molto lontano dalla sponda meridionale del Lago di Lesina, si trova un'area sorgentizia caratterizzata da varie polle che, con una portata media complessiva di circa 220 l/s, danno origine ad un piccolo corso d'acqua chiamato fiume Caldoli. La sorgente, situata a circa 6 m di altitudine, prende il nome dal vicino Santuario di San Nazario. Ciò che rende particolare il sito è che, in tutte le stagioni dell'anno, le acque sorgive sono caratterizzate da elevata temperatura (tra 24 e 27 °C). Il principale bacino idrogeologico sotteso dalla sorgente di San Nazario si estende all'interno del promontorio garganico, massiccio attraversato da acque a temperatura bassa. Al contrario, in aree ad ovest di San Nazario, la temperatura delle acque sotterranee aumenta man mano che ci si sposta verso il fiume Fortore, nelle cui vicinanze i pozzi profondi emungono acque con temperature superiori a 50 °C. L'assetto geologico è caratterizzato da un substrato calcareo mesozoico interessato da una serie di faglie distensive che hanno delimitato dei blocchi che si ribassano a gradinata al di sotto delle successioni più recenti di avanfossa e di catena; nelle aree in prossimità del fronte della catena il tetto dei calcari mesozoici si rinviene a profondità superiori a 1.000 m. Numerose ricerche hanno dimostrato come i corpi calcarei sepolti costituiscono serbatoi di acque salate e, talvolta, di idrocarburi (in prevalenza gassosi). Studi sul flusso geotermico superficiale e sulle caratteristiche chimico-fisiche delle acque di

San Nazario hanno rivelato una connessione idraulica tra l'acquifero calcareo profondo al di sotto delle successioni di avanfossa e l'area di recapito dell'acquifero garganico nei dintorni della sorgente di San Nazario. Riguardo ai meccanismi che regolano il fenomeno, è stato ipotizzato che le successioni calcaree al di sotto dell'avanfossa siano interessate da una circolazione idrica profonda, dall'Appennino verso il Gargano, innescata dal moto di traslazione delle falde appenniniche verso l'avampaese apulo. I fluidi profondi, "iniettati" verso l'avampaese, risalgono verso il Gargano attraverso la struttura a gradinata del substrato carbonatico mesozoico, si mescolano alle acque sotterranee più fresche e più superficiali di provenienza garganica, fino ad emergere in superficie con temperature comprese tra 24 e 27 °C nell'area di San Nazario. La risalita dei fluidi profondi avverrebbe in maniera relativamente rapida, permettendo il mantenimento di alte temperature, attraverso discontinuità tettoniche verticali.

Bibliografia essenziale

CRESCENTI U. (1975) - Sul substrato pre-pliocenico dell'Avanfossa appenninica dalle Marche allo Ionio. Bollettino della Società Geologica Italiana, 94: 583-634.

DI CAGNO M., DRAGONE V., POLEMIO M., VIRGA R. (1999) - Caratteri idrogeologici delle sorgenti circostanti il lago di Lesina (Gargano). CNR-CERIST - Rapporto tecnico interno n. 60: 20 pp.

MAGGIORE M., MONGELLI F. (1991) - Hydrogeothermal model of ground water supply to San Nazario Spring (Gargano, southern Italy). Proceedings International Conference on Environmental Changes in Karst Areas, Padova 27 Sept. 1991; Quaderni del Dipartimento di Geografia, 13: 307-324.

MAGGIORE M., PAGLIARULO P. (2001) - Groundwater vulnerability and pollution sources in the Apulian Region (Southern Italy). Proceedings of 2nd Symposium on "Protection of Groundwater from pollution and seawater intrusion". Bari, September 27 - October 1, 1999: 9-20.

PAGLIARULO P. (1996) - Migrazione di fluidi profondi nel substrato prepliocenico nell'avanfossa appenninica (bacino pugliese e lucano). Memorie della Società Geologica Italiana, 51: 659-668.

Longitudine **15,45550** • Latitudine **41,85238** • San Nicandro Garganico (Fg)



Vista verso Est della Dolina di Santiquando

Santiquando, uno stagno temporaneo ospitato sul fondo di una depressione carsica corrispondente ad una valle cieca e alimentato esclusivamente da acque piovane, si trova a circa 390 m di altitudine, poco distante dall'abitato Cassano delle Murge. Questa piccola depressione è uno dei pochi ambienti umidi (e per di più stagionali) sulle Murge, un altopiano calcareo interessato dai fenomeni carsici che impediscono lo sviluppo di una ben strutturata rete idrografica superficiale. L'avvallamento si trova sul fondo di un solco erosivo inciso nei calcari; la forma e la profondità della depressione sono state profondamente alterate dall'uomo attraverso scavo e movimentazione di alcune decine di metri cubi di terra rossa. La terra rossa rende il fondo impermeabile, per cui la depressione si allaga durante il periodo più umido dell'anno. Quando allagata, la depressione ospita una microfauna composta da una decina di specie e presenta le caratteristiche tipiche di uno "stagno temporaneo mediterraneo" (habitat prioritario 3170* ai sensi della Direttiva 92/43/CEE). Per queste caratteristiche peculiari, il sito è stato considerato a rischio di conservazione, in quanto marcatamente disturbato da parte di appassionati di ciclocross e motocross.



Nell'area sono presenti carcasse di veicoli abbandonati

Bibliografia essenziale

ALFONSO G., BELMONTE G., FRASSANITO A. (2012) - Relazione Finale del Progetto: Stagni temporanei del Parco Nazionale dell'Alta Murgia: peculiarità biologiche. Di.S.Te.B.A., Università del Salento - Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia. 108 pp.

ALFONSO G., FRASSANITO A., BECCARISI L., BELMONTE G. (2013) - Relazione Finale del Progetto: Stagni temporanei del Parco Nazionale dell'Alta Murgia: peculiarità biologiche. Report 2013. Di.S.Te.B.A., Università del Salento - Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia: 149 pp.

LIUZZI C., MASTROPASQUA F., MARCONI F. (2011) Relazione finale del progetto BatracoMurgia.

ENTE PARCO NAZIONALE DELL'ALTA MURGIA.

Longitudine **16,74667** • Latitudine **40,88388** • Cassano delle Murge (Ba)



Il canale della Foce Schiapparo alla sua estremità meridionale

Il ventaglio di Foce Schiapparo si trova lungo la sponda interna del Lago di Lesina, a circa 15 km in linea d'aria da Marina di Lesina e a meno di 3 km ad est della Torre Scampamorte; esso è una cuspidata sabbiosa, mal conservata ed elevata di poco rispetto al livello del mare estesa per circa 110.000 m². Studi su base storica e geomorfologica hanno suggerito che questa forma sarebbe stata costruita da onde di un maremoto avvenuto nel 1627 AD. Il 30 Luglio avvenne un terremoto disastroso con epicentro situato tra Lesina e San Severo. Nell'entroterra ci furono migliaia di vittime. Lungo il litorale fra la foce del fiume Fortore e l'estremità orientale del lago di Lesina il mare si ritirò per alcuni chilometri, causando lo svuotamento del lago. Quando le acque ritornarono con l'onda di tsunami, sommersero il litorale e probabilmente il villaggio di Lesina. A Manfredonia le onde raggiunsero un'altezza pari alla metà delle mura della città, circa 2,5 metri al di sopra della terraferma. Secondo alcuni ricercatori l'evento che ha generato lo tsunami del 1627 è stato uno shock sismico lungo la "faglia di Apricena", che si estende per più di 30 km in direzione E-O; secondo altri Autori la struttura tettonica responsabile dell'evento fu la stessa che originò il maremoto accaduto intorno al 490 AD, cioè quella situata

nell'area tra la foce del fiume Fortore e Punta delle Pietre Nere. In analogia con altre due forme simili individuate lungo il margine interno del cordone di Lesina, studi di dettaglio hanno evidenziato che il corpo sabbioso di Foce Schiapparo è stato costruito, per effetto di un maremoto, secondo la sequenza: a) una faglia poco distante ha generato una scossa sismica; b) il terremoto ha causato la formazione di una breccia nel cordone sabbioso che separa il lago dal mare; c) al suo arrivo, l'onda di maremoto ha attraversato la barriera lungo la breccia; d) all'interno della laguna i sedimenti erosi dal litorale sono stati depositi sotto forma di ventaglio di rotta; e) con il ristabilirsi delle condizioni ordinarie, l'azione del moto ondoso ha ricostruito la barriera, fino al raggiungimento di uno stato di equilibrio simile a quello precedente la sua perturbazione. La presenza, lungo il litorale tra Marina di Lesina e Torre Mileto, di evidenze correlate ad almeno tre eventi di maremoto, suggerisce che il litorale settentrionale pugliese è una delle aree della regione potenzialmente soggette a rischio generato da maremoti.

Bibliografia essenziale

GUIDOBONI E., TINTI S. (1987) - I maremoti garganici del seicento. Atti VI Convegno NGTCS: 491-504.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2012) - The role of strong earthquakes and tsunamis in the Late Holocene evolution of the Fortore River coastal plain (Apulia, Italy): a synthesis. *Geomorphology* 138: 89-99.

MOLIN D., MARGOTTINI C. (1981) - Il terremoto del 1627 nella Capitanata settentrionale. *Memorie Conv. Ann. PFG-CNR*: 251-279.

PATACCA E., SCANDONE P. (2004) - The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): Identification and characterization of the causative fault. *Journal of Seismology*, 8: 259-273.

TINTI S., PLATANESI A. (1996) - Numerical simulation of the tsunamis induced by the 1627 earthquake affecting Gargano, Southern Italy, *Journal of Geodynamics*, 21: 141-160.

Longitudine **15,51154** • Latitudine **41,90481** • Lesina (Fg)

CGP0046 LA SCOGLIERA OLIGOCENICA DI CASTRO - SITO B



Particolare di una colonia di coralli

Lungo un taglio stradale sulla strada provinciale 358, ad ovest della periferia di Santa Cesarea Terme, è possibile osservare una breve successione di strati calcarei ricchi in macrofossili. In particolare, l'affioramento è caratterizzato dalla massiccia presenza di colonie di coralli, alcune delle quali in posizione di vita, alghe calcaree e frammenti di gusci di molluschi. I fossili sono in ottimo stato di conservazione. In numerosi punti, specialmente lungo fratture allargate dalla dissoluzione carsica, l'erosione differenziale ha messo in evidenza le delicate strutture scheletriche delle colonie di celenterati che qui mostrano gran parte della loro bellezza. L'affioramento è rappresentativo della scarpata della scogliera oligocenica riferibile alla Formazione dei Calcari di Castro ed assume una valenza didattica grazie alla ricchezza delle forme fossili che è possibile osservare. Il periodo tra l'Oligocene e il Miocene rappresenta un lasso di tempo in cui le facies di scogliera erano molto diffuse. Lungo la costa tra Santa Cesarea e Leuca affiorano rocce formatesi in ambienti di scogliera in due diversi periodi dell'era cenozoica: nell'Oligocene e nel Miocene. I depositi dell'Oligocene affiorano in maniera pressoché continua

lungo la fascia tra Santa Cesarea e Porto di Tricase; sono esposti in maniera discontinua, perché sepolti dai depositi più recenti della scogliera Miocenica, tra quel punto e Leuca. La scogliera di Castro è stata descritta per la prima volta alla fine del XX secolo. Il corpo biocostruito si è impostato su di un substrato di rocce cretaceo-eoceniche ed è possibile individuare, sul campo, tutte le facies relative ai vari sub-ambienti di scogliera, dalla retroscogliera sino alla scarpata esterna, posta grossomodo in corrispondenza dell'attuale litorale. Le associazioni fossili individuate dai ricercatori mostrano una elevata biodiversità degli ambienti, caratterizzati da colonie di coralli (circa 30 specie appartenenti per lo più ai generi *Goniopora*, *Actinacis*, *Favites*, *Hydnophora* e *Tarbellastraea*), molluschi, echini, alghe incrostanti (tra cui i taxa *Sporolithon*, *Lithothamnion*, *Mesophyllum* e *Peyssonneliaceae*); l'età di queste rocce è stata attribuita all'Oligocene su base biostratigrafica.

Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.

BOSELLINI F., PERRIN C. (1993) - Zonation of a Late Oligocene coral reef complex: a quantitative approach (Castro Limestone, Salento Peninsula, Southern Italy). *First European Regional Meeting ISRS, Vienna, abstract book*: 7.

BOSELLINI F.R., PERRIN C. (1994) - The coral fauna of Vitigliano: qualitative and quantitative analysis in a back reef environment (Castro Limestone, Late Oligocene, Salento Peninsula, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33: 171-181.

PARENTE, M., 1994. A revised stratigraphy of the Upper Cretaceous to Oligocene units from southeastern Salento (Apulia, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 33: 155-170.

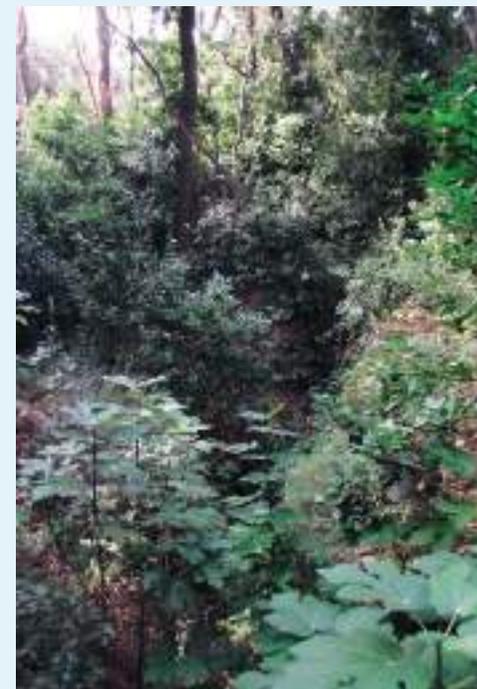
Longitudine **18,44449** • Latitudine **40,03378** • Santa Cesarea Terme (Le)

CGP0048 LA VORA DI VITIGLIANO



Ingresso della vora sul cui fondo si apre un condotto che mette in comunicazione con l'esterno un sistema sotterraneo esteso per diverse decine di metri

La vora di Vitigliano è una cavità carsica sotterranea, propriamente un inghiottitoio, che si apre su una dolina profonda circa 10 metri in cui confluiscono tre brevi canali di bonifica. La forma epicarsica (dolina) è parzialmente nascosta da una piccola macchia alberata. La dolina riceve le acque di una vasta zona dell'altipiano calcareo costituito da strati orizzontali di calcareniti della Formazione di Andrano (Miocene) che ricoprono il basamento di calcari a rudiste del Mesozoico (Cretaceo). La vora è una tra le più note cavità carsiche del Salento leccese; alla fine dell'800 lo studioso De Giorgi ne parlò descrivendola come una voragine (Vora dei Tre Ponti), "capace di inghiottire tutte le acque che si raccolgono in un vasto sprofondamento del suolo". La prima esplorazione della grotta avvenne nel 1940; gli speleologi percorsero la galleria di accesso (circa 30 metri) ed il pozzo interno (14 metri). Nel 1967 il Gruppo Speleologico Modenese continuò l'esplorazione per circa 20 m oltre, fermandosi all'imbocco di un sifone. Nuovi ambienti furono scoperti nel 2002, quando alcuni speleologi forzarono un angusto passaggio alla base del pozzo interno. Attualmente lo sviluppo complessivo dei rami esplorati è di circa 225 metri, il dislivello massimo è di 37 metri.



La vora è ammantata da una folta vegetazione



Nella vora vengono fatte confluire le acque meteoriche che si raccolgono nelle aree circostanti



Bibliografia essenziale

GSL 'NDRONICO: GRUPPO SPELEOLOGICO LECCESE 'NDRONICO (2007) - Guida speleologico-ambientale alle vore della Provincia di Lecce: 64 pp.

DE GIORGI C. (1888) - La provincia di Lecce. Congedo Editore, Lecce, Volume I, 438 pp.

STASI G. (1940) - Esplorazioni speleologiche nel Salento. *Rinascita Salentina*, N.S. 8: 260-263.

INTINO M. (1970) - Le concrezioni nodulari bauxitiche della Vora di Vitigliano (Lecce). Estratto da "Le Grotte d'Italia", serie IV, 2, Bologna.

Longitudine **18,42652** • Latitudine **40,03702** • Santa Cesarea Terme (Le)



Vista da Sud dello Stagno I Vuotani

Lo stagno stagionale in località Vuotani si trova poco distante dalla Foresta Mercadante, in territorio di Cassano delle Murge, ad un'altitudine di circa 450 m. La depressione, una dolina periodicamente allagata dalla pioggia, è stata considerata come uno degli stagni temporanei più suggestivi del Parco dell'Alta Murgia sia per la sua naturalità che per la sua vicinanza alla Foresta Mercadante. Lo specchio d'acqua è considerato un tipico stagno temporaneo mediterraneo (habitat prioritario 3170* ai sensi della Direttiva 92/43/CEE), sia dal punto di vista vegetazionale che faunistico. Alla valenza prettamente naturalistica di questi piccoli specchi d'acqua si aggiunge il valore culturale tramandato attraverso le tradizionali strutture in pietra (votàni, cisterne, pozzi) che testimoniano il difficile rapporto tra uomo e natura. Infatti, la presenza di alcune cisterne mostra come il sito sia stato utilizzato come riserva d'acqua sin da tempi antichi. Infatti, nelle depressioni che si allagavano naturalmente (in genere doline) l'uomo scavava alcune cisterne al fine di ampliare il volume d'acqua disponibile e di poter disporre di acqua in periodi di siccità, quando il resto dello stagno si disseccava. Questa pozza d'acqua, come le altre

presenti nelle aree carsiche pugliesi, costituisce una evidenza di geodiversità, oltre che di biodiversità.



Particolare della bocca di un'antica cisterna



Bibliografia essenziale

ALFONSO G., BELMONTE G., FRASSANITO A. (2012) - Relazione Finale del Progetto: Stagni temporanei del Parco Nazionale dell'Alta Murgia: peculiarità biologiche. Di.S.Te.B.A., Università del Salento - Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia. 108 pp.

ALFONSO G., FRASSANITO A., BECCARISI L., BELMONTE G. (2013) - Relazione Finale del Progetto: Stagni temporanei del Parco Nazionale dell'Alta Murgia: peculiarità biologiche. Report 2013. Di.S.Te.B.A., Università del Salento - Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia: 149 pp.

LIUZZI C., MASTROPASQUA F., MARCONE F. (2011) - Relazione finale del progetto BatracoMurgia, Ente Parco Nazionale dell'Alta Murgia.

Longitudine **16,69493** • Latitudine **40,85941** • Cassano delle Murge (Ba)



Panoramica della successione stratigrafica

In località Torre San Vito, a sud della città di Taranto lungo una falesia alta circa 6 metri, affiora una successione stratigrafica la cui base è definita da blocchi calcarenitici subarrotondati poggiati in trasgressione sulle Argille subappennine; sui blocchi si rinvengono calcareniti laminate contenenti numerosi livelli di rodoliti, resti di *Glycymeris* sp. e tracce di *Echinocardium cordatum*. La successione prosegue verso l'alto con grandi blocchi calcarenitici caratterizzati da bioturbazioni di *Lithophaga* e coperti da tappeti algali. Sui blocchi si osservano calcareniti con abbondanti rodoliti, gusci decalcificati di bivalvi *Arca noae* e grosse colonie globulari di madrepora di *Cladocora caespitosa*. La superficie superiore di queste calcareniti ben cementate presenta numerose cavità da dissoluzione riempite da sabbia rosata e rossastra, avente all'interno numerosi resti di gasteropodi e bivalvi. Tali caratteristiche si rinvengono anche in altri affioramenti dell'area di Taranto, come ad esempio, lungo la spiaggia di Apodonia, a Punta La Dogana e Punta Lo Scanno nelle Isole Cheradi, e presso Punta Rondinella sulla punta nord del Mar Grande. In questo sito, essenziale per le correlazioni stratigrafiche laterali, non sono conservati organismi fossili che ne

sentano l'attribuzione cronologica assoluta ma solo relativa; i depositi rappresentano le ultime fasi del Tirreniano. La successione, è delimitata localmente da sabbie eoliche con resti di *Helix* sp. attribuiti all'Olocene medio. L'insieme dei dati cronostatigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su altri siti specifici affioranti nell'area circostante il Mar Grande e il Mar Piccolo di Taranto, come quelli di Masseria Natrella e Santa Teresiola, consentono la loro correlazione cronostatigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica dell'area costiera di Taranto durante le fasi comprese tra l'Ultimo Inetrglaciale e l'Ultimo Glaciale.



Gasteropodi presenti nella successione stratigrafica



Bibliografia essenziale

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 21, 525-547.

DAI PRA G., HEARTY P.J. (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostatigrafica e tettonica. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41 (1988), 637-644.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8, 4, 82-105.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., RICCHETTI G. (1989) - Aspetti della evoluzione olocenica della costa pugliese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 42, 287-300.

Longitudine **17,22712** • Latitudine **40,40661** • Taranto



Sezione artificiale di depositi clastici e chimici all'interno della grotta (Foto V. Iurilli per M. Milella)



Tra le concrezioni bianche di ultima generazione spiccano alcune "eccentriche" (Foto V. Iurilli per M. Milella)

La Grotta di Cava Zaccaria, censita nel catasto speleologico regionale col n. 1390, si trova all'interno di un'area attualmente (al 2014) recintata, in passato destinata ad attività estrattiva della pietra calcarea (la cava "Zaccaria", ormai dismessa, in territorio di Ostuni). L'ingresso è una bassa apertura, ampia poco più di 1 metro, posta alla base del fronte di cava. La litologia del substrato è rappresentata da calcari e calcari dolomitici, stratificati con assetto sub-orizzontale e spessore degli strati da 50 a 100 cm circa. Dal punto di vista geomorfologico, vi sono rappresentati alcuni tra i fondamentali aspetti dell'evoluzione del carsismo pugliese. Si tratta di una porzione notevolmente estesa di sistema carsico ipogeo sviluppatosi su più livelli suborizzontali e a forte condizionamento strutturale. Gli ambienti interni sono rappresentati da gallerie, cunicoli e pozzi in diaclasi, con presenza di sculture di erosione da dissoluzione e di concrezioni carbonatiche e depositi biologici. Questa grotta, nei suoi oltre 1.000 metri di sviluppo, presenta in alcuni tratti forme dovute a genesi tettonica, oltre alla sovrapposizione di forme da dissoluzione e crollo; inoltre i vuoti sono disposti su più livelli in probabile accordo con le variazioni di livelli di base carsici dovute ai diversi stazionamenti del

livello di falda durante la regressione pleistocenica (modello di Grassi *et al.*, 1982). La formazione dei depositi di grotta si è manifestata prevalentemente in un'abbondante e varia presenza di speleotemi, con variazioni di colore dall'ocra al nero, dal rosso al bianco (quelli più recenti). Non sono trascurabili, d'altronde, alcuni notevoli accumuli di materiali clastici originatisi nella cavità stessa, per caduta da volte e pareti (graviclastici), a luoghi cementati da antiche colate calcitiche, a luoghi sciolti; sono presenti anche depositi terrigeni a grana fine, di colore grigio, intercalati alla successione di colate calcitiche del pavimento. Oltre alla possibile ricostruzione delle fasi di sedimentazione (chimica e detritica) e di corrosione, possono risultare utili dal punto di vista della ricerca scientifica anche i rapporti tra il concrezionamento e le forme disgiuntive recenti che attraversano alcune colate, in approfondimenti di indagini sulle dislocazioni locali nel contesto geodinamico delle murge di sud-est, i cui primi rilievi sono stati presentati nel 2° Incontro di studi "Il carsismo nell'area mediterranea" (Castro Marina, Lecce - 14-6 settembre 2001) da Iurilli V., Mastronuzzi G. e Quinif Y.

Bibliografia essenziale

IURILLI V. (2007) - I fenomeni carsici ipogei come archivi di dati tettonici e sismici a piccola scala. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Bari, Dottorato di ricerca in Geomorfologia e Dinamica ambientale, ciclo XVIII; 200 p.

IURILLI V. (2010) - Le forme carsiche, cap. 5 in: AAVV. Il patrimonio geologico della Puglia, territorio e geositi. SIGEA Puglia.- Regione Puglia. Suppl. a Geologia dell'Ambiente/2010 (ISBN 978-88-906716-4-7); 61-74.

PARISE M. (2007) - Alcune considerazioni su speleogenesi e morfologia delle grotte pugliesi. In: Grotte e carsismo in Puglia, a cura di Inguscio S., Lorusso D., Pascali V., Ragone G., Savino G., 59-64.

PARISE M. (2011) - Surface and subsurface karst geomorphology in the Murge (Apulia, southern Italy). Acta Carsologica vol. 40 (1), 79-93.

SOLITO C. (1997) - Zaccaria, inseguendo un sogno sempre più reale. Speleologia, anno XVIII, n. 36, Giugno 1997, 53-60.

Longitudine **17,55487** • Latitudine **40,74782** • Ostuni (Br)



La falesia lungo la quale affiorano le unità segnate dalla sorgente di Cerano

Il sito si trova immediatamente a N della centrale Enel di Cerano, all'interno del Sito di Interesse Nazionale. Qui, in corrispondenza della falesia, è visibile una sezione rappresentativa degli assetti stratigrafici ed idrogeologici del territorio di Brindisi. Al di sotto di una coltre di depositi continentali terrosi, è possibile osservare l'unità pleistocenica dei Depositi di terrazzo: questa è litologicamente costituita da calcareniti giallastre a grana grossa ben cementate con intercalati livelli sabbiosi e calcari organogeni in strati di spessore variabile da qualche centimetro a 10-15 cm. I fossili sono frequenti, prevalentemente lamellibranchi ed alghe. I Depositi di terrazzo poggiano sulle sabbie di Brindisi. Il contatto è evidenziato dal brusco cambio litologico (da calcareniti ben diagenizzate a sabbie). Le sabbie di Brindisi sono costituite da sabbie a grana fine di colore grigio passante verso l'alto, a luoghi, al giallo - avana, contenenti abbondanti concrezioni diagenetiche. La parte stratigraficamente inferiore di questa formazione è caratterizzata da limi argillosi - sabbiosi di colore grigio. In quest'ultimo intervallo sono presenti frammenti carboniosi. Dal punto di vista mineralogico, per quanto riguarda la parte sabbiosa, i granuli sono prevalentemente frammenti carbonatici e quar-

zosi. La porzione basale presenta frazioni argillosa e sabbiosa intorno al 35-38%. La stratificazione è indistinta o marcata da discontinue concrezione carbonatiche e livelli maggiormente diagenizzati. Il contatto con l'unità sottostante (le Argille subappennine) è anch'esso visibile lungo la stessa costa rocciosa, contrassegnato da una superficie erosionale ondulata. Dal punto di vista granulometrico il passaggio avviene mediante un arricchimento verso il basso della frazione limoso - argillosa. In corrispondenza della falesia è anche possibile osservare l'intersezione (con fuoriuscita a sorgente) della falda superficiale con la parete rocciosa. L'acquifero è costituito dai depositi terrazzati marini, a permeabilità medio-alta, e dai depositi sabbio-limosi e limo-sabbiosi sottostanti (sabbie di Brindisi), a permeabilità medio-bassa. I depositi costituenti l'acquifero superficiale risultano quindi, da un punto di vista della permeabilità, molto eterogenei. La base impermeabile è offerta dalle Argille subappennine, che sono, come già descritto, presenti in tutta l'area.



Dettaglio del passaggio tra Sabbie di Brindisi e Argille subappennine

Bibliografia essenziale

MARGIOTTA S., MAZZONE F., NEGRI S. (2010) - Stratigraphic revision of Brindisi Taranto plain: hydrogeological implication. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, XC: 165-180.

Longitudine **18,03835** • Latitudine **40,57741** • Brindisi

CGP0055 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA E LA FALESIA DI TORRE ROSSA



Panoramica Nord dall'area di Torre Rossa

La località Torre Rossa si trova circa 10 km a Nord della città di Brindisi, subito a sud della foce del Canale Giancola e della Riserva Naturale di Torre Guaceto. Si trova pertanto anche a Sud del Canale Reale, il corso d'acqua che separa l'altopiano delle Murge dalla piana Taranto-Brindisi, separando così una zona che ha subito un costante sollevamento nel Pleistocene medio (quella a nord) da quella (a sud) che invece nello stesso periodo ha subito fasi di abbassamento relativo. Nello specifico, l'affioramento di località Torre Rossa permette di osservare dal basso verso l'alto: 1) sabbie argillose grigio-azzurrate (Siciliano); 2) deposito colluviale di colore rossastro; 3) calcarenite ben cementata (Pleistocene medio); 4) depositi colluviali; 5) calcarenite ben cementata (Pleistocene medio-sup. - MIS 5); 6) intercalazioni di deposito colluviale di colore rossastro; 7) eolianite ben cementata (Pleistocene sup. - MIS 5) con presenza di *Pomatia sp.* e *Rumina sp.*; 8) depositi di laguna con noduli manganiferi (Pleistocene sup. - MIS 5); 9) eolianite sciolta con presenza di frammenti di cocci di epoca Greco-Romana. L'insieme dei dati stratigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina,

Monticelli, Torre Santa Sabina, Punta Penna Grossa, Posticeddu e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostatigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pliocene all'Olocene (v. schede collegate).



Particolare dell'affioramento Sud di Torre Rossa



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) *Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes*. Puglia 2003, Final Conference - Project Igcp 437 Unesco Iugs, Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Giza Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in relation to relative sea-level changes. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 34, 207-221.

Longitudine **17,87102** • Latitudine **40,68646** • Brindisi

CGP0056 GLI AEQUIPECTEN OPERCULARIS DI CAMPO DI MARE



Panoramica della sezione a Nord del Porto di Torre San Gennaro

La successione di Campo di Mare, che affiora lungo la falesia ad una decina di chilometri a sud-est di Brindisi, è costituita da sabbie fangose giallastre sub-orizzontali, spesse circa 18 m, e contenenti abbondanti concrezioni diagenetiche, oltre a magnifici esemplari di *Aequipecten opercularis*, un bivalve appartenente alla famiglia dei pectinidi. Tale successione è suddivisa da un livello di materiale risedimentato in due unità: un'unità inferiore con concrezioni prevalentemente isolate e distribuite irregolarmente, ed un'unità superiore in cui prevalgono livelli concrezionati più o meno continui. L'unità inferiore è ascrivibile al Pleistocene inferiore, mentre quella superiore al Pleistocene medio. I macrofossili sono presenti prevalentemente nell'unità inferiore, dove la loro presenza aumenta dal basso verso l'alto, e sono perlopiù rappresentati da bivalvi (*Aequipecten opercularis*, *Modiolula phaesolina*, *Ostrea edulis*, *Pinna sp.*, *Lutraria lutraria*); in minore quantità si rinvenivano echinidi (*Schizaster canaliferus*), briozoi, serpulidi e più raramente coralli. Nel livello risedimentato si osservano, con valve disarticolate e disposte in maniera disorganizzata, *Aequipecten opercularis*, *Mya trunata*, *Lutraria lutraria*, *Arctica Islandica* e *Clavagella sp.* La

presenza di differenti macrofossili nella successione indica condizioni di sedimentazioni con batimetrie che diminuiscono dal basso verso l'alto, oltre a variazioni periodiche della salinità. La successione potrebbe essere riferibile alle sabbie di Brindisi affioranti nell'area di Cerano (v. scheda CGP0054).



Dettaglio di un livello ricco in Pectinidi

Bibliografia essenziale

COPPA M.G., DE CASTRO P., MARINO M., ROSSO A., SANFILIPPO R. (2001) - The Pleistocene with *Aequipecten opercularis* (Linneo) of "Campo di Mare" (Brindisi, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 40: 405-429.

MARGIOTTA S., MAZZONE F., NEGRI S. (2010) - Stratigraphic revision of Brindisi Taranto plain: hydrogeological implication. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, XC:165-180.

Longitudine **18,07004** • Latitudine **40,54014** • San Pietro Vernotico (Br)



Panoramica dell'Horst di San Giorgio Jonico

Il sito corrispondente all'Horst di San Giorgio è situato tra il comune omonimo e l'abitato di Roccaforzata, visibile a Est dalla strada provinciale 109 San Giorgio Jonico – Pulsano, nella provincia di Taranto. L'Horst costituisce uno degli elementi più appariscenti del paesaggio fisico del tarantino che ha condizionato, con la sua presenza, l'estensione e le modalità della trasgressione del mare che ha deposto le Calcareniti di Gravina prima e i depositi marini terrazzati dopo. Questo rappresenta un alto strutturale definito da un sistema di faglie orientate circa NNO-SSE e modellato nei Calcarei delle Murge. Gli strati immergono verso NE con assetto monoclinale. Sul Calcare di Altamura del Cretacico sono adagiate in trasgressione le Calcareniti di Gravina del Plio-Pleistocene. Il Monte Sant'Elia è il punto più alto dell'Horst di San Giorgio e la sua superficie sommitale è interamente modellata sui Calcarei delle Murge. Su entrambe le unità, attualmente, sono aperte delle imponenti cave. Quelle nei Calcarei delle Murge del Cretaceo, pur costituendo squarci nella continuità fisica e paesaggistica dell'ambiente rappresentano enorme fonte di dati per la comunità scientifica dei geologi. Il loro valore didattico-scientifico è molto elevato; lungo i fronti di cava si può leggere

la storia di decine di milioni di anni dell'evoluzione geologica della regione in cui esse sono aperte ed è possibile riconoscere forme carsiche epigee e ipogee altrimenti non raggiungibili. Il territorio circostante, in corrispondenza dei 151 m di quota presso Roccaforzata e dei 135 m di quota di Monte Belvedere, rappresenta un pregevole punto panoramico sull'intero bacino di Taranto. Da qui è possibile osservare l'intero bacino del Mar Piccolo (CGP0098), la rete idrografica di tipo epigenetico, una serie di superfici sub-pianeggianti separate dal cordone dunare in corrispondenza della Masseria Baronia (CGP0107): la prima superficie, estesa fino alla masseria, corrisponderebbe al terrazzo medio pleistocenico; la seconda, estesa dalla masseria verso la città di Taranto, corrisponde al più recente terrazzo tirreniano del MIS 5. L'unità paesistica rappresentata dall'Horst di San Giorgio e dalle cave limitrofe riveste importanza tanto per gli aspetti geomorfologici, naturalistici e paesaggistici.

Bibliografia essenziale

CAMPOBASSO V., OLIVIERI C. (1967) - Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge fra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapica (Brindisi). Ed. Adriatica, Bari.

CAMPOBASSO V., RICCHETTI G., LUPERTO SINNI E. (1972) - Note stratigrafiche e paleontologiche sugli strati più profondi del Calcare di Bari nelle Murge baresi. Bollettino Società Geologica Italiana, 9.

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale). Memorie Società Geologica Italiana, 41, 449-460.

MARTINIS B. (1970) - Osservazioni sulla struttura di S. Giorgio Jonico (Taranto). Accademia Nazionale Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat., 8, 48.

SACCO F. (1911) - La Puglia. Schema geologico. Bollettino Società Geologica Italiana, 30.

Longitudine **17,37998** • Latitudine **40,44434** • San Giorgio Jonico (Ta)



Particolare del tratto di sfocio a mare delle acque

Lungo la costa adriatica un'importante manifestazione sorgentizia è rappresentata dal gruppo delle Sorgenti Idume, che trova recapito direttamente in mare, a circa 12 km a N di Lecce. Il sito ricade all'interno del Parco Regionale Bosco e Paludi di Rauccio-Sorgenti Idume. La circolazione idrica del bacino di alimentazione delle sorgenti Idume è caratterizzata dalla presenza di una falda superficiale, fluente nei terreni permeabili post-cretacici della Calcarenite di Gravina, con a letto livelli calcarenitico-marnosi poco permeabili della Pietra leccese. La falda profonda interessa, anche in questo caso, il basamento carbonatico dei Calcarei di Altamura e risulta sensibilmente interessata dal fenomeno dell'intrusione marina. Le ingenti portate e le elevate concentrazioni saline delle sorgenti rappresentano un evidente indice dell'alimentazione delle stesse da parte della falda basale. Localmente, infatti, fenomeni diffusi di fratturazione e carsismo possono indurre nei livelli calcarenitico-marnosi miocenici una maggiore permeabilità, che consente alla falda superficiale ed a quella di base, caratterizzata da un più elevato carico piezometrico, di interagire. Le minori portate della falda d'acqua dolce non possono ovviamente assicurare una sufficiente diluizione

delle acque salmastre di origine profonda; il risultato è che per le acque delle emergenze, la cui portata media complessiva è di 1.100 l/s, si misurano valori medi della salinità di 8 g/l, che le rendono inutilizzabili senza adeguati trattamenti.



Particolare del tratto in cui il canale sfocia nel bacino



Bibliografia essenziale

TADOLINI T., TAZIOLI G. S., TULIPANO L., 1971 - Idrogeologia della zona delle sorgenti Idume (Lecce). Geologia Applicata e Idrogeologia, 4: 41-63.

Longitudine **18,18734** • Latitudine **40,46725** • Lecce



Panoramica della Sorgente Lapani

La Sorgente Lapani è posta in prossimità del Canale Apani, in località Posticeddu, circa 10 km a N della città di Brindisi, subito a sud del Canale Reale, il fiume che separa l'altopiano delle Murge dalla piana di Taranto-Brindisi. Il distretto geologico in cui la sorgente è attiva è posta a Sud della cosiddetta "Soglia Messapica". In quest'area le formazioni calcaree risalenti al periodo compreso tra il Cretaceo e l'Oligocene ospitano una falda idrica profonda. Nelle formazioni del Miocene, del Pliocene e del Pleistocene si ritrovano, invece, acquiferi superficiali semi confinati, di dimensioni e spessori inferiori a quelli della falda acquifera principale. Le risorse idriche di quest'area consistono principalmente nell'acquifero carbonatico cretaceo, in alcuni livelli permeabili dei depositi del Miocene e in un acquifero superficiale costiero ospitato nei depositi plio-pleistocenici in parte connesso alla falda acquifera profonda. La circolazione idrica della falda acquifera carbonatica profonda, in ogni caso, si riscontra a notevole profondità sotto il livello del mare, attraverso condotti carsici e fratture; il flusso delle acque sotterranee nei depositi miocenici e plio-pleistocenici è controllato dalla sola porosità delle rocce. I deflussi costieri si manifestano in pressione e oltre la linea di

costa. Tra queste manifestazioni sorgentizie costiere dell'acquifero profondo è proprio la Sorgente Lapani, ubicata circa 2 km a Sud della foce del Canale Reale, dove l'acquifero profondo si rinvia a minori profondità. Essa ha una portata media di circa 124 l/s con una salinità media pari a 3 g/l. L'area denominata Lapani consta in uno specchio d'acqua libero da vegetazione e occupato solo in parte da un fragmiteto. Nei pressi del canale di Apani vi è un impianto irriguo attualmente in disuso che negli anni scorsi ha servito un comprensorio di circa 700 ettari di terreno. Il sistema irriguo utilizzato per anni e oggi in disuso risulta essere un importante esempio di archeologia industriale che potrebbe essere oggetto di valorizzazione. Esso, infatti, venne realizzato secondo una rete canalizzata costituita da una serie di canali sopraelevati in calcestruzzo che prelevavano l'acqua dalla sorgente naturale di Lapani che diventava, così, prioritaria fonte di approvvigionamento idrico fornendo le aziende attraverso il sistema delle paratoie.

Bibliografia essenziale

DE FILIPPIS G., GIUDICI M., MARGIOTTA S., MAZZONE F., NEGRI S., VASSENA C. (2013) - Modellazione numerica del flusso idrico nell'acquifero fratturato e carsico della penisola Salentina (Sud Italia). *Acque Sotterranee*, Italian Journal of Groundwater, ASO4016, 17-28.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) *Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes*. Puglia 2003, Final Conference -Project Igcp 437 Unesco Iugs,Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Cizs Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.

POLEMIO M., DRAGONE V., LIMONI P.P., ROMANAZZI A. (2012) - Metodologie speditive per la valutazione del rischio di degrado quantitativo e qualitativo delle acque sotterranee della Puglia "Speditive methodologies for assessing the risk of qualitative and quantitative deterioration of groundwater in Puglia". *Geologi e Territorio*, 1: 3-14

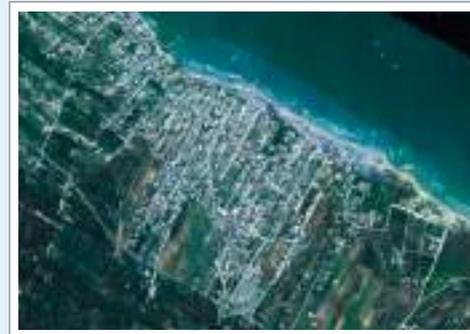
Longitudine **17,83269** • Latitudine **40,68897** • Brindisi



Particolare del contatto tra i depositi palustri e quelli di duna

Casalabate è una località marina posta a circa 15 km a nord di Lecce. Negli ultimi anni si sono verificati numerosi sprofondamenti e formazione di voragini che hanno interessato sia le aree edificate a margine della spiaggia che quest'ultima, nonché i fondali marini. Il litorale è perlopiù roccioso e basso, solo localmente è sabbioso. Laddove la costa è rocciosa si rinvengono depositi dunali formati sabbie ben classate e cementate caratterizzate da evidente stratificazione incrociata. Tali depositi inoltre appaiono interessati da un pervasivo sistema di fratture con apertura centimetrica. Al di sopra dei depositi dunali si osservano sedimenti palustri rappresentati da sabbia fine e limo torboso di colore nero-bluastro. Tali depositi risultano molto ricchi in materiale organico, con frustoli vegetali e numerosi gusci di gasteropodi. Verso l'alto si osserva un aumento della frazione argillosa ed una diminuzione del contenuto organico. I depositi palustri si estendono con spessori anche decametrici verso aree interne, laddove un tempo esisteva la "palude delle fimmine", un'area umida interposta fra due cordoni dunali, e oggi completamente occupata dalle abitazioni. Generalmente i depositi palustri sono mascherati in superficie, lungo il litorale, dai depositi di spiaggia attuale

costituiti da sabbie calcaree, di colore biancastro o grigio chiaro, a granulometria media, con locali livelli di ciottoli. Verso l'interno si rinvengono frequenti cordoni di dune perlopiù costituiti da sabbie, prive di cementazione e caratterizzate da stratificazione incrociata. Tali cordoni risultano volumetricamente ridotti a causa di interventi antropici. Particolarmente interessante risulta anche l'architettura idrostratigrafica dell'area, caratterizzata dalla presenza di una falda superficiale circolante nei depositi pleistocenici della Formazione della Calcarene di Gravina (che rappresenta il substrato dei successivi depositi dunali) e di una falda profonda circolante nei sottostanti depositi cretaci del Calcere di Altamura. La falda superficiale, laddove possibile, sia per la presenza localizzata di depositi permeabili, che di discontinuità tettoniche, supera il "tappo" rappresentato dagli estesi depositi torbosi più impermeabili, e forma sorgenti ben visibili sia lungo il litorale che in aree sottomarine. Tale fenomeno, in concomitanza a processi carsici che si verificano nei depositi a composizione carbonatica, provoca fenomeni di collasso gravitativo che si registrano nel territorio di Casalabate (*cover collapse sinkhole* e *suffosion sinkhole*).



Bibliografia essenziale

MARGIOTTA S., NEGRI S., PARISE M., VALLONI R. (2012) - Mapping the susceptibility to sinkholes in coastal areas, based on stratigraphy, geomorphology and geophysics. *Natural hazards*. 62: 657-676 (2012).

Longitudine **18,13081** • Latitudine **40,49185** • Trepuzzi (Le)



Panoramica del lato Nord del molo

La struttura nota come "molo Adriano", ubicata a San Cataldo (marina di Lecce), spicca con andamento Nord-Ovest/Sud-Est dal muretto moderno che delimita Piazza Adriano e si protende lungo la spiaggia verso il mare per 51 m; un altro breve tratto di circa 10 m si conserva sulla battigia, sotto l'antemurale del molo novecentesco e non sempre visibile a causa dei rapidi insabbiamenti della baia. Il molo è costituito da due paramenti in opera quadrata realizzata con blocchi di calcarenite locale e da un nucleo in composto da pietrame di varia pezzatura frammisto a malta di calce con tritume testaceo. Setti ortogonali e paralleli alle cortine esterne ripartiscono lo spazio interno nella zona di maggiore larghezza della struttura (15 m), per irrobustirla e distribuire in maniera ottimale le spinte del materiale di riempimento e imbrigliare le gettate effettuate per stadi successivi. Nel settore meridionale si trova infissa una bitta d'ormeggio cilindrica in marmo bianco venato, conservatasi per un'altezza ed un diametro di 40 cm. A breve distanza, nella parte centrale, un'altra bitta eseguita con tecnica differente. Da notare che i tagli operati nei blocchi per l'alloggiamento della bitta di marmo provano che la sua messa in opera non era prevista nella

progettazione iniziale. Altre due bitte recentemente scoperte, aggettanti dal paramento meridionale, sono state ritenute in fase con la struttura; pertanto futuri studi di carattere geoarcheologico potranno indagare sulle variazioni del livello marino e su una possibile ricostruzione del paesaggio costiero nel periodo di costruzione del molo, ritenuto di età imperiale, sebbene resti incerta la sua attribuzione all'età adrianea (metà del II sec. d.C.). Lo studio litologico dei blocchi impiegati nella struttura del molo di San Cataldo mostra un esempio rappresentativo dell'utilizzo della Pietra leccese. Essi sono attribuibili a diverse varietà della stessa pietra, ivi riconosciute, e si ritiene provengano da affioramenti di Pietra leccese presenti nelle aree limitrofe al molo quali ad esempio quelle presenti nei pressi di Acaja e Strudà. *L'opus caementitium* risulta costituito da calcari detritici attribuibili all'unità della Formazione di Uggiano La Chiesa ed affiorano nelle immediate vicinanze del molo costituendone peraltro il basamento litologico.

Bibliografia essenziale

- BOSSIO A., FORESI, L. M., MARGIOTTA, S., MAZZEI, R., SALVATORINI, G., DONIA F., (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord-orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 39, 16-29.
- MARCHI S., SAMMARCO M. (in stampa) - Tra terra e mare: ricerche lungo la costa di San Cataldo (Lecce). Con un'Appendice petrografica di Stefano Margiotta, in *Journal of Ancient Topography*, 2013.
- MARGIOTTA S., (2006) - Biocronostratigrafia a foraminiferi planctonici dei sedimenti miocenici nell'area di Strudà (Lecce, Puglia). *Geologica Romana*, 39, 1-15.
- SAMMARCO M., MARCHI S., (2008) - Il porto antico di San Cataldo (Lecce): indagini tradizionali e nuove metodologie per uno studio topografico. *Archeologia Aerea*, III, 2008, pp. 147-176.

Longitudine **18,30695** • Latitudine **40,38949** • Lecce



Panoramica dell'area in cui si trova il Gravaglione, visibile al centro

Il Gravaglione è una località ubicata al di fuori del centro abitato del comune di Alberobello, tra le masserie Bidardo e Masseriola. Vi si trova una depressione assorbente, che ha il suo inquadramento funzionale nella ben più vasta depressione del Canale di Pirro (scheda CGP0145) in cui è collocata. Questo fenomeno carsico riveste particolare interesse, tra gli inghiottitoi presenti in questo territorio, per le sue dimensioni e per la sua funzione. L'area circostante il Gravaglione si presenta geomorfologicamente depressa; la si può associare al gruppo delle doline ad imbuto, con un profilo a forma di "V" e un diametro massimo che può raggiungere tra le 2 e le 5 volte le dimensioni della profondità. I versanti di impluvio si presentano molto ripidi, con l'orlo superiore quasi sempre di forma circolare e, più raramente, ovale e asimmetrico. Il fondo risulta essere sempre costituito da piccoli detriti in cui sono immersi grossi massi di roccia calcarea staccatis dalle pareti. I versanti ripidi sono ricoperti da una densa vegetazione, diventando area di pascolo di bovini della vicina masseria Bidardo. Sul fondo del Gravaglione si aprono due inghiottitoi nei quali tendono a confluire due canali situati in direzione opposta con andamento divagante in piccoli meandri; il

primo dei due, situato a nord, risulta essere più piccolo con un andamento sinuoso; al contrario il secondo, che si trova più a sud, presenta una profondità e ampiezza maggiore. I canali presenti sono delimitati da muretti a secco aventi altezze massime non superiori ai tre metri e con uno spessore di circa un metro e mezzo. Lo stato di conservazione di questi muretti risulta sufficiente, a causa dei crolli che si presentano occasionalmente. La presenza di una piccola cava di terra rossa situata sul percorso del canale più piccolo crea problemi di efficienza nel regolare deflusso delle acque; tale cava si presenta ricoperta da grossi massi di origine calcarea. L'azione di ostacolo di questo dissesto può eventualmente causare problemi di erosione del suolo accelerata. I muretti a secco del Gravaglione, definiti "a corso rialzato", sono un esempio di manufatto antropico asservito alla morfologia del territorio presente.



Bibliografia essenziale

- GRASSI D. (1973) - Aspetti fondamentali dell'idrologia carsica della Murgia. *Geol. Appl. ed Idrogeol.*, 8, 285-312.
- LONGO G. (1969) - Osservazione geomorfologiche sulla zona di Alberobello - conoscenze antropogeografiche del territorio geologico. Aga Editore, 75 pagine.
- PARISE M. (2006) - Geomorphology of the Canale di Pirro karst polje (Apulia, southern Italy). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., suppl. vol. 147, p. 143-158.
- VALDUGA A. (1965) - Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi. *Ist. di Geol. Univ. di Bari, Adriatica Editrice*, 15 pagine.

Longitudine **17,23448** • Latitudine **40,82380** • Alberobello (Ba)



Area a Sud della città di Taranto (Foto di P. Fago per A. Piscitelli)

L'Anello od Occhio di San Cataldo si trova a sud dell'ingresso del vecchio porto mercantile della città di Taranto, nel Mar Grande. Il nome deriva dalla leggenda che vuole che San Cataldo, vescovo di Taranto, invocato dai pescatori per placare una forte tempesta abbia gettato in mare il suo anello pastorale calmando immediatamente le acque. Nel punto in cui fu gettato l'anello sgorgò la polla che in superficie oggi, a mare mosso, si presenta come un anello di acqua calma, visibile anche da lontano. Questa sorgente, una risorgiva carsica sommersa dalla trasgressione del mare nell'Olocene, con quelle del Mar Piccolo, è chiamata localmente *citro*. Essa a vista si presenta come una polla di acqua dolce che si estende sull'acqua salata per circa 20 metri; questa proviene dalla falda carsica nei Calcari delle Murge e nelle Calcareniti di Gravina, che trae alimento dal bacino imbrifero dell'altopiano delle Murge ed è tenuta localmente in pressione dalle Argille subappennine. Discontinuità e fratture nel corpo roccioso fanno sì che il carico idrostatico vinca la resistenza opposta dalle argille e l'acqua risalga in superficie disponendosi a lente a causa della differenza di densità. Il flusso di acqua verso l'alto ha modellato sul fondo del mare un imbuto che raggiunge circa i

40 m di profondità; la continua emissione di acqua in pressione ha determinato lungo i suoi fianchi fenomeni di instabilità gravitativa. Originariamente la portata di questa sorgente era di circa 345.000 m³ nelle 24 ore; l'emungimento della falda e l'intercettazione delle linee di deflusso sotterraneo hanno significativamente ridotto la portata della sorgente che ora è visibile in superficie solo in occasione degli eventi meteorologici principali. Il sito, come tutti i *citri*, presenta una particolare ricchezza biocenotica.



Quando il citro gettava acqua (Foto P. Parenzan per A. Piscitelli)

Bibliografia essenziale

DE GIORGIO C. (1913) - Il Mar Piccolo di Taranto. Note geo-fisiche. Rassegna Pugliese Scienze, Letteratura e Arti, 6-7-8.

PAGLIARULO R., BRUNO G. (1990) - Implicazioni tettonico-strutturali nella circolazione idrica profonda nell'area del Mar Piccolo di Taranto (Puglia). Bollettino della Società Geologica Italiana, 109,307-312.

PARENZAN P. L'Anello di San Cataldo nel Mar Grande di Taranto.

RUSSO M., SERRAVEZZA C. (1991) - Caratteri idrogeologici di Murge e Salento: alcuni esempi di importanti sorgenti costiere. Itinerari Speleologici, II, 5, 97-120.

TULIPANO L., COTECCHIA V., FIDELIBUS M.D. (1990) - An example of multitracings approach in studies of karstic and coastal aquifers. International Symposium and Field Seminar of Hydrogeological processes in Karst Terrains, Antalya, (Turkey).

Longitudine **17,22358** • Latitudine **40,47424** • Taranto



Panoramica del tratto compreso tra la Grotta della Poesia ed il mare

Le grotte si trovano nell'area costiera di Roca li Posti. Qui si trova anche il promontorio di Roca Vecchia, area archeologica con vestigia dall'età del Bronzo al Medio Evo. Poco a Sud del promontorio si apre una delle numerose grotte dell'area, quella della Poesia, un autentico santuario ipogeo ricca di segni, simboli, iscrizioni votive in messapico ed in latino, databili fra il I millennio a. C. e l'età romana repubblicana. Nella grotta esiste un flusso d'acqua dolce che, partendo da un etimo antico, potrebbe aver dato origine al nome (poesia). Attualmente tale flusso appare molto ridotto. La costa è a falesia, alta da 5 a 10 m. Degna di nota anche la morfologia della falesia, molto frastagliata, con pronunciate insenature e tratti di costa orientati secondo direzioni in genere coincidenti con quelle determinate dalla tettonica. Le rocce sono carbonatiche (calcareniti e calcilutiti), stratificate, e presentano strutture sedimentarie, tra cui frequenti laminazioni, nonché fossili e bioturbazioni. Tali rocce sono attribuite alla Formazione di Uggiano la Chiesa, del Pliocene medio-superiore; risultano poco resistenti all'erosione (soprattutto le più fini calcilutiti). Le differenze di permeabilità tra i litotipi determinano, nella falda superficiale, la presenza di differenti livelli idrici. In

questo contesto, il sistema carsico ipogeo si manifesta con due cavità carsiche: la Grotta della Poesia Grande e la Grotta della Poesia Piccola, identificate nel catasto speleologico regionale con i numeri 127 e 128. La maggiore delle due ha sviluppo complessivo di 150 m, ed è costituita da tre sale principali collegate da sifoni, cunicoli e gallerie. Queste ultime sono alte sino a circa 10 m e in parte sommerse dal mare; al fondo presentano detriti lapidei in blocchi e sabbia. Lo sviluppo planimetrico delle cavità è determinato dalle lineazioni tettoniche; lungo alcune fratture, in corrispondenza della volta dell'ipogeo, si osservano frequenti camini carsici subverticali con diametri decimetrici. Alle due cavità, tra loro collegate da un sifone, corrispondono in superficie le due ampie doline a sud del promontorio di Roca Vecchia e, lungo la falesia, le aperture di altrettante gallerie. Il sito e i fenomeni ivi osservabili rappresentano sinteticamente il rapporto tra carsismo epigeo ed ipogeo, la funzione idrogeologica di tali ambienti, il condizionamento strutturale e l'interferenza con l'evoluzione superficiale (collasso della volta), oltre che forme e ragioni della loro fruizione da parte dell'uomo in tempi antichi.

Bibliografia essenziale

AA.VV. (2003) - Evoluzione morfologica del tratto costiero tra Porto Ligno e Torre dell'Orso e salvaguardia della Grotta della Poesia (Melendugno - LE) - Responsabile programma di ricerca: Prof.ssa M. T. Carozzo. Osservatorio di Chimica, Fisica e Geologia Ambientali, Dip. di Scienza dei Materiali - Università degli Studi di Lecce - Fin. Consorzio Universitario Interprovinciale Salentino.

BECCARISI L., CACCIATORE G., CHIRIACÒ L., DELLE ROSE M., FIORITO F., GIURI F., LISI G., MARRAS V., QUARTA G. (2003) - Influenza del Carsismo sulla Falesia e negli Ipogei di Rocavecchia. Atti 2° Convegno "Il Carsismo nell'Area Mediterranea", Thalassia Salentina. Vol. 26, pp. 1-10.

DELLE ROSE M., PARISE M. (2005) - Speleogenesi e Geomorfologia del sistema carsico delle Grotte della Poesia nell'ambito dell'evoluzione quaternaria della costa adriatica salentina. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan". 40: 153-173.

Longitudine **18,42968** • Latitudine **40,28557** • Melendugno (Le)



CGPoo77 LA COSTA ROCCIOSA TRA PORTO LIGNO E TORRE DI ROCA



Panoramica della costa rocciosa

La costa tra Porto Ligno, l'Infocaciucci e la Torre di Roca possiede caratteri paesaggistici di particolare valore su cui grava, minacciosamente, una elevata pressione antropica. Tra i pregi ambientali la diffusione e le caratteristiche dei sistemi di cavità naturali conferiscono alla zona particolare importanza anche per lo studio dei fenomeni carsici. È qui possibile osservare una sintesi dei fenomeni geomorfologici possibili su questi terreni, nelle condizioni ambientali tipiche del luogo e del contesto climatico, geologico e tettonico. Si tratta di costa con falesia, dall'altezza compresa tra 5 e 9 m. La falesia è molto frastagliata, con pronunciate insenature e segmenti orientati secondo condizionamenti delle strutture tettoniche, che conferiscono peculiarità ed attrattiva a tale paesaggio fisico. Alla base della falesia, è ben visibile il solco di battente, incisione orizzontale corrispondente alla sede dei processi di ordine fisico-chimico e biologico localizzati intorno al livello marino. Esso è alto 1-1,5 m e profondo da alcuni decimetri a circa un metro. Alle spalle della falesia, il paesaggio del tavolato costiero è tipicamente carsico. Le forme carsiche di maggior rilievo sono costituite da doline di crollo (come le due corrispondenti alle Grotte della Poesia nel vicino sito di cui alla

scheda CGPoo74); una di esse, particolarmente suggestiva in quest'area, è collegata mediante una condotta artificiale all'insenatura di Porto Ligno. Analogo fenomeno di sprofondamento si incontra nella parte nord del sito, in corrispondenza del "canale". Le rocce affioranti nell'area sono carbonatiche, risultato della litificazione di sabbie (le calcareniti) e fanghi (le calcareniti fini e le calcilutiti). Sono stratificate, con strati dagli spessori compresi tra 0,5 e 1,5 m i quali mostrano strutture sedimentarie (quali le frequenti laminazioni), nonché fossili e tracce di attività biologiche (bioturbazioni). Tali rocce sono riconducibili alla Formazione di Uggiano la Chiesa (del Pliocene medio-superiore). L'erosibilità degli strati è elevata: in particolare, gli strati più grossolani (calcareniti) appaiono più tenaci di quelli più fini (calcilutiti). Infatti, specie lungo i tratti di falesia più antichi e stabili, i primi sono in rilievo rispetto ai secondi, ad indicare la selettività dell'erosione.

Bibliografia essenziale

AA.VV. (2003) - Evoluzione morfologica del tratto costiero tra Porto Ligno e Torre dell'Orso e salvaguardia della Grotta della Poesia (Melendugno - LE). Responsabile programma di ricerca: Prof.ssa Maria Teresa Carrozzo. Osservatorio di Chimica, Fisica e Geologia Ambientali Dipartimento di Scienza dei Materiali - Università degli Studi di Lecce - Finanziamento: Consorzio Universitario Interprovinciale Salentino.

BECCARIS L., CACCIATORE G., CHIRIACÒ L., DELLE ROSE M., FIORITO F., GIURI F., LISI G., MARRAS V., QUARTA G. (2003) - *Influenza del Carsismo sulla Falesia e negli Ipogei di Rocavecchia*. Atti 2° Convegno "il Carsismo nell'Area Mediterranea", Thalassia Salentina. Vol. 26, pp. 1-10.

Longitudine **18,42627** • Latitudine **40,28838** • Melendugno (Le)

CGPoo80 LA DEPRESSIONE DEI TAMARI IN ROCA



Panoramica del canale posto ad Ovest della depressione

La falesia di Roca li Posti (marina di Melendugno) delimita un tavolato costiero blandamente inclinato da sud verso nord. Verso l'entroterra il tavolato è delimitato dalla depressione dei Tamari, allungata in direzione NNO-SSE e con quote minime di 0,5 m sul livello del mare. Dal punto di vista idrologico, la depressione costituisce un bacino endoreico. Le differenze altimetriche del territorio rispecchiano lo stile tettonico del substrato geologico. In particolare, il bacino dei Tamari è impostato lungo una sinclinale interposta tra due anticlinali, la più occidentale delle quali coincide con l'abitato e la zona archeologica di Roca Vecchia. Le pieghe hanno assi orientati N 150-160° E e potrebbero essere dislocate da faglie con analogha orientazione. Di particolare rilievo è l'individuazione di una sorgente nell'entroterra, a circa 12,5 m di quota sul livello del mare. Essa è ubicata all'inizio di una breve incisione lineare che sfocia nel bacino di Li Tamari. L'incisione è regimata da strutture idrauliche del tipo briglie fluviali, che determinano la presenza di zone relativamente umide e, nell'area più prossima alla sorgente, uno specchio d'acqua palustre perenne. Nella depressione dei Tamari i depositi pliocenici della Formazione di Uggiano la Chiesa sono sormontati da sab-

bie, limi e argille, contenenti materiale carbonioso e con paleosuoli intercalati, deposti in ambiente continentale.



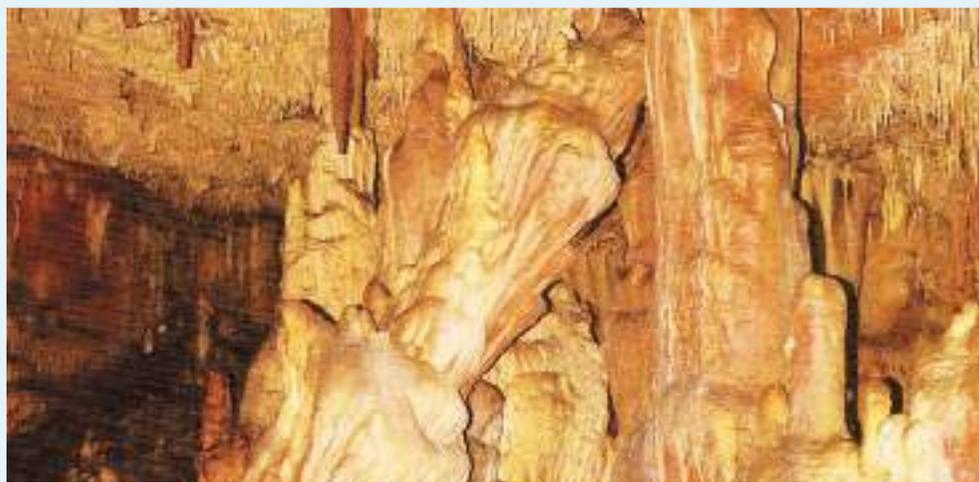
Abitazioni a ridosso dell'area paludosa

Bibliografia essenziale

AA.VV. (2003) - Evoluzione morfologica del tratto costiero tra Porto Ligno e Torre dell'Orso e salvaguardia della Grotta della Poesia (Melendugno - LE). Resp. programma di ricerca: Prof.ssa Maria Teresa Carrozzo. Osservatorio di Chimica, Fisica e Geologia Ambientali Dipartimento di Scienza dei Materiali - Università degli Studi di Lecce - Finanziamento: Consorzio Universitario Interprovinciale Salentino.

Longitudine **18,41655** • Latitudine **40,28641** • Melendugno (Le)





Il complesso stalagmitico fratturato e inclinato (Foto V. Iurilli per M. Milella)

La Grotta di Monte Vicoli è ubicata 1,5 km a SO del centro abitato di Ceglie Messapica. Scoperte nei primi anni sessanta durante la risistemazione di un muretto a secco, le grotte sono state intensivamente visitate fino al 1996. Chiuse quindi al pubblico, sono state riaperte nel 2005, ripristinando la vecchia tradizione di installarvi un presepe artistico. L'area intorno alla cavità è morfologicamente caratterizzata da dorsali a sommità pianeggianti delimitati da pendii piuttosto ripidi, in qualche caso conformanti in terrazzi. Le forme sono modellate nei calcari di Altamura del Cretaceo superiore, una formazione costituita da dolomie, calcari dolomiti, calcari e breccie calcaree caratterizzate da una stratificazione evidente che si piega debolmente in forma di blande sinclinali e anticlinali. Alla grotta si accede attraverso un portale artificiale munito di cancello che ha sostituito l'angusto ingresso naturale, formato in origine da una modesta frattura nella roccia. Superato il cancello, una discesa di una dozzina di scalini conduce al primo ambiente, un corridoio irregolare; a destra di questo si trova un piccolo ambiente contenente una pozza alimentata da acque di stillicidio. Il sentiero tracciato per le visite porta dunque nell'ampio salone, ricchissimo di grandi concrezioni colonnari e con la volta

decorata da una miriade di sottili stalattiti. Un grande speleotema composito ripartisce la grotta come un sipario, e nella parte centrale della sala si scorgono alcune stalattiti dal caratteristico colore rossastro mentre il pavimento è concrezionato da "pisoliti" dello stesso colore. Una risalita tramite pochi gradini porta ad una piazzola, il punto più alto del percorso nella cavità, che permette una visione d'insieme su gran parte della cavità e sulla grande varietà di forme e dimensioni delle concrezioni. La ricchezza di concrezioni testimonia materialmente la sua lunga evoluzione geologica. Tra queste riveste particolare interesse la presenza di "famiglie" di fratture che rompono la continuità degli speleotemi. Tra i fenomeni citati, l'ampio colonnato sito al centro della cavità e, soprattutto, una stalagmite dal diametro di circa 60 cm il cui troncone superiore, spezzato da una frattura suborizzontale, è rimasto inclinato; sullo stesso sono cresciute stalagmiti più recenti con la normale polarità verticale. La qui descritta morfosequenza evidenzia una storia caratterizzata da un'intensa e forte attività sismica che ha condotto alla frattura della stalagmite e quindi da un successivo periodo di normale evoluzione morfologica carsica.

Bibliografia essenziale

DEL GAUDIO V., FUIANO R., RUINA G. (1989) - Rilievo gravimetrico preliminare sulla grotta di Monte Vicoli, Ceglie Messapica (Br). Atti del XV Congresso Nazionale di Speleologia Castellana Grotte, 10-13 Settembre 1987, Castellana Grotte, 1989.

IURILLI V. (2007) - I fenomeni carsici ipogei come archivi di dati tettonici e sismici a piccola scala. Tesi. Dottorato di ricerca in Geomorfologia e Dinamica ambientale, Università degli Studi di Bari; 200 p.

IURILLI V. (2010) - Le forme carsiche, cap. 5 in: AA.VV. Il patrimonio geologico della Puglia, territorio e geositi. SIGEA Puglia.- Regione Puglia. Suppl. a Geologia dell'Ambiente/2010 (ISBN 978-88-906716-4-7); 61-74.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_522 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **17,50180** • Latitudine **40,63996** • Ceglie Messapica (Br)

Particolare di *Cladocora caespitosa* presente nella successione stratigrafica

Il sito di Masseria Santa Teresiola si trova circa 500 metri a nord-est della sorgente del Galeso, dove la Strada Citrezze-Monteiasi passa al di sotto della SS7. Qui è possibile osservare lungo una parete sub-verticale un affioramento, una particolare successione stratigrafica, parzialmente coperta da vegetazione. Tale successione è rappresentata in basso da depositi delle Argille subappennine, in alto da depositi del terrazzo marino di età tirreniana. Questi ultimi depositi sono formati alla base da sabbie silteose, seguite da colonie di *Cladocora caespitosa* alte fino a 1.2 m e poi da calcareniti poco cementate con fauna rappresentata da *Ostrea lamellosa*, *Spondylus gaederopus*, *Glycymeris glycymeris*, *Bittium*, *Cerithium* e *Conus* spp. e, ancora, da piccole colonie di *Cladocora caespitosa*. L'affioramento riveste particolare interesse per l'estensione delle colonie di madrepora a *Cladocora caespitosa*, una biocostruzione che si estende, pressoché in continuità, per circa 300 m, fino ai dintorni della sorgente del Galeso e lungo la linea ferrata abbandonata della circum Mar Piccolo. Su queste grandi colonie sono state effettuate differenti determinazioni di età assoluta con il metodo U/Th. Attualmente si ritiene che nel sito di Masseria Santa Teresiola

siano rappresentati e conservati i depositi di un intervallo di tempo compreso fra circa 132 e 116 mila anni fa, corrispondente alle prime fasi del Tirreniano.



Successione stratigrafica di Masseria Santa Teresiola

Bibliografia essenziale

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 21, 525-547.

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2000) - Isoleucine epimerization ages & Th/U analyses on raised quaternary marine deposits in the Chéradi Islands and in the Taranto area (Apulia - Southern Italy). *Quaternary Science Reviews*.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8, 4, 82-105.

Longitudine **17,25476** • Latitudine **40,50444** • Taranto





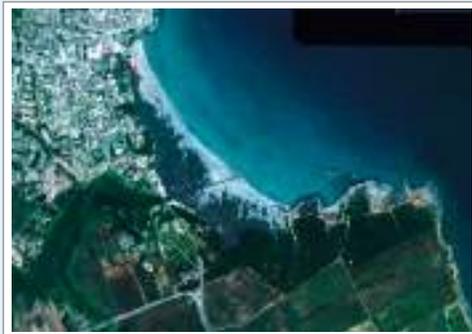
Panoramica dell'insenatura

L'insenatura di Torre dell'Orso è posta sul versante adriatico del Salento leccese a sud di Otranto. Essa, aperta verso i quadranti orientali, è compresa tra due falesie alte circa 15 m normali all'andamento generale del litorale ed è costituita da un vasto arenile regolarmente arcuato e delimitato verso l'entroterra da un cordone dunare; l'arenile si estende per circa 800 m, mentre la distanza battigia-piede del cordone dunare varia da punto a punto nei diversi periodi dell'anno. Dal punto di vista geologico l'insenatura è costituita da calcareniti argillose giallastre stratificate in banchi di spessore fino al metro e riferite al Pliocene medio; tali calcareniti affioranti in corrispondenza delle falesie, sottostanno alle sabbie della spiaggia ed al cordone dunare immediatamente retrostante. Le sabbie della spiaggia, il cui spessore è dell'ordine di qualche metro, colmano la foce e parte dell'alveo di un vecchio solco torrentizio attualmente inattivo, il quale si spinge per alcuni chilometri nell'entroterra. Il cordone dunare, elevato circa 4 m, rimonta verso sud completamente la parete calcarenitica estendendosi alquanto sul pianoro soprastante. Modificazioni significative a questa duna sono dovute all'azione dell'uomo motivo per il quale la duna è soggetta a lente migrazioni verso

sud delle parti non vegetate. In corrispondenza del tratto meridionale della spiaggia sfocia inoltre, il canale del Brunese. La bellezza del litorale è inoltre amplificata dalla presenza di caratteristici faraglioni, testimoni dei processi di arretramento in atto e denominati "le due sorelle".



I faraglioni "Le due sorelle"



Bibliografia essenziale

BONFIGLIO L., DONADEO G. (1982) – Cancer Sismondai Meyer nel pliocene di Torre dell'Orso (Puglia). Atti Soc. tosc. Sci. Nat., 123 (2-3).

MARGIOTTA B., PALMENTOLA G., DRAGONE F. (1983) – La Dinamica del litorale dell'insenatura di Torre dell'Orso, in provincia di Lecce. Quaderni di Ricerca del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria, n.8, Lecce.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1994) – Le tracce di alcune variazioni del livello del mare olocenico tra Torre dell'Orso ed Otranto (Lecce). Geografia fis. Dinam. Quat., 17: 55-60.

Longitudine **18,43299** • Latitudine **40,27007** • Melendugno (Le)



Panoramiche del corpo dunare olocenico di Lizzano (Foto G. Ruffo per A. Piscitelli)

Il sistema dunare polifasico presente lungo la costa del Comune di Lizzano, Taranto, si estende per circa 2 km. I depositi di duna sono costituiti da sabbie bioclastiche di colore grigio o grigio-rossastro, di due differenti generazioni, caratterizzate da un'evidente stratificazione incrociata ad alto angolo, dove sono, localmente, intercalati livelli di qualche cm di suolo bruno. L'assetto morfologico è contraddistinto dalla presenza del complesso di spiaggia, duna e retroduna che ricopre i depositi calcarenitici del Pleistocene superiore - Tirreniano. Le spiagge del sistema sono classificate dal punto di vista geografico-fisico e geomorfologico come *mainland beaches*, spiagge trasgressive sul basamento roccioso locale. Esse sono costituite prevalentemente da sedimenti autoctoni derivanti da processi di demolizione del substrato roccioso e da sedimenti di disfacimento con successiva ri-elaborazione delle popolazioni biocenotiche presenti sul fondale. La zona di retroduna dal punto di vista geomorfologico, corrisponde a depressioni circa parallele alla costa il cui fondo è situato tra 1 m e 0.4 m sul livello del mare. Essa tende a non essere presente laddove i depositi eolici poggiano direttamente sulla scarpata che delimita il terrazzo. Allo stato attuale la retroduna è occupa-

ta da coltivazioni o da abitazioni private che hanno causato la perdita dei suoi caratteri naturali. Il sistema dunare che borda la spiaggia è costituito da una serie di più cordoni di dune alti fino a 13 metri ampia dai 160 m ad oltre 250 m. La prima generazione di depositi eolici è caratterizzata da sabbie a laminazione incrociata ben cementate, depositate nel corso dell'Olocene medio, in seguito ad un primo stazionamento del mare probabilmente in corrispondenza della posizione attuale: analisi al C¹⁴ su *Helix spp.*, provenienti da altri siti ne suggeriscono la correlazione ad un'età di circa 6.000 anni da oggi. In una fase successiva, un'altra fase eolica ha permesso l'accumulo di un altro deposito sul precedente che risalirebbe a circa 2.500 anni da oggi e si estenderebbe sino all'attuale. Questi depositi eolici sono coevi con i depositi più noti situati nelle località di Campomarino, Torre Zozzoli e Torre San Vito sullo Jonio e quelli di Torre Canne Rosa Marina, Torre Guaceto sull'Adriatico.



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43 - 65.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene Coastal Dune Development and Environmental Changes in Apulia (Southern Italy). Sedimentary Geology, 150, 139-152.

Longitudine **17,42819** • Latitudine **40,33320** • Lizzano (Ta)

CGPoo89 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA E LA FALESIA DI POSTICEDDU



Panoramica Nord dell'affioramento di Posticeddu

La località Posticeddu si trova circa 10 km a nord della città di Brindisi, subito a sud della Riserva Naturale di Torre Guaceto e del Canale Reale, il fiume che separa l'altopiano delle Murge dalla piana di Taranto-Brindisi. Questa località, a sud del limite geologico della Soglia Messapica, grossomodo corrispondente all'asse del Canale Reale, mostra una delle migliori sezioni lungo le quali affiora la successione dei depositi marini e continentali del Pleistocene medio-superiore, che permettono di riconoscere gli effetti di differenti fasi sedimentarie legate a variazioni relative del livello del mare. Nell'area sopra descritta si accumulano una serie di depositi marini sabbioso-limosi, separati da fasi di emersione. In particolare, durante l'ultimo periodo interglaciale, su tutta la fascia costiera ebbero luogo due successive fasi trasgressive che diedero vita ad un sistema di spiaggia-cordone dunare-stagno di retroduna ancora oggi ben conservato. L'analisi dei depositi del Pleistocene medio e superiore indica che in questo intervallo di tempo l'area a sud della Soglia Messapica è stata caratterizzata da stabilità o, localmente, da una relativa blanda subsidenza rispetto all'area posta a nord, in sollevamento. Nel Pleistocene superiore il comportamento regionale è divenuto

omogeneo a nord e a sud della Soglia Messapica, e risulta caratterizzato da stabilità o da subsidenza e accompagnato da una serie di fratture riconducibili a una sorta di deformazione a "duomo" della regione. La successione stratigrafica dell'affioramento di località Posticeddu permette di osservare dal basso verso l'alto: sabbie argillose grigio-azzurrastrare (Siciliano), calcarenite cementata con presenza di *Neopycnodonte sp.* e *Lithophaga borings* (Pleistocene inferiore), sabbie gialle con intercalazioni di arenarie e presenza di frammenti di bivalvi (Pleistocene medio), un deposito colluviale di colore rossastro con presenza noduli di manganese (Pleistocene superiore). L'insieme dei dati stratigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina, Monticelli, Torre Santa Sabina, Punta Penna Grossa, Torre Rossa e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostatigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pleistocene medio all'Olocene.

Bibliografia essenziale

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Memorie Società Geologica Italiana, 41, 449-460.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes. Puglia 2003, Final Conference - Project Igcp 437 Unesco lugs, Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Cizs Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. Geogr. Fis. Din. Quat., 34, 207-221.

Longitudine 17,85081 • Latitudine 40,68978 • Brindisi



CGPoo90 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI MASSERIA NATRELLA



Successione stratigrafica affiorante nelle vicinanze di Masseria Natrella

La Masseria Natrella è ubicata circa 1 km a nord dell'incrocio tra le Strade Statali n.7 e n.172, lungo la Valle del Fiume Galeso. In quest'area, lungo un tratto ferroviario, ormai dismesso, affiora una successione stratigrafica rappresentata a partire dal basso da: depositi siltoso-argillosi appartenenti alle Argille subappennine seguite verso l'alto da un livello conglomeratico con clasti di composizione carbonatica, rappresentativo di un ambiente di spiaggia, seguito a sua volta da un livello limoso, probabilmente riferibile ad un ambiente retrodunale, contenente *Cerastoderma lamarki*, un bivalve tipico di acque salmastre. La successione è chiusa in alto da una "panchina", un sedimento più schiettamente marino, caratterizzato da sabbie e calcareniti ricche di resti fossili rappresentati da gasteropodi, bivalvi e frammenti di madrepora *Cladocora caespitosa*. Questa successione stratigrafica, oltre ad offrire un esempio ben espresso e ben conservato del deposito marino terrazzato di età tirreniana, insieme ad altre successioni stratigrafiche riconosciute all'intorno del Mar Piccolo e del Mar Grande di Taranto, permette di supportare la proposta di istituzione del piano Tarantino, in sostituzione del Tirreniano la cui area rappresentativa non è più fruibile a causa di fenomeni

erosivi che hanno mascherato o distrutto i caratteri sedimentari prima osservabili.



Panoramica della successione stratigrafica di Masseria Natrella

Bibliografia essenziale

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. Quaternary Science Reviews, 21, 525-547.

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2000) - Isoleucine epimerization ages & Th/U analyses on raised quaternary marine deposits in the Chéradi Islands and in the Taranto Area (Apulia - Southern Italy). Quaternary Science Reviews.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). Journal of Coastal Research, 8, 4, 82-105.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., RICCHETTI G. (1989) - Aspetti della evoluzione olocenica della costa pugliese. Mem. Soc. Geol. It., 42, 287-300.

ZORZI I., REINA C. (1962) - Idrogeologia della provincia di Taranto. Giornale del Genio Civile, 2.

Longitudine 17,23369 • Latitudine 40,50809 • Taranto



CGP0092 **LA DUNA E LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI PUNTA PENNA GROSSA**



Veduta generale della successione stratigrafica

La località Punta Penna Grossa si trova nella Riserva Naturale di Torre Guaceto, circa 10 km a sud dell'abitato di Torre Santa Sabina e circa 20 km a nord della città di Brindisi, in un'area situata a nord del Canale Reale, il fiume che separa l'altopiano delle Murge dalla piana di Taranto-Brindisi. La fascia costiera adriatica pugliese fra Monopoli e Brindisi, in particolare tra le località di Torre Canne e Torre Mattarelle, è caratterizzata dalla presenza di depositi marini e continentali del Pleistocene medio-superiore, che permettono di riconoscere gli effetti di differenti fasi evolutive legate a variazioni relative del livello del mare. In questa area, a nord della Soglia Messapica, sembra si sia verificato nel corso del Pleistocene medio e superiore un blando sollevamento che, in concomitanza con le variazioni del livello del mare, ha prodotto diverse fasi sedimentarie. Lungo la costa presso Punta Penna Grossa dal basso verso l'alto affiorano: depositi appartenenti alla Formazione della Calcareniti di Gravina, ben cementati, ricchi di bivalvi e brachiopodi e caratterizzati da "solution pipes" (cfr. CGP0104); un deposito colluviale; calcareniti di origine eolica ben cementate e bioturbate (Pleistocene superiore); eolianiti cementate caratterizzate da laminazioni incrociate e contenenti gasteropodi di origine continentale (Olocene medio); un deposito colluviale; un'eolianite non cementata e contenente gasteropodi di origine continentale (età da Greco-Romana al Medio Evo). Di particolare importanza sono i depositi delle fasi eoliche oloceniche che hanno determinato il paesaggio dunare attuale. In particolare, il primo cordone dunare rappresenta l'ossatura del rilievo costiero, e si è formato nel corso dell'Olocene medio. Analisi C¹⁴ su *Helix sp.* indicano per tale cordone un'età di circa 6.000 anni fa. In una fase successiva, un altro episodio sedimentario ha determinato l'accumulo di un secondo cordone dunare sul precedente. Analisi C¹⁴ su campioni di *Helix sp.* indicano un'età di circa 2.500 anni fa per il secondo cordone dunare. L'insieme dei dati cronostatigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina, Monticelli, Torre Santa Sabina, Posticeddu, Torre Rossa e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostatigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pleistocene superiore all'Olocene.

ropodi di origine continentale (Olocene medio); un deposito colluviale; un'eolianite non cementata e contenente gasteropodi di origine continentale (età da Greco-Romana al Medio Evo). Di particolare importanza sono i depositi delle fasi eoliche oloceniche che hanno determinato il paesaggio dunare attuale. In particolare, il primo cordone dunare rappresenta l'ossatura del rilievo costiero, e si è formato nel corso dell'Olocene medio. Analisi C¹⁴ su *Helix sp.* indicano per tale cordone un'età di circa 6.000 anni fa. In una fase successiva, un altro episodio sedimentario ha determinato l'accumulo di un secondo cordone dunare sul precedente. Analisi C¹⁴ su campioni di *Helix sp.* indicano un'età di circa 2.500 anni fa per il secondo cordone dunare. L'insieme dei dati cronostatigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina, Monticelli, Torre Santa Sabina, Posticeddu, Torre Rossa e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostatigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pleistocene superiore all'Olocene.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) *Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes*. Puglia 2003, Final Conference -Project Igcp 437 Unesco IUGS, Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Gisz Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 34, 207-221.

Longitudine **17,77870** • Latitudine **40,71902** • Carovigno (Br)



CGP0094 **LE BRECCIE DEL PORTO DI OTRANTO**



Dettaglio dell'appoggio delle breccie sulle Calcareniti di Andrano

Il taglio stradale ad est di Punta San Nicola, nei pressi del porto di Otranto, costituisce una delle migliori esposizioni del contatto tra le Calcareniti di Andrano ed una facies caratterizzata da breccie e conglomerati sulla cui genesi molti Autori hanno fornito interpretazioni contrastanti. Le Calcareniti di Andrano sono costituite alla base da calcari biancastri sui quali poggiano intervalli marnosi, fittamente laminati e debolmente inclinati. Al di sopra di tali depositi, su una superficie irregolare ed inclinata con angoli anche superiori ai 20° si rinvencono breccie e conglomerati per uno spessore variabile di alcuni metri. Tali depositi si presentano privi di stratificazione, in assetto caotico, e sono formati da elementi carbonatici eterometrici (dal millimetro ai 50-60 cm, raramente di 1 m o oltre). I clasti e i blocchi hanno sia spigoli vivi che arrotondati; la prevalenza degli uni o degli altri varia da luogo a luogo e frequentemente l'intero deposito e quelli elaborati sono associati e la prevalenza degli uni o degli altri dipende dalle zone; ricorrenti comunque anche i casi in cui un solo tipo costituisce pressoché l'intero affioramento. A luoghi il deposito è clasto sostenuto oppure presenta matrice più o meno abbondante, di varia composizione (carbonatica, marnosa, sab-

biosa, calcarenitica). Localmente sono presenti lenti più o meno grandi di sabbia fine o grossolana, e lenti più piccole di argille, marne chiare e calcari fittamente laminati, di colore verde chiaro o giallastro. Raramente si rinvencono resti di macrofossili di bivalvi rappresentati per lo più da *Ostrea sp.*, in qualche caso da *Chlamys sp.* e *Spondylus sp.*



Particolare dell'affioramento di breccie su intervalli marnosi delle Calcareniti di andrano



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2005) - Stratigrafia del Neogene e Quaternario del Salento sud-orientale (con rilevamento alla scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 38:31-60.

Longitudine **18,49913** • Latitudine **40,14695** • Otranto (Le)

CGP0095 **LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA
DI MASSERIA SAN PIETRO**



Successione stratigrafica di Masseria San Pietro

La Masseria San Pietro si trova circa 500 metri a NE del secondo seno del Mar Piccolo. Tale sito mostra uno dei classici esempi osservabili nell'area del Mar Piccolo, di affioramento della successione stratigrafica contenente depositi di età tirreniana, e indicati da vari autori col nome di Calcareniti di San Pietro. Lungo le pareti dell'incisione di origine fluviale sfociante nel secondo seno del Mar Piccolo, e nota come "Fosso di San Pietro", è particolarmente ben esposta la successione rappresentata in basso dai depositi cretacei della Formazione del Calcarea di Altamura ai quali seguono in discordanza depositi siltoso-argillosi pleistoceni riferibili alle Argille subappennine. La successione si chiude con depositi di tipo "panchina", cioè sabbie marnose e calcareniti ricche in fossili, che raggiungono lo spessore di circa 10 m, di colore bianco giallastro sino a rosato o bruno, massive o mal stratificate. Questi ultimi depositi, caratterizzati dalla presenza di esemplari del gasteropode *Persististrombus latus* e di biocostruzioni algali, rappresentano il prodotto di una sedimentazione di mare poco profondo, formatasi per l'azione combinata di oscillazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'area. L'area assume particolare pregio oltre che per l'innegabile valore

scientifico del sito, anche per la vicinanza del complesso architettonico della Masseria San Pietro, in posizione dominante e panoramica sul secondo seno del Mar Piccolo, nonché di altri siti preistorici di notevole interesse archeologico esistenti nei dintorni.



Particolare della successione stratigrafica di Masseria San Pietro

Bibliografia essenziale

DAI PRA G., STEARNS C.E. (1977) - Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Geologica Romana*, 16, 231-242.

GIGOUT M. (1960) - Sur le Quaternaire marin de Tarente. *C.R. Acc. Sc.*, 250.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8, 4, 82-105.

PEIRANO A., MORRI C., MASTRONUZZI G., BIANCHI C.N. (1994) - The coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleractinia) as a bioherm builder in the Mediterranean Sea. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, LI, 59-74.

RICCHETTI G. (1967) - Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). *Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania*, s.6, 18, 123-130.

Longitudine **17,31553** • Latitudine **40,50756** • Taranto



CGP0097 **I CALCARI DEL FARO DELLA PALASCIA**



Panoramica del Faro della Palascia

La località rappresenta il punto più ad est d'Italia ed ha quindi un elevato valore geografico oltre che paesaggistico; qui il giorno ha inizio prima di tutto il resto d'Italia. In corrispondenza di essa, sul faro di Punta Palascia è stato istituito l'Osservatorio su Ecologia e salute degli Ecosistemi Mediterranei, grazie ad una collaborazione tra l'Università del Salento ed il Comune di Otranto. L'Osservatorio ha, tra i vari obiettivi, quello di valorizzare il patrimonio naturalistico e culturale della Terra d'Otranto, promuovendone la diffusione. Dal punto di vista geologico le rocce affioranti nell'area appartengono alla Formazione del Calcarea di Altamura; si tratta di un calcarea bianco ceroido, molto compatto, con frammenti di rudiste ed orbitoidi di età cretacea. Lungo la discesa che porta al faro sono inoltre ben visibili distacchi di blocchi di calcari che in più luoghi determinano la possibilità di osservare su superfici poco alterate spettacolari affioramenti.



Dettaglio dei calcari affioranti



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., BOSELLINI FR., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A. (1999) - Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105: 397-416.

LUPERTO E. (1962) - L'Oligocene di Terra d'Otranto. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. III.

Longitudine **18,51896** • Latitudine **40,10690** • Otranto (Le)

CGPo09 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI MONTICELLI



Panoramica dell'affioramento

La località Monticelli si trova tra gli abitati di Torre Santa Sabina e Torre Canne, circa 30 km a nord della città di Brindisi, subito a nord del Canale Reale, il fiume che separa l'altopiano delle Murge dalla piana di Taranto-Brindisi. La fascia costiera adriatica pugliese fra Monopoli e Brindisi, in particolare tra le località di Torre Canne e Torre Mattarelle, è caratterizzata dalla presenza di depositi marini e continentali del Pleistocene medio-superiore, che permettono di riconoscere gli effetti di differenti fasi sedimentarie legate a variazioni relative del livello del mare. L'area è divisa in due differenti regioni da un sistema di faglie ad andamento circa E-O, che individua una discontinuità morfologica in corrispondenza della cosiddetta "Soglia Messapica". Nell'area a nord della soglia, su tutta la fascia costiera ebbero luogo due successive fasi trasgressive, che diedero vita ad un sistema di spiaggiacordone dunare-stagno di retroduna ancora ben conservato. Nello specifico, l'affioramento di località Monticelli, in destra di una *sapping valley* invasa dal mare, permette di osservare il contatto tra la Formazione della Calcarenite di Gravina, ricca in frammenti di bivalvi, ed il sovrastante deposito di spiaggia del Tirreniano. Le due unità sono separate da un deposito colluviale terroso di colo-

re rossastro con presenza di clasti. I depositi tirreniani mostrano di essere stati cavati in tempi probabilmente medioevali, e il livello inferiore raggiunto dalla cava risulta sommersa, indicando il successivo sollevamento del livello del mare. L'insieme dei dati cronostratigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Rosa Marina, Torre Santa Sabina, Punta Penna Grossa, Posticeddu, Torre Rossa e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostratigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pleistocene superiore all'Olocene.



Particolare della successione stratigrafica

Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) *Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes*. Puglia 2003, Final Conference -Project Igcp 437 Unesco lugs, Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Gisz Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.
- MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 34, 207-221.

Longitudine **17,56929** • Latitudine **40,79629** • Ostuni (Br)

CGPo101 LA DUNA E LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI ROSA MARINA: IL PILONE



Panoramica dell'area in cui affiora la successione

La località Rosa Marina - Il Pione si trova tra gli abitati di Villanova e Torre Canne, circa 30 km a nord della città di Brindisi. All'interno dei villaggi turistici di Rosa Marina e de il Pione affiora una successione stratigrafica che dalla Formazione della Calcarenite di Gravina e dai depositi marini terrazzati giunge sino ai depositi eolici polifasici dell'Olocene. Questi ultimi sono organizzati a costituire un cordone di estesa continuità laterale, presso la spiaggia de il Capanno, dove raggiungono lo spessore massimo di circa 9 m. Nello specifico, l'affioramento di località Rosa Marina - Il Pione permette di osservare dal basso verso l'alto: depositi ben cementati appartenenti alla Formazione della Calcarenite di Gravina, contenenti bivalvi e brachiopodi; un deposito colluviale; depositi calcarenitici cementati di probabile età tirreniana; eolianiti ben cementate; un deposito colluviale; eolianiti cementate contenenti *Helix sp.* e *Pomatia sp.*; un deposito colluviale di colore rossastro (riferibile al periodo Neolitico sulla base di datazioni archeologiche); eolianiti non cementate contenenti *Helix sp.*, *Pomatia sp.* e *Rumina sp.* (riferibili al periodo Greco-Romano sulla base di datazioni al radiocarbonio). L'insieme dei dati cronostratigrafici e dei rilievi geomorfologici

di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su quelli di Monticelli, Torre Santa Sabina, Punta Penna Grossa, Posticeddu, Torre Rossa e Torre Mattarelle consentono la loro correlazione cronostratigrafica, così da permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di un tratto esteso della costa adriatica pugliese dal Pleistocene superiore all'Olocene.



Dettaglio della duna olocenica

Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) *Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes*. Puglia 2003, Final Conference -Project Igcp 437 Unesco lugs, Otranto/Taranto Puglia (Italy) 22-28 September 2003, Gisz Coast Coast - Gruppo Informale Di Studi Costieri, Research Publication, 5,184 pp., Brizio Srl Taranto.
- MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., IURILLI V., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011) - Middle-Late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 34, 207-221.

Longitudine **17,55845** • Latitudine **40,79815** • Ostuni (Br)

CGP0102 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI MASSERIA RUGGIERO



Successione stratigrafica affiorante nei pressi di Masseria Ruggiero

Il sito è ubicato a sud di Masseria Ruggiero, alle spalle dello snodo ferroviario della Stazione di Taranto. Si raggiunge dalla SS 100, a circa 500 m dall'ingresso della città e, pertanto, non lontano dal Mar Grande e dalla falesia poco a valle del Canale di Porta Napoli (CGP0312). Qui affiora una successione stratigrafica caratterizzata dalla presenza di sedimenti di età tirreniana su depositi pleistocenici silteo-argillosi appartenenti alla Formazione delle Argille subappennine. I primi sono depositi di tipo "panchina", cioè sabbie marnose e calcareniti con abbondanti resti fossili, di colore bianco giallastro sino a rosato o bruno, massivi o mal stratificati. Questi depositi, caratterizzati dalla presenza di biocostruzioni algali e di esemplari di *Persististrombus latus*, rappresentano il prodotto di una sedimentazione di mare poco profondo, formatasi per l'azione combinata di oscillazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'area. In particolare, la presenza di *Persististrombus latus* (= *Strombus bubonius*), consente di effettuare alcune considerazioni sull'evoluzione tardoquaternaria dell'area. Si tratta di un gasteropode marino penetrato durante l'ultima fase interglaciale di tropicalizzazione nel Mar Mediterraneo, e poi fuoriuscito dal Mar Mediterraneo stesso a

seguito del raffreddamento delle acque precedente alla successiva fase glaciale. Questo gasteropode, attualmente vivente in mari tropicali, è pertanto considerato un ottimo indicatore climatico, oltre che di età, poiché si rinviene in depositi risalenti a circa 125.000 anni fa. Infatti, datazioni assolute eseguite, sia attraverso il metodo della racemizzazione degli aminoacidi che con datazioni radiometriche U/Th, in depositi correlabili a quelli qui descritti, e affioranti lungo la fascia costiera ionica pugliese, hanno indicato età non superiori a 125 mila anni. Esempari di *P. latus* provenienti da questo sito sono conservati presso il Museo di Paleontologia dell'Università di Bologna. Il sito, noto anche con il toponimo "La Croce", assume ulteriore importanza per il recente rinvenimento di importanti resti risalenti al periodo greco-romano.

Bibliografia essenziale

BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2000) - Isoleucine epimerization ages & Th/U analyses on raised quaternary marine deposits in the Chéradi Islands and in the Taranto area (Apulia - Southern Italy). *Quaternary Science Review*.

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G. (1971) - Sul Tirreniano della costa ionica salentina (Puglia) Datazione di un campione di coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 6, 105-112.

DAI PRA G., STEARNS C.E. (1977) - Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Geologica Romana*, 16, 231-242.

GIGOUT M. (1960) - Sur le Quaternaire marin de Tarente. *C.R. Acc. Sc.*, 250.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) - The age and Stratigraphy of middle Pleistocene and Younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8, 4, 82-105.

Longitudine **17,22200** • Latitudine **40,48391** • Taranto

CGP0103 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI BOSCO DEI REALI



Particolare dei depositi di terra rossa con pisoliti bauxitiche

L'area è ubicata nell'entroterra di Otranto, tra gli abitati di Palmariggi e Giuggianello, in corrispondenza del rilievo della Serra di Poggiardo. Lungo il bordo sud-occidentale rilievo, al margine del bosco "i Reali", a SE di Giuggianello, lungo le pareti di una cava affiorano per oltre 30 m depositi ben stratificati costituiti da un'alternanza di calcari micritici e calcari dolomitici, a luoghi laminati, compatti e tenaci, di colore biancastro, grigio chiaro o nocciola, organizzati in sequenze cicliche di ambiente peritidale. I macrofossili in genere scarsi, sono rappresentati da frammenti di rudiste e in subordine da coralli e pettinidi; l'associazione microfossilifera è costituita da foraminiferi (*Accordiella conica*, *Dicyclina shumbergeri*, *Murciella couvillieri*, *Raadshowenia salentina*) e alghe (*Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*). Il tetto dell'unità cretacea corrisponde a una superficie di erosione, caratterizzata dalla presenza di forme carsiche (doline, inghiottitoi, vaschette di corrosione, ecc.) su cui è presente per uno spessore di oltre 5 m un paleosuolo costituito da argilla sabbiosa con pisoliti bauxitiche, di colore variabile dal rosso fegato al giallo ocra. Su tali depositi con contatto paraconcordante si rinvengono, per uno spessore complessivo di 60 cm, argille

di colore grigiastro con frequenti intercalazioni millimetriche di lignite, riferibili ai depositi basali oligocenici della Formazione di Galatone. Tale unità prosegue per oltre 7 m con alternanze di livelli calcarei micritici di colore grigionocciola o biancastro e depositi argilloso-sabbiosi di colore giallo e bruno; i livelli calcarei mostrano laminazioni piano-parallele e ondulate e contengono abbondanti fossili di gasteropodi (*Potamididae*, *Hydrobiidae*, *Melanopsis sp.* e *Melanoides sp.*) e di lamellibranchi di piccola taglia (*Cardium sp.*). L'unità oligocenica mostra a più altezze stratigrafiche livelli caratterizzati da strati deformati, dovuti a fenomeni di scivolamento gravitativo (*slumping*). I depositi bauxitici rinvenuti al tetto dell'unità cretacea, e affioranti estesamente nell'area su indicata, sono stati oggetto di coltivazione da circa la metà degli anni '60, e per poco meno di una decina di anni. I tagli artificiali di cava, oltre a consentire l'osservazione di sezioni stratigrafiche significative per la definizione dei rapporti tra i sedimenti cretacei e quelli oligocenici, crea un suggestivo contesto paesaggistico laddove il rosso acceso dei sedimenti ricchi in pisoliti bauxite fa da sfondo al verde degli ulivi e delle altre specie arboree che caratterizzano il bosco.



Bibliografia essenziale

ALVINO L. (2012) - *Pionierismo geologico*. Congedo editore, 212pp.

BOSSIO A., CARLINO M., DA PRATO S., MARGIOTTA S., RICCHETTI G. (2009) - Stratigrafia dei depositi oligocenici della Serra di Poggiardo. *Thalassia Salentina*. 91-11.

Longitudine **18,39291** • Latitudine **40,07833** • Poggiardo (Le)



Panoramica del Mar Grande di Taranto

Il Mar Grande è collocato sul vertice nord del Golfo di Taranto. È delimitato a N da Punta Rondinella, a S da Capo San Vito e a Ovest dalle Isole Cheradi. La sua particolare forma ha attirato in passato diverse spiegazioni scientifiche: De Giorgi (1897), Verri e De Angelis (1899), Parenzan (1960) assimilavano l'origine a fenomeni carsici interessanti i calcari mesozoici presenti in profondità. Pagliarulo e Bruno (1990) relazionano la genesi del Mar Grande con i sistemi di faglia che interessano il basamento carbonatico mesozoico e le coperture plio-pleistoceniche. Il paesaggio fisico dell'area del Mar Grande, secondo ricerche più recenti, deve la sua conformazione all'interazione tra diversi processi morfogenetici, l'erosione fluviale e il modellamento marino, condizionato dall'assetto strutturale dei corpi geologici che determinano la presenza di sorgenti sottomarine (cfr CGP0072). A tutti gli effetti il Mar Grande di Taranto – con il Mar Piccolo (cfr CGP0098) è una *ria*, un'incisione fluviale invasa dal mare. Con un livello del mare di circa 150 m più basso dell'attuale in piena fase glaciale 20.000 anni fa, il sedime dell'attuale Mar Grande corrispondeva ad un'incisione fluviale approfondita nella successione stratigrafica locale. Con la trasgressione olocenica tale

valle è stata invasa e si sono impostati i fenomeni di erosione che hanno modellato estese wave cut platform nelle zone a ridosso di Capo San Vito, Punta Rondinella e delle Isole Cheradi (cfr CGP0373, 0375). L'attuale andamento circolare della linea di riva del Golfo di Taranto è dovuta al graduale arretramento delle falesie che si presentano disposte parallelamente ai fronti d'onda deformati dal fenomeno di diffrazione. Esempi di arretramento per scalzamento al piede sono presso Punta Rondinella un villaggio neolitico del II millennio a.C. (cfr CGP0179), risulta per buona parte franato, così come quello del I millennio posto sullo Scoglio del Tonno. La diffrazione del moto ondoso insieme alla deriva costiera portano ad accumulare la maggior parte di sedimenti nelle aree sottoflutto di Capo San Vito e delle Isole Cheradi. I fondali del Mar Grande in passato ospitavano estese praterie di *Posidonia oceanica* (Linneo) Delile, oggi in parte sostituite da macchie di *Caulerpa prolifera* (Forsskal).

Bibliografia essenziale

- AMORE C., D'ALESSANDRO L., DI GERONIMO E., GIUFFRIDA E., LO GIUDICE A., ZANINI A. (1988) - Dinamica litorale del Golfo di Taranto tra Capo Spulico e Punta Rondinella. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 21, 333.
- CAPALDI G., CIVETTA L., LIRER L., MUNNO R. (1979) - Caratteri petrografici ed età K/Ar delle cineriti intercalate nelle formazioni argillose Pleistoceniche della Fossa Bradanica. Geol. Appl. Idrogeol., 15 (3).
- COTECCHIA V., LOLLINO G., PAGLIARULO R., STEFANON A., TADOLINI T., TRIZZINO R. (1989) - Studi e controlli in situ per la captazione della sorgente sottomarina Galeos Mar Piccolo di Taranto. Atto Conv. Intern. Geog. Suolosottosuolo, Torino.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1998) - Morfologia e genesi delle Isole Chéradi e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia). Geografia Fisica Dinamica Quaternario, 21, 131-138.
- ROBBA E. (1969) - Il Plio-Pleistocene della zona di Taranto. Riv. It. Paleont., 75 (3), 605-672.

Longitudine **17,20745** • Latitudine **40,45275** • Taranto



Particolare del sistema dunare fossile

Il sito compreso tra la Masseria Baronia e Ruina si trova a Sud-Ovest della città di San Giorgio Jonico e pochi chilometri ad Est del Mar Piccolo di Taranto; è rappresentato da un esteso cordone dunare fossile presente ad una quota di circa 25 metri sul livello del mare e apparentemente correlato al terrazzo marino Tirreniano cui è sovrapposto altimetricamente. Esso è in evidente continuità morfologica verso Ovest proprio con questo grande terrazzo marino che circonda la città di Taranto e con la Salina Grande (cfr CGP0306) di cui è possibile una pregevole vista panoramica. Da Masseria Baronia a Masseria Ruina il cordone dunare disegna un arco che delimita l'andamento della linea di riva in una fase stadiale del Tirreniano, probabilmente corrispondente al substage MIS5.5. Nei due siti indicati è molto ben evidente il passaggio verticale da facies di spiaggia, con resti di bivalvi e gasteropodi marini, a facies eoliche a granulometria fine, laminazione ad alto angolo e stratificazione incrociata. Oltre al pregio architettonico definito dalle masserie circostanti, il sito è marcato dalla presenza dalle tracce dei carri che evidenziano parte del tracciato dell'antica Via Appia e delle sue diramazioni, perfettamente seguibile da Masseria Baronia a Masseria Ruina.



Particolare del sistema dunare fossile



Bibliografia essenziale

- RICCHETTI G. (1967) - Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania, s.6, 18, 123-130.
- VERRI A., DE ANGELIS D'OSSAT G. (1899) - Cenni sulla geologia di Taranto. Bollettino Società Geologica Italiana, XVIII, 2.

Longitudine **17,35718** • Latitudine **40,45637** • San Giorgio Ionico (Ta)



Panoramica della successione stratigrafica

Il sito è ubicato in corrispondenza della collinetta dove sorge Torre Ovo, lungo la costa ionica del Salento, nel Comune di Maruggio, in provincia di Taranto. Il sito è prossimo all'area archeologica sommersa di Torre Ovo. La successione stratigrafica è esposta lungo la falesia di Torre Ovo; lungo di essa è possibile leggere la successione delle variazioni climatiche e del livello del mare avvenute fra il Pleistocene medio e l'Olocene. Tale successione possiede spessori variabili fino ad un massimo di 15 m, ed è distinguibile in tre unità. L'unità inferiore è composta da un'alternanza di sottili strati siltoso-fangosi e sabbiosi e contiene rare tracce fossili e calchi di *Nassarius cf. limatus*. Tale unità è separata dalla successiva da una superficie erosiva evidenziata da una concentrazione di noduli carbonatici. L'unità intermedia sovrastante è formata da calcareniti per uno spessore di circa 11 m; nella parte bassa di tale unità si rinvenivano dispersi o in lenti, esemplari di *Patella aspera*, *Gibbula varia*, *Monodonta turbinata*, *Columbella rustica*, *Arca noae*, *Conus mediterraneus*, *Cerithium vulgatum*, *Lima*, *Exaplex trunculus* e *Mitrella scripta*. L'unità prosegue con calciruditi di grana media con bioclasti rappresentati da alghe carbonatiche, briozoi, frammenti di gasteropodi incrostati da alghe

carbonatiche e gusci di molluschi fra cui *Mytilus galloprovincialis*, *Glycymeris glycymeris*, *Cerithium vulgatum*, *Ostrea edulis*, *Entobia laquea* e *Emerginula elongata*. In questa parte dell'unità spicca uno strato spesso circa 80 cm costituito da biocalciruditi di colore biancastro per la presenza di croste irregolari di *Peyssonellaceae* (un'alga calcarea), con dispersi frammenti di molluschi e briozoi. Questa unità intermedia termina con circa 6 m di biocalcareni di colore biancastro, con presenza di rodoliti, briozoi, valve di *Glycymeris*, colonie intere o in frammenti di *Cladocora coespitosa*, anche in posizione di vita. La terza ed ultima unità, in contatto trasgressivo sulla precedente, è formata in basso da depositi calcarenitici grigiastri intensamente bioturbati da *Camborygma shafts*, un icnogenere indicativo di ambienti continentali; la parte alta dell'unità è costituita da un conglomerato terroso di colore rossastro che include lenti sabbiose contenenti rare bioturbazioni da *Camborygma*.

Bibliografia essenziale

- ANNESE R., DE MARCO A., GIANFREDA F., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2003) - Caratterizzazione morfo-sedimentologica dei fondali della baia fra Torre San Leonardo e Torre Canne (costa adriatica, Puglia). Studi Costieri, 7, 3-19.
- AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Relative sea-level changes during the Holocene along the Coast of Southern Apulia (Italia). Géomorphologie, 1, 19-34.
- BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P.L. (2002) - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. Quaternary Science Reviews, 21, 525-547.
- D'ALESSANDRO A., LOIACONO F. (2010) - Palaeontological and sedimentologic criteria for high resolution environmental analysis: the Pleistocene succession at Torre Ovo (Salento, South Italy). Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 23(1), 91-102.

Longitudine **17,50464** • Latitudine **40,29977** • Maruggio (Ta)



Passaggio Terre residuali - Formazione di Galatone

L'area è ubicata tra gli abitati di Palmariggi e di Otranto (LE) al margine orientale del rilievo della Serra di Monte Vergine. Questo rilievo, allungato in direzione NO-SE, è costituito da blocchi rialzati del substrato mesozoico circondato dai terreni di copertura (di età mio-pliocenica) che poggiano sugli adiacenti blocchi ribassati. Il sito si può ritenere meno rappresentativo di quelli ubicati in località Orte e bosco dei Reali ma ha il valore di completare le sezioni suddette, permettendo di meglio definire il quadro dei rapporti stratigrafici tra le unità oligoceniche e quella cretacea. Sui bordi e alla sommità del rilievo affiora una successione ben stratificata costituita da un'alternanza di calcari micritici e calcari dolomitici, a luoghi laminati, compatti e tenaci, di colore biancastro, grigio chiaro o nocciola, organizzati in sequenze cicliche di tipo *shallowing upward* di ambiente peritidale. I macrofossili in genere scarsi, sono rappresentati da frammenti di rudiste e in subordine da coralli e pettinidi; l'associazione microfossilifera è costituita da foraminiferi (*Accordiella conica*, *Dicyclina shumbergeri*, *Murciella couvilleri*, *Raadshowenia salentina*) e alghe (*Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*). Tale successione viene qui riferita alla formazione del *Calcarea* di Altamura, del Cretaceo

superiore. Il tetto della successione cretacea corrisponde a una superficie di erosione modellata da forme carsiche su cui è presente una sottile coltre di depositi residuali. Questi depositi, costituiti da terre rosse più o meno ricche di pisoliti bauxitiche, derivano da un originario paleosuolo di spessore variabile (massimo 6 m) in cui si differenziano terre rosse nella porzione basale e terre giallo/ocra nella parte sommitale. Queste ultime si caratterizzano per la presenza di un livello, spesso circa 5 cm, dove si ha la massima concentrazione di pisoliti bauxitiche, sul quale poggiano trasgressivamente con contatto paraconcordante i termini basali della Formazione di Galatone, a loro volta rappresentati da argille di colore grigio con frequenti intercalazioni millimetriche di lignite dello spessore di circa 1m. Solo in piccoli lembi affioranti in modo discontinuo nella parte meridionale della Serra di Poggiardo (dintorni di Lamie dei Quarti), la *Formazione di Galatone* poggia direttamente sui calcari cretacci senza l'interposizione di paleosuolo; in questo caso, la base della *Formazione di Galatone*, è caratterizzata da una breccia con prevalenti frammenti di rudiste in matrice carbonatica sormontata da calcari compatti laminati con lamine prevalentemente piano parallele; la natura discordante del contatto data la mancanza di sezioni significative è deducibile dalle giaciture di strato non concordanti delle due unità litostratigrafiche. I giacimenti bauxitici della zona sono stati oggetto di coltivazione da circa la metà degli anni 1960 per poco meno di una decina di anni.

Bibliografia essenziale

- ALVINO L. (2012) - Pionierismo geologico. 212pp. Congedo editore
- BOSSIO A., GUELLI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1991) - Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmariggi (Lecce, Puglia). Riv. It. Paleont. Strat., 97(2), 175-234.
- BOSSIO A., CARLINO M., DA PRATO S., MARGIOTTA S., RICCHETTI G. (2009) - Stratigrafia dei depositi oligocenici della Serra di Poggiardo. *Thalassia Salentina*. 91-11

Longitudine **18,39780** • Latitudine **40,14160** • Palmariggi (Le)



Panoramica della struttura del pozzo visibile dalla strada



La galleria drenante del pozzo

Il pozzo Cozza-Guardati si trova a Sud-Ovest del centro abitato di Lecce, attualmente compreso in area urbana. Esso rappresenta un'importante testimonianza delle vicende storiche legate all'approvvigionamento idrico del capoluogo e costituisce una testimonianza rappresentativa degli assetti idrostratigrafici del territorio. La sua realizzazione fu motivata dalla crisi idrica del triennio 1897-'99, e condotta con urgenza in attesa del ben più impegnativo futuro Acquedotto Pugliese. Rappresenta un esempio di applicazione delle conoscenze geologiche nella risoluzione di un problema pratico, quale quello idrico, e nella realizzazione di un'opera di ingegneria idraulica basata sulla struttura idrogeologica. Ultimato nel 1899, consta di "due pozzi verticali nella roccia leccese, uno a sezione circolare con metri 1.10 di diametro, l'altro a sezione quadrata con metri 4.70 di lato, profondi circa 43. Le basi sono comunicanti mediante un'ampia galleria di raccolta, lunga circa 60 metri, nella quale una superficie di 250 m emunge acqua dalla falda, a 3.8 m circa s.l.m. Il mancato apporto del pozzo Cozza-Guardati negli ultimi 45 anni, che ha peraltro coinciso con un trend negativo dei valori della piovosità totale annua registrata a Lecce con un minimo inferiore a 400 mm/

anno misurato nel 1989, ha senz'altro reso più acuto il problema del locale approvvigionamento idrico. Dal Dicembre 2004 è in corso un'attività di misurazione, con cadenza mensile, di alcuni parametri chimico-fisici e batteriologici su campioni d'acqua prelevati lungo la galleria drenante del pozzo Cozza-Guardati. Contestualmente vengono eseguite anche misure endoclimatiche e piezometriche oltre a osservazioni stratigrafiche, strutturali e morfologiche. Il residuo salino è risultato sempre superiore a 1000 mg/l, mentre sono state rilevate concentrazioni di Cl- maggiori di 200 mg/l, e di NO₃ - intorno a 35 mg /l; raramente sono stati riscontrati anche ioni NO₂ - (0.016 mg/l nel mese di Febbraio). Costante è risultata la contaminazione di origine fecale con punte massime di 271 coliformi e 279 streptococchi per 100 ml d'acqua. In merito alle caratteristiche idrogeologiche della zona non satura, in corrispondenza di una discontinuità stratigrafica affiorante nel settore meridionale della galleria drenante, è stata rilevata la presenza di stillicidio, mentre discontinui flussi idrici, probabilmente relativi ad altrettanti episodi di pioggia e veicolati da fratture allargate dal carsismo, sono stati osservati alla base del pozzo circolare.

Bibliografia essenziale

BUONERBA F. (1900) - Relazione intorno al collaudo dell'acquedotto leccese, Lecce.

CELLI A. (1900) - Risposta ad alcuni quesiti intorno alla durezza ed alla temperatura del pozzo Guardati in Lecce, Lecce.

Delle Rose M. (2005) - Il pozzo Cozza-Guardati (Lecce, Salento). Geologi e Territorio, 1-2: 15-28

GABET E. (1900) - Determinazione della quantità di acqua che può essere fornita dal pozzo dell'acquedotto leccese, Roma.

SCURTI R. (1900) - Osservazioni della commissione comunale intorno alla relazione dell'Ing. F. Buonerba riguardante il collaudo dell'acquedotto leccese, Lecce.

Longitudine **18,15145** • Latitudine **40,34592** • Lecce



Dettaglio della successione affiorante

Lungo il litorale di Torre San Giovanni, sul versante occidentale della costa salentina nei pressi di Ugento, sono presenti splendide esposizioni di cordoni dunali formati da depositi calcarenitici in genere poco cementati, caratterizzati da una stratificazione incrociata concava (a festoni) e contenenti abbondanti gusci di gasteropodi polmonati (*Helix sp.*). Alla base di tali depositi, le cui creste raggiungono un'altezza massima di 13 m, è presente un paleosuolo argilloso-terroso rossastro di spessore metrico o una sottile patina a composizione lateritica. Altri affioramenti degli stessi depositi sono osservabili lungo il litorale a nord di Marina di Mancaversa, lungo la Baia di Torre del Pizzo, o lungo il litorale di Pescoluse, a luoghi coperti dai depositi dunali e di spiaggia attuali, oppure si rinvengono ancora sommersi dal mare ("secche di Ugento") o rappresentati da scogli a breve distanza dalla riva. L'età di questi cordoni dunali è riferibile al Pleistocene superiore. Nelle Note Illustrative del Foglio 536 della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, questi depositi costituiscono il Subsistema di Torre San Giovanni, in appoggio su depositi calcarenitici di età tirreniana (Sintema di Mancaversa).



Panoramica del sito



Bibliografia essenziale

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G. (1969) - Oscillazioni terrenarie e oloceniche del livello del mare nel Golfo di Taranto corredate da datazioni col metodo del radio-carbonio. Geol. Appl. Idrogeol., 4, 93-148.

MARTINI B. (1970) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: F° 223 "Capo S. Maria di Lèuca". Serv. Geol. d'It., 1-64.

RICCHETTI G. (2009) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 136, Ugento. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, 102pp.

Longitudine **18,09912** • Latitudine **39,89615** • Ugento (Le)



Panoramica dell'area di cava

La Pietra leccese, di età Burdigaliano (Miocene), è costituita da biomicriti a prevalenti foraminiferi planctonici, e costituisce un'unità litostratigrafica caratteristica della Penisola salentina, dove affiora estesamente da poco a nord del capoluogo fino alla zona di Lèuca. L'area di Lecce, insieme a quella di Cursi-Melpignano è considerata l'area-tipo dell'unità. A differenza dell'area di Cursi, laddove l'estrazione della Pietra leccese costituisce ancora un'attività importante nell'economia locale, le cave presenti nel territorio di Lecce sono in gran parte abbandonate fatta eccezione per alcune cave presenti tra Lecce e Cavallino. Le cave testimoniano un sistema di coltivazione del tipo "a fossa", con ripide pareti sub-verticali ottenute con avanzamento a gradoni. La varietà "leccisu" è stata quella maggiormente utilizzata per la realizzazione dei monumenti barocchi della città di Lecce. Una delle cave più estese e profonde presente nel territorio comunale è Cava Macello, ubicata nella località omonima, alla periferia settentrionale di Lecce. Essa è attualmente abbandonata, e le pareti, che raggiungono i 25 m di altezza, sono costituite interamente dalla litofacies tipica della Pietra leccese, rappresentata da una calcarenite omogenea a grana fine, di colore giallo paglierino,

con fossili sparsi (in prevalenza pettinidi, e subordinatamente echinidi) e frequenti bioturbazioni; solo nei primi 5-6 m il colore è avana-tabacco. Nella parte alta della successione è presente un livello particolarmente marnoso spesso circa 1,5 m, che veniva chiamato dai locali cavautori pietra "saponara". La successione osservabile nella cava costituisce una eccezionale testimonianza della parte basale della Pietra leccese.



Particolare di un taglio di cava con alla base rifiuti



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., FORESI L. M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., SALVATORINI G., F. DONIA. (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord - orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). *Geologica Romana*, 39: 16-29.

MARGIOTTA B. (1994) - Monumenti a vita breve. Quaderni di ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria, 14: 175pp.

MAZZEI R., MARGIOTTA S., FORESI L. M., RIFORGIATO F., SALVATORINI G. (2009) - Biostratigraphy and chronostratigraphy of the Miocene Pietra leccese in the type area of Lecce (Apulia, southern Italy). *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, 48, 129-145.

Longitudine **18,15846** • Latitudine **40,37094** • Lecce



Particolare del contatto tra la facies "piromafo" e quella glauconitica della Pietra leccese

In alcune cave ubicate nei pressi di Zollino, è ben visibile il contatto tra la facies più tipica e quella glauconitica (nota come "piromafo") appartenenti alla Pietra leccese, di età miocenica. Si tratta di esposizioni abbastanza rare in un'area priva di importanti rilievi come quella salentina. In particolare nella cava posta lungo la Zollino - Corigliano subito dopo lo svincolo della Lecce Maglie, nella parte bassa la Pietra leccese è costituita da calcareniti giallastre spesse circa 6 m, caratterizzate dalla presenza di rari noduli glauconitici di colore verdastro, a luoghi concentrati in lenti. A questi depositi, a partire da una superficie erosiva ondulata e irregolare, immergente verso O-SO di circa 40°, segue la facies glauconitica, avente uno spessore variabile da 4 m fino ad un massimo di 6 m. La base di tale livello è caratterizzata da un elevato contenuto di glauconite concentrata in piccole tasche, dove sono presenti anche numerosi noduli fosfatici, sia di natura biogenica che terrigena, di dimensioni variabili dal millimetro a qualche centimetro. I noduli fosfatici, costituiti in prevalenza da gusci mineralizzati di pteropodi, sono allineati ed orientati secondo la direzione di immersione della superficie erosiva. Frequenti sono i fossili con valve a luoghi fosfatizzate; fra

questi si riconoscono in particolare *Amusium sp.*, *Flabellipecten sp.*, *Chlamys sp.*, *Neopycnodonte sp.*, in genere sparsi o concentrati in livelli di spessore decimetrico, anch'essi isorientati rispetto alla superficie erosiva. Meno frequenti sono i gasteropodi (eccezion fatta per gli pteropodi), i frammenti di echinidi, i coralli, i denti di squalo, le ossa di vertebrati nonché grossi anellidi spiralati, concentrati in plaghe. Tra i foraminiferi bentonici si rinvenivano esemplari giganteschi di *Nodosaria sp.* (1-2 cm) e *Lenticulina sp.* Inoltre, 30 cm sopra la base della facies glauconitica si osserva una particolare concentrazione fossilifera (il cosiddetto "livello o linea delle cozze" secondo la locale terminologia dei cavautori) spesso da pochi centimetri ad circa 40 cm.



Bibliografia essenziale

BALENZANO, MARGIOTTA S., MORESI (2002) - Significato di un deposito glauconitico-fosfatico appartenente ad una unità miocenica del Salento (Puglia). *Atti della Soc. Tosc. Di Scienze nat.*, A, 108:7-21.

BALENZANO F., MORESI M., TRIA A., 1994. Significato paleogeografico della glauconite nella "Pietra Leccese" (Calcarenite Miocenica del Salento). *Mineral. petrogr. Acta*, XXXVII: 437-450.

BALENZANO F., MORESI M., TRIA A., 1997. Il substrato precursore del processo di glauconizzazione nella calcarenite miocenica del Salento. *Mineral. petrogr. Acta*, XL: 159 - 175.

Longitudine **18,25561** • Latitudine **40,19630** • Zollino (Le)



Particolare di un tratto del bacino di bonifica di Torre Pali

Il tratto costiero della marina di Salve risulta essere attualmente una delle mete balneari principali della costa ionica, la cui fruizione è resa possibile grazie alla presenza di un sistema di bonifica artificiale costituito da un bacino di forma ellittica collegato a mare da due canali a marea che sfociano in due punti, in corrispondenza della Torre Pali a Nord, e nei pressi della zona *le pescoluse* a Sud. L'intervento di bonifica fu concluso negli anni '50, ma il primo progetto *organico* di bonifica della zona si ebbe nel 1901, quando l'Amministrazione provinciale di Terra d'Otranto commissionò la stesura di un "*progetto di risanamento igienico*", che prevedeva la separazione delle acque alte da quelle basse attraverso la realizzazione di canali allacciati ed il prosciugamento meccanico delle acque palustri attraverso due idrovore, posizionate a Torre Mozza e Torre Pali. A causa degli ingenti costi, il progetto fu abbandonato e per drenare le acque in eccesso presenti in superficie si dovette attendere il 1934, quando si avviò la bonifica integrale di numerosi comprensori palustri mediante lo scavo di bacini e canali. Durante le fasi di bassa marea il flusso idrico sarebbe stato diretto verso mare ed il contrario si sarebbe realizzato nelle fasi di alta marea, con il conseguente

miscelamento di acque dolci e salmastre che avrebbe reso più salubre il comprensorio. Le aree maggiormente depresse inoltre sarebbero state colmate utilizzando i terreni risultanti dallo scavo del bacino. L'assetto geologico dell'area risulta di estrema importanza per la circolazione idrica sotterranea che, a causa della presenza di unità a diverso tipo e grado di permeabilità, si esplica su più livelli; nel più superficiale, costituito dai Depositi Marini Terrazzati, ha sede la falda freatica sostenuta alla base dalle Argille subappennine che alimenta in modo costante le acque dei bacini di espansione e dei canali collettori. Il secondo livello idrico invece, più profondo, ha sede nei calcari cretacei e, in prossimità della superficie, nell'unità della Calcarenite di Gravina. Risulta confinato dalle Argille subappennine, costituendo in questo settore un acquifero in pressione. Negli anziani del luogo è ancora vivo il ricordo della presenza delle estese paludi dell'area che rendevano impossibile la fruizione e la coltivazione della terra e quindi risulta facilmente comprensibile l'importante ruolo svolto dalle opere di bonifica per lo sviluppo antropico e sociale della zona.

Bibliografia essenziale

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) – Carta geologica delle Murge e del Salento. Mem. Soc. Geol. It., 42, Roma.

DE GIORGIO G. (2010) - Il ruolo dei fattori fisici, idrogeologici ed antropici nell'equilibrio ambientale dell'area umida protetta "Litorale di Ugento". Tesi di Dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XXII ciclo.

DE GIORGIO G., BALDASSARRE G. (2009) - Il ruolo dei fattori fisici ed antropici nell'equilibrio ambientale dei bacini di bonifica del litorale di Ugento. Atti del Convegno dell'Ordine dei Geologi della Regione Puglia dal titolo: Penisola salentina: geologia e pericolosità geologiche, 12-13 http://www.salveweb.it/bonifica_paludi.htm

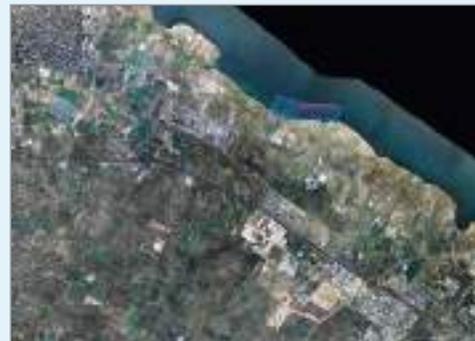
Longitudine **18,22276** • Latitudine **39,83747** • Salve (Le)



La successione affiorante sulla costa con interfaccia pedogenica a vista e la grande superficie a mudcracks

Il sito di Torre Calderino si trova lungo il litorale, a circa metà strada fra Molfetta e Bisceglie, e si raggiunge attraverso la stradina che porta al Lido Nettuno e al vicino residence. Esso si sviluppa per circa un chilometro ed è caratterizzato da un tratto di costa rocciosa alta fino a 5 metri sul livello del mare, ove la Formazione del Calcare di Bari, qui riferibile al Cretaceo inferiore (Aptiano, 110-115Ma). I calcari affioranti sono caratterizzati da una successione di strati laminati, con frequenti discontinuità laterali e spessori variabili compresi fra 20 e 40cm, del tipo calcari a chiancarelle. Nella parte centrale del tratto di costa considerato, a livello del mare, è presente una superficie di circa 40 m² con evidenti strutture poligonali di dimensioni variabili dai 2 ai 10 cm; esse sono un interessante esempio e testimonianza di fenomeni di emersione ed essiccamento delle antiche superfici mesozoiche note, nella terminologia geologica, con il nome di *mudcracks*. Sempre lungo questo tratto di litorale sono presenti alcune *pocket beach*, delle calette ciottolose. Nel tratto più a nord dell'area, in corrispondenza di Lido Nettuno e circa 1 m più in alto rispetto alla superficie a *mudcracks*, affiora una superficie di circa 25 m² interessata da 5 impronte fossili tridattile attribuibili a di-

nosauri Teropodi. Tre di esse appaiono ordinate a formare una piccola pista, le altre sono isolate sulla superficie e, in genere, poco profonde. Misurano singolarmente circa 30 cm e per due di esse il bordo è caratterizzato da evidenti margini di espulsione. Le rimanenti impronte si presentano parzialmente degradate dai fenomeni di corrosione marina. Nella prospiciente area sommersa, per gli appassionati di *snorkeling*, lo spessore del deposito ciottoloso si riduce rapidamente e, verso il largo, la roccia calcarea è ricoperta da sedimenti sabbiosi su cui ha attecchito una prateria di posidonia tutelata da vincolo. Sempre nell'area antistante Torre Calderino, si segnala l'esecuzione del progetto MOMART, che ha la finalità di realizzare un museo subacqueo di arte moderna. Nell'area sono presenti testimonianze storiche di età differenti e si possono osservare: possenti muri a secco, la torre di avvistamento medioevale che dà il nome alla località, e alcuni ruderi di casematte risalenti al secondo conflitto mondiale.



Bibliografia essenziale

RAGNO T., (2004) Giù le mani dall'oasi, Perché il Tar Puglia ha salvato l'oasi Torre Calderina di Molfetta-Bisceglie. Tutta la verità su uno scempio evitato. Conferenza Stampa: Molfetta, 24 aprile 2004 Ufficio Stampa Legambiente <http://www.legambientemolfetta.it/index.php/vertenze/oasi-di-protezione-torre-calderina?start=4>

MASTANTUON A. (2004), Un'oasi a due ruote, Cronaca di una passeggiata nel futuro possibile del tratto di costa tra Molfetta e Bisceglie Molfetta, Giugno 2004, Ufficio Stampa Circolo Legambiente di Molfetta - <http://www.legambientemolfetta.it/index.php/vertenze/oasi-di-protezione-torre-calderina?start=4>

Longitudine **16,55053** • Latitudine **41,22794** • Molfetta (Ba)

CGPo141 I CALCARI A RUDISTE E I CORALLI DELLA STRADA DEI COLLI



Livello bioturbato caratterizzato da tracce fossili (*Thalassinoides* e *Skolithos*)

Lungo le trincee stradali di Strada dei Colli ad Ostuni è possibile osservare i caratteri stratigrafici, sedimentologici e paleontologici di una successione spessa circa 100 m di calcari a rudiste e coralli appartenente alla formazione del Calcarea di Ostuni. Dalla base è possibile osservare i seguenti intervalli stratigrafici: a) 20 m di banchi bioclastici massivi in cui si distinguono due livelli a coralli con morfotipi ramificati spessi rispettivamente 1 m e 3 m. Si riconoscono inoltre frammenti di rudiste, alghe calcaree e foraminiferi bentonici, oltre a numerosi modelli interni di gasteropodi, piccoli individui di *Hippurites nabresiniensis* e di *Pycnodonte vescicularis*; b) 15 m di calcari a rudiste in banchi delimitati al top da una superficie di erosione. Si osservano inoltre frammenti di coralli, echinodermi e rari foraminiferi bentonici e planctonici; c) 5 m di biocalciruditi e biocalcareniti ben cementate che presentano abbondanti tracce fossili concentrate in due livelli: il primo a *Thalassinoides*, il secondo a *Thalassinoides* e *Skolithos*; d) 10 m di calcari a rudiste in cui si osserva un livello a *Hippurites nabresiniensis* con individui in posizione di vita; e) 40 m di biocalcareniti e biocalciruditi a rudiste in banchi in cui si osservano due distinti livelli di hardground. La fauna associata a questo in-

tervallo stratigrafico è costituita da piccole colonie di coralli e di rudiste; inoltre si osservano tracce fossili tipo *Planolites*, oltre a frammenti di macrofossili micritizzati e di microfossili. Le associazioni macro e microfossili suggeriscono una attribuzione ad ambienti marini aperti di piattaforma esterna. La presenza di tracce fossili con icnogeni quali *Thalassinoides* e *Skolithos* suggerisce tassi di sedimentazione bassi. L'età della successione è riferibile al Campaniano superiore-Maastrichtiano. La Strada dei Colli ha una notevole importanza naturalistica-paesaggistica poiché attraversa un'area con un basso tasso di urbanizzazione in cui è ancora possibile osservare porzioni quasi incontaminate di macchia mediterranea. La strada conduce inoltre ad importanti ipogei quali quello di Sant'Oronzo e di San Biagio che hanno una notevole importanza storica. La strada costeggia inoltre tratti della scarpata delle Murge e permette di godere di un suggestivo paesaggio che comprende un ampio settore della piana degli ulivi secolari e parte della piana costiera compresa tra Torre Canne e Villanova.

Bibliografia essenziale

- LAVIANO A. (1984) – Preliminary observations on the Upper Cretaceous coral-rudist facies of Ostuni (southeastern Murge, Apulia). Riv. It. Paleont. Strat., 90(2): 177-204.
- LAVIANO A. (1985) – Paleontological description on some Rudists from the Upper Cretaceous of Ostuni (south-eastern Murge, Apulia). Riv. It. Pal. Strat., 91: 321-356.
- LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) – Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paléoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2): 95-136.

Longitudine **17,55678** • Latitudine **17,55678** • Ostuni (Br)

CGPo144 LA GRANDE SCARPATA DI NORD-EST DELLE MURGE



Versante adriatico delle Murge. Vista della scarpata da Nord-Est nell'area di Ostuni

Il versante adriatico delle Murge è rappresentato da una scarpata che si eleva, gradualmente da Ovest verso Est, fino a 300 metri sulla piana costiera. Può essere seguita per 40 km, ma il tratto tra i comuni di Fasano e Ostuni è quello che spicca maggiormente nel paesaggio per la sua elevazione. Le Murge costituiscono un alto strutturale (*horst*, allungato NO-SE), delimitato dalle depressioni tarantinobrinidina, dell'Ofanto e della Soglia Messapica. Tale struttura è l'eredità delle fasi di deformazione della crosta terrestre legate al sollevamento e migrazione della catena appenninica; l'origine dei suoi margini sono delle faglie *diritte* con notevoli rigetti verticali (centinaia di metri). La grande scarpata di Nord-Est (come quella di Sud-Ovest, CGPo436) interessa unicamente i calcari cretacei, ed è il prodotto di un'evoluzione che dall'originario piano di faglia mediante fenomeni erosivi, ha portato allo stato attuale con arretramento verso SO e riduzione della pendenza. Rispetto all'altra, questa appare più articolata per via dell'intersezione con tratti di faglie secondarie a diversa orientazione; nei pressi di Fasano interseca la faglia principale che determina l'esistenza del Canale di Pirro (CGPo145). La scarpata è incisa da valli che hanno alimentazione da bacini nell'altopiano sommitale. Alla base della scarpata, al raccordo con la sottostante piana, si osservano anche

corpi di piccole dimensioni di antiche conoidi alluvionali. L'età del processo genetico che ha prodotto questa scarpata di *linea faglia*, è assegnata al Pliocene medio-superiore, età della strutturazione del sistema catena appenninica-avampaese apulo. La *duna fossile* presente nei pressi del Monte San Biagio (CGPo143) confermerebbe tale ipotesi, in quanto testimonianza della massima espansione del mare del Pleistocene inferiore sulla scarpata di faglia già formata. In un'altra ipotesi, questa e simili strutture esisterebbero già a partire dal Cretaceo, riattivandosi poi nel Neogene, durante l'evoluzione tettonica del sistema Appennino meridionale- Avampaese apulo; la faglia correlata alla scarpata avrebbe un'attività legata alla grande faglia (trascorrente destra) del Canale di Pirro. La formazione di questa *grande* (per altezza e lunghezza) *scarpata* ha nettamente diversificato le evoluzioni morfologiche dell'altopiano delle Murge e della piana costiera adriatica; quest'ultima, a differenza del primo, ha subito nel corso del Quaternario più fasi di ingressione e regressione marina che hanno obliterato gran parte delle forme carsiche epigee producendo, nel contempo, la formazione di più ordini di superfici terrazzate, oltre ad un reticolo idrografico di tipo esoreico.

Bibliografia essenziale

- CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) – Note alla carta geologica delle Murge e del Salento. (Puglia Centromeridionale). Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 449-460.
- FESTA V. (2003) – Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian foreland, southern Italy). Eclogae geologicae Helveticae, 96: 11-22.
- IANNONE A., PIERI P. (1982) – Caratteri neotettonici delle Murge. Geologia Applicata e Idrogeologia, 17: 147-159.
- RICCHETTI G., CIARANI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F., PIERI P. (1988) – Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 57-82.

Longitudine **17,44688** • Latitudine **40,76842** • Cistermino (Br), Fasano (Br), Ostuni (Br)



Panoramica verso Sud dell'ampia depressione tettono-carsica del Canale di Pirro

Il canale di Pirro è situato nelle Murge sud-orientali, a pochi chilometri dalla costa adriatica, grosso modo tra Putignano e Fasano. Con un'area di circa 30 km² costituisce, insieme al Pantano di Sant'Egidio (Gargano, CGPoo28), un notevole elemento strutturale tettono-carsico del territorio pugliese, caratterizzandone la geografia. Il Canale è orientato ONO-ESE per una lunghezza di circa 12 km, e ricade in sei comuni tra le provincie di Bari e Brindisi. Il territorio in esso compreso ha elevazione media di circa 300 m s.l.m., ha ampiezza variabile tra 500 e 1.500 m, e presenta versanti piuttosto acclivi su entrambi i lati. Dal punto di vista geologico-strutturale il Canale è la porzione orientale del *Graben* delle Murge alte, che si sviluppa per oltre 100 km a partire dalla valle dell'Ofanto, e risulta generalmente compreso tra due importanti faglie dirette. È uno degli elementi morfologici che permettono di separare le Murge alte dalle Murge basse. Pertanto, il suo rilievo nel patrimonio geologico regionale è dovuto anche alla sua valenza geografica, in concorso con gli elementi geomorfologici e idrogeologici. Il Canale presenta le caratteristiche di un *polje* le cui forme sono condizionate dalle strutture tettoniche. È un bacino endoreico, chiuso, nel cui fondo si distinguono due zone, poste

a quote diverse e separate da una sella morfologica. Entrambi le aree sono state parzialmente riempite da terra rossa e da depositi alluvionali e residuali che raggiungono lo spessore di alcuni metri. Numerosi inghiottitoi sono presenti in differenti punti all'interno del *polje* e funzionano da aree di recapito del drenaggio superficiale, ma solo alcuni hanno un accesso ben definito ed esplorabile, risultando pertanto censiti nel catasto speleologico (catasto.fspuglia.it). La presenza di significativi spessori di terra rossa rende impermeabile il *polje* per cui, durante gli eventi meteorici eccezionali, non è raro assistere alla formazione di laghi effimeri e di estesi allagamenti che rendono il Canale di Pirro una delle aree a maggiore pericolosità idrogeologica delle Murge. Per questa ragione gli inghiottitoi sono interrati, ostruiti da materiale fluitato e depositi alluvionali attuali; il più importante di essi, il Gravaglione, è interamente modellato nei depositi del fondo del *polje* (CGPoo69). Sono censite 5 cavità carsiche sul fondo della depressione, all'interno del perimetro del sito, e ben 9 nelle vicinanze, lungo i suoi versanti e le brevi valli tributarie, la maggior parte delle quali hanno andamento orizzontale. L'intensità dei processi carsici ipogei è dimostrata dall'estensione dei percorsi ipogei della Grave di Masseria Rotolo (PU_355), che infatti risulta il più profondo abisso della Puglia, con profondità (circa 305 metri) all'incirca pari alla Grava di Campolato sul Gargano, e poco inferiore al "record" della Grave di Ferratella (v. CGPo438) inaccessibile attualmente.

Bibliografia essenziale

- FESTA V. (2003) – Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian foreland, southern Italy). *Eclogae geol. Helv.*, 96: 11-22.
 IANNONE A., PIERI P. (1982) – Caratteri neotettonici delle Murge. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 17: 147-159.
 PARISE M. (2006) – Geomorphology of the Canale di Pirro karst *Polje* (Apulia, southern Italy). *Z. Geomorph. N.F.*, 147: 143-158.

Longitudine **17,26047** • Latitudine **40,82032** • Monopoli (Ba)



Terzo orizzonte a slump: set di strati piegati a formare una piega rovesciata con fianchi non paralleli

Le strutture studiate affiorano lungo un taglio stradale al km 3,5 della strada provinciale che collega Ceglie messapica a Villa Castelli in località Donna Lucrezia, in una successione spessa 12,5 m, appartenente alla porzione superiore del Calcarea di Altamura di età Maastrichtiano inferiore. Si tratta di calcari stratificati contenenti tre orizzonti con strutture deformative sinsedimentarie interpretate come *slumps*. La parte inferiore della successione è spessa 3 m ed è costituita da calcari con frammenti di rudiste e foraminiferi bentonici. La parte intermedia e superiore della successione, spessa circa 9,5 m, è formata da calcari micritici con foraminiferi bentonici e ostracodi e da laminiti microbialitiche con strutture da disseccamento e intraclasti micritici. Nel complesso quindi, le litofacies sono state interpretate come formate in ambienti di piattaforma interna con energia delle acque variabile da bassa a moderata. I tre orizzonti a *slumps* si rinvengono unicamente nella porzione intermedia e superiore della successione e sono delimitati alla base da chiare superfici di scollamento. Il primo orizzonte è spesso circa 2 m ed è costituito da strati formanti una piega coricata con fianchi sub-paralleli. Il secondo orizzonte è spesso 1,5 m ed è costituito da due pie-

ghe asimmetriche delimitate lungo il fianco più corto da faglie inverse con rigetti che tendono ad aumentare dal basso verso l'alto. L'ultimo orizzonte è costituito da strati formanti una piega rovesciata con fianchi non paralleli. Il meccanismo d'innescio degli *slumps* descritti è stato identificato in tre distinti eventi sismici occorsi durante il Maastrichtiano inferiore. I differenti gradi di deformazione osservati sono imputabili a differenti condizioni di predeformazione (differente grado di litificazione, differente contenuto d'acqua ecc.) o a variazioni nell'angolo di inclinazione del paleo-pendio. Secondo Spalluto *et al.* (2007), gli shock sismici avrebbero determinato una brusca diminuzione della resistenza al taglio dei sedimenti carbonatici non ancora litificati ed il loro scivolamento lungo pendii poco acclivi (anche meno di 1°). L'importanza di questo sito sta nella testimonianza di attività tettonica verificatasi nel Cretaceo superiore in corrispondenza del margine orientale della Piattaforma Apula, e in grado di sviluppare eventi sismici con epicentri poco distanti dal sito in esame e di intensità tale da poter generare strutture deformative con le caratteristiche su descritte.



Bibliografia essenziale

- RICCHETTI G., LUPERTO SINNI E. (1979) – Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche preliminari sugli strati con Raadshoovenia salentina e Murciella cuvillieri delle Murge e della penisola salentina. *Studi geologici e morfologici sulla regione pugliese*, 6, 26 pp.
 SPALLUTO L., MORETTI M., FESTA V., TROPEANO M. (2007) – Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary geology*, 196, 81-98.

Longitudine **17,50279** • Latitudine **40,61256** • Ceglie Messapica (Br)



Aspetto caotico e massivo delle rocce formanti uno dei fronti della cava Melpignano

Tra i comuni di Ostuni e Carovigno, in località Grottone, si rinven-
gono alcune cave famose per l'estrazione di una pregiata varietà
di pietra ornamentale nota localmente come "Pietra Gentile".
Questa pietra, attribuita alla formazione del Calcare di Caranna,
è stata utilizzata nel territorio pugliese per le sue peculiari car-
atteristiche petrografiche e per la facilità ad essere scolpita e
lavorata. In particolare, la successione affiorante nella Cava
Melpignano è costituita da calciruditi e calcareniti con intercala-
zioni di megabrecce e di calcareniti fini e calcilutiti. Le megabrec-
ce formano depositi caotici, rappresentati da calcari organogeni
a rudiste, da calciruditi e da calcari micritici. La dimensione media
dei blocchi è di 1 m³, e raggiunge i 4/5 m³. La matrice dei blocchi
è calcarenitica e riempie tutti gli spazi intergranulari. Secondo
il modello sull'evoluzione stratigrafica e tettonica proposto
da Pieri e Laviano (1989) per il settore ostunese delle Murge, le
megabrecce indicherebbero un diretto rapporto con l'area mar-
ginale di una piattaforma carbonatica dal cui smantellamento
deriverebbe il materiale detritico, rappresentato da calcari or-
ganogeni a rudiste della Formazione del Calcare di Ostuni (cfr.
scheda CGP140). La caoticità e la dimensione dei blocchi è dov-
-

ta al trasporto degli stessi all'interno di canali con meccanismi
di trasporto in massa (*debris flow*) e al successivo accumulo in
massa nei settori più prossimi dell'ambiente di scarpata. Sulle
megabrecce si rinvencono calcareniti fini e calcilutiti a forami-
feri planctonici, regolarmente stratificati in strati spessi 30/40
cm, con intercalazioni di strati o banchi di calciruditi gradate.
Secondo Pieri e Laviano (1989) tali depositi sono interpretabili
come prodotti emipelagici da decantazione di fanghi calcarei, e
sarebbero riconducibili ad un'area deposizionale corrispondente
alla parte più distale della scarpata, al limite dell'area di bacino.
Il sito di Cava Melpignano è l'unico punto in tutte le Murge in cui
è possibile osservare le facies che testimoniano la transizione
da un'area di piattaforma ad una di bacino durante il Cretaceo
superiore fornendo importanti informazioni per la ricostruzio-
ne paleogeografica e paleotettonica del settore murgiano della
Piattaforma Apula. Il sito è situato all'interno della piana degli
ulivi secolari, è inserito in un contesto a bassa urbanizzazione
e può essere un buon punto di partenza per eventuali itinerari
escursionistici in mountain bike o a cavallo lungo vie e sentieri
che conducono verso la piana costiera e il villaggio di Villanova.

Bibliografia essenziale

- GUARNIERI G., LAVIANO A., PIERI P. (1990) – the second international
conference on rudist, rome and bari 1/7 October 1990. Guide book, 49 pp.
LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) - Le Crétacé supérieur des
Murgues sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des
paleoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2):
95-136.
PIERI P., LAVIANO A. (1989) – Tettonica e sedimentazioni dei depositi
senoniani delle Murge sud-orientali (Ostuni). Boll. Soc. Geol. It., 108, 351-
356.
TUCCI P., MORBIDELLI P. (2004) – Apulian marbles of the Ostuni district
(south-eastern Murge, Apulia, Italy). Identification and characterization of
ancient quarries for archaeometric purposes. Period. Mineral., 73: 127-140.

Longitudine **17,62135** • Latitudine **40,73216** • Ostuni (Br)



Contatto stratigrafico trasgressivo marcato da discordanza angolare tra Calcarene di Gravina e Calcare di Bari

Lungo la trincea stradale realizzata in corrispondenza del rac-
cordo autostradale E55 nei pressi di C. Massaro in sinistra oro-
grafica del Torrente Lamasinata è possibile osservare il contatto
stratigrafico trasgressivo della Calcarene di Gravina sul Calcare
di Bari. Il contatto è rappresentato da una superficie di abra-
sione marina frequentemente marcata da intensa bioerosione,
interpretata come una superficie levigata dall'azione del mare di
lungo periodo e più genericamente come una superficie di tra-
sgressione diacrona a livello regionale. Il contatto trasgressivo è
inoltre messo in evidenza da una discordanza angolare fra i cal-
cari del Cretaceo inferiore, inclinati, e le sovrastanti calcareniti
plioleoceniche in assetto sub-orizzontale. Il netto contrasto
litologico tra i sottostanti calcari micritici e i sovrastanti depositi
calcarenitici e calciruditi è messo in risalto anche dal diverso
colore, dalle diverse caratteristiche tessiturali e dal diverso grado
di cementazione. In particolare, la Calcarene di Gravina è spes-
sa pochi metri ed è costituita da strati e banchi di calcareniti e
calciruditi bioclastiche e di calcari organogeni ad alghe calcaree,
scarsamente cementati e porosi. La stratificazione, generalmen-
te mal distinta, è messa in risalto da rare superfici di erosione o

da orizzonti costituiti da concentrazioni di macrofossili (bivalvi,
echinidi, alghe calcaree). Le strutture sedimentarie di origine
idrocinamica sono scarse, anche a causa dell'intensa bioturba-
zione. I caratteri osservati permettono di attribuire questa
successione ad un sistema carbonatico di mare sottile; poiché
i sedimenti, già di ambiente francamente marino, risultano
preservati al di sopra di una superficie di abrasione bioerosa in
ambiente marino, Tropeano e Sabato (2000) hanno suggerito,
a livello regionale, che la trasgressione possa aver cancellato
tutte le testimonianze del lungo periodo di emersione dal tetto
del substrato cretaceo, tranne che nelle paleodepressioni mor-
fologiche. La successione affiorante è attribuibile ad ambienti
di mare aperto dove anche la porzione bioclastica (prodottasi
in posto e/o proveniente da zone del sistema più prossime)
era soggetta al moto ondoso solo durante eventi eccezionali.
Questo spiega l'intensa bioturbazione presente e la sporadica
presenza di superfici di strato.

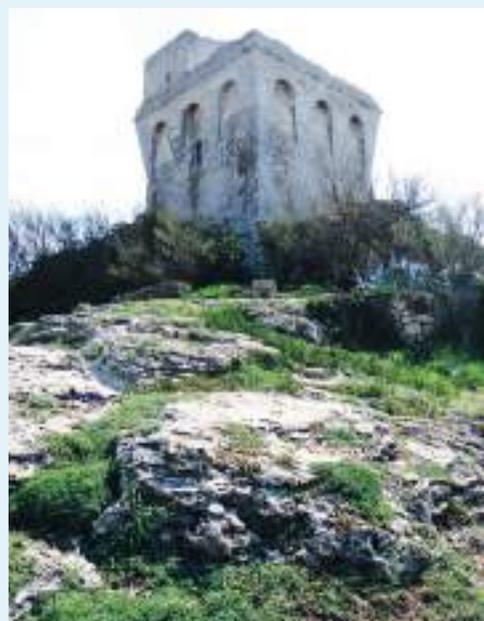
Bibliografia essenziale

- PIERI P. (1975) – Geologia della città di Bari. Mem. Soc. Geol. It., 14: 379-407.
PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI
G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012)
– Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio
438 "Bari", 105 pp.
SABATO L., TROPEANO M., SPALLUTO L., PIERI P. (2010) – Il Nuovo Foglio
Geologico 438 "Bari" in scala 1: 50.000 un importante contributo per
la conoscenza geologica dell'area metropolitana di Bari. Geologia
dell'Ambiente, 4:
SPALLUTO L., PIERI P., SABATO L., TROPEANO M. (2010) – Nuovi dati stratigrafici
e cartografici delle unità quaternarie del Foglio 438 "Bari" (Puglia – Italia
meridionale). Il Quaternario, 23(1): 3-14.
TROPEANO M., SABATO L. (2000) – Response of Plio-Pleistocene mixed
bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate systems to forced
regressions: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia, SE Italy. In: Hunt
D., Gawthorpe R. L. (eds) Sedimentary Responses to Forced Regressions.
Geological Society of London, Spec. Publ., 72: 217-243.

Longitudine **16,82095** • Latitudine **41,09589** • Bari



CGPo16o **IL CORDONE DUNARE POLIFASICO DI TORRE SABEA**



Torre Sabea è stata costruita nella seconda metà del XVI secolo sulla cresta del cordone dunare di età tirreniana

Il sito insiste lungo la costa ionica della Penisola salentina, pochi chilometri a nord di Gallipoli, dominato dalla presenza di Torre Sabea, una delle numerose torri di avvistamento costruite alla fine del XVI secolo lungo il perimetro costiero dell'Italia meridionale per contrastare le incursioni piratesche. Torre Sabea è stata costruita sulla parte più alta di un cordone dunare a circa 6 m di quota, sviluppatosi probabilmente durante il primo stazionamento del livello del mare dell'ultimo periodo interglaciale verificatosi 125 mila anni fa. Il cordone è ben cementato e contraddistinto da stratificazione incrociata ad alto angolo. Su questi sedimenti è intagliata una superficie di abrasione posta alla



Resti fossili di gasteropodi polmonati

quota di 2 m circa e riferita al più recente degli stazionamenti del livello del mare verificatesi durante l'ultimo periodo interglaciale (circa 80 mila anni fa). A questo è addossato un cordone dunare debolmente cementato marcato dalla caratteristica stratificazione obliqua a vario angolo e contenente numerosi resti di *Helix* sp., attribuito con datazioni C¹⁴ ad una fase di generazione di depositi eolici avvenuta circa 6.000 anni fa lungo tutte le coste della Puglia meridionale. La formazione di questi cordoni dunari fu probabilmente promosso da uno stazionamento del livello del mare verificatosi nell'Olocene medio, un periodo caratterizzato dalle condizioni climatiche più umide e più calde degli ultimi 10 mila anni (Optimum Climatico). Non è un caso che cordoni dunari fossili dell'Olocene medio siano diffusi in molte regioni appartenenti a differenti zone climatiche come, ad esempio, Inghilterra e Spagna. Il luogo si presenta molto suggestivo per la presenza della torre e per la possibilità di osservare il paesaggio costiero compreso tra Gallipoli e Porto Cesareo.

Bibliografia essenziale

DAI PRA G., HEARTY P.J. (1989) – Variazioni del livello del mare sulla costa ionica salentina durante l'Olocene. Epimerizzazione dell'isoleucina in *Helix* sp.. Mem. Soc. Geol. It., 42, 311-320.

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1992) – THE AGE AND STRATIGRAPHY OF MIDDLE PLEISTOCENE AND YOUNGER deposits along the Gulf of Taranto (southern Italy). Journal of Coastal Research, 8(4), 82-105.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). Sedimentary Geology, 150, 139-152.

PALMENTOLA G., LAZZARI M. (2005) – Proposal for a thematic itinerary on geomorphological sites along the western coast of the Salento peninsula, southern Italy. Il Quaternario, 18(1), 115-123.

Longitudine **18,00836** • Latitudine **40,08041** • Gallipoli (Le)

CGPo164 **IL RETICOLO ENDOREICO DEL CANALE ASSO**



Il Canale Asso in corrispondenza di Masseria Doganieri descrive degli ampi meandri

Il sito è ubicato in prossimità di Masseria Doganieri, nel territorio amministrativo del comune di Galatone. Qui è possibile osservare i meandri incassati prodotti nel corso del Pleistocene superiore dal Canale dell'Asso, il corso d'acqua endoreico più importante della penisola salentina. Il bacino idrografico del Canale Asso mostra forma allungata in direzione SE-NO estendendosi su una superficie di 214 kmq. Nel bacino ricadono in parte i territori dei comuni di Collepasso, Aradeo, Seclì, Neviano, Galatone, Nardò, Cutrofiano, Sogliano Cavour, Galatina, Noha. Esso confina ad E con i bacini del Canale Piscopio, Canale Lama e del Fosso La Castagna. A SE è bordato da una vasta area a deflusso centripeto, coincidente con il basso tettonico di Supersano-Ruffano. A O del bacino è una superficie di origine complessa, modellata sui calcari del Cretaceo, priva di una rete idrografica organizzata mentre sono presenti lembi della superficie carsica di età paleogenica. Su di un lembo molto esteso di questa superficie, in corrispondenza della Serra di Collemeto, corre il limite settentrionale del bacino. Il reticolo del Canale Asso drena una superficie depressa compresa tra gli alti morfologico-strutturali della Serra di S. Eleuterio, Serra degli Angeli e Serra di Collemeto. Il reticolo è suddiviso da monte verso valle in tre tratti separati dalla congiungente i centri abitati di Aradeo e Sogliano Cavour e dalla Strada Statale 101:

a) Il primo tratto, quello altimetricamente più elevato, è composto

da cinque canali che si sviluppano sui sedimenti del Pleistocene medio. I canali sono denominati da E a O: Mesciano-Colaturo, Sirgole, e di Casale Sambati, Raschione, della Ruga, tutti ben incisi, con scarpate alte sino a 10 metri, e andamento circa parallelo con orientamento SSE-NNO. Il Canale Sirgole, in particolare, termina in corrispondenza dell'inghiottitoio carsico denominato Vora Marsellona, a SO di Noha. Le sue acque alimentano la rete idrografica dell'Asso solo in occasioni di eventi di piena con superamento della capacità di infiltrazione della Vora Marsellona e la conseguente tracimazione nel Canale Asso.

b) Il secondo tratto riceve all'altezza della SS101, in località Tafuri, lo scarico delle acque reflue del depuratore di Galatone. Più a valle nell'asta principale si immette il Canale Carmene che raccoglie le acque meteoriche provenienti dal territorio comunale di Galatone. A valle della confluenza, in contrada Tre Fornelli, il Canale Asso riceve le acque di depurazione dell'impianto SISRI di Nardò. Superata la contrada Tre Fornelli, l'asta principale attraversa il centro abitato di Nardò. Il tratto urbano del Canale Asso, compreso tra il ponte ferroviario e la provinciale Nardò-Leverano, ha una sezione rettangolare ed è rivestito in calcestruzzo. Prima di abbandonare la periferia orientale di Nardò, l'Asso riceve le acque reflue dell'impianto di depurazione di Copertino.

c) L'ultimo tratto del Canale Asso è costituito dal Canale Paduli che ha una sezione trasversale di forma trapezoidale, rivestita in calcestruzzo per due terzi della sua lunghezza. Esso scorre parallelamente alla provinciale Nardò-Leverano e si immette in una depressione segnata da numerosi inghiottitoi carsici per terminare in un inghiottitoio carsico detto Vora Colucce, in località Parlatano, spesso allagato. Le acque di troppo pieno sono smaltite da uno scolmatore a mare che intercetta il Canale Asso alla uscita dall'abitato di Nardò.

Bibliografia essenziale

SANSÒ P., SELLERI G., VITALEA. (2008) - Studio della dinamica geomorfologica nelle aree endoreiche della Provincia di Lecce. Amministrazione Provinciale di Lecce.

Longitudine **18,09714** • Latitudine **40,16373** • Galatone (Le)



CGPo165 LA SCARPATA DI FAGLIA DELLA MADONNA DELLA SERRA



Esteso sedipiano pleistocenico osservabile dalla Chiesa della Madonna della Serra

Il sito panoramico è posto in corrispondenza della Chiesa della Madonna della Serra, sul ciglio della scarpata di faglia di Supersano. La Chiesa della Madonna della Serra, potrebbe risalire al XVI secolo; presumibilmente alla fine del XV secolo fu costruita la Torre della Madonna della Serra, edificio storico costruito dagli Aragonesi parte del sistema di avvistamento realizzato dopo l'assedio e la distruzione di Otranto del 1480. Da questo punto è possibile osservare un vasto pianoro a circa 110 m di quota, interamente ammantato da uliveti secolari, corrispondente all'area del Bosco Belvedere. L'area endoreica è racchiusa ad ovest ed a est tra due strette dorsali delimitate da scarpate di faglia degradate: la Serra di Supersano ad ovest e la Serra di Nociglia ad est. Le Serre sono delle dorsali allungate in direzione NNO-SSE, con profilo normalmente asimmetrico e sommità piatta di origine strutturale. Tra i due rilievi bordieri affiorano estesamente rocce marnose, marnoso-calcaree e calcaree riferite a più cicli sedimentari infrapleistocenici. La Serra di Supersano corrisponde ad un alto morfostrutturale, con quota intorno ai 150 m, ed è uno degli elementi caratteristici del paesaggio del Salento meridionale. Essa è modellata nella parte più bassa nei depositi calca-

renitici del Pleistocene inferiore, fortemente tettonizzati, mentre nella parte più alta affiorano i calcari del Mesozoico. Dalla Chiesa della Madonna della Serra è ben visibile parte del bacino sud-occidentale, compreso grossomodo fra gli abitati di Ruffano e Supersano e allungato ai piedi della Serra. Esso è inciso da alcuni brevi solchi fluviali tributari di quattro inghiottitoi carsici che si aprono nei pressi di Supersano, al piede della scarpata di faglia. Gli inghiottitoi si sviluppano in un lembo di calcareniti del Pleistocene inferiore sollevato per effetto della faglia. Il fianco orientale della Serra, molto acclive, è oggi ricoperto da una rigogliosa vegetazione, costituita principalmente da Pino d'Aleppo ed Eucalipto rossastro, impiantata negli anni '30 del secolo scorso. Un suggestivo sentiero pedonale inizia dalla Chiesa della Madonna della Serra e permette di scendere lungo la scarpata di faglia per giungere nei pressi del cimitero di Ruffano.

Bibliografia essenziale

GENNAIO R., DE SANTIS B., MEDAGLI P. (2000) – Alberi monumentali del Salento. Congedo ed., Galatina.

PALMENTOLA G. (1987) - Geological and geomorphological outlines of the Salento leccese region (Southern Italy). - Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 11, 7-23, Lecce.

SANSÒ P., SELLERI G. (2004) – Il paesaggio fisico del Bosco Belvedere. In: Paul Arthur & Valeria Melissano (a cura di), Supersano, un paesaggio antico del basso Salento. Congedo ed., Galatina.

SELLERI, G., SANSÒ, P., WALSH, N. (2002) - The contact karst landscape of Salento peninsula (Apulia, southern Italy). - In: Evolution of Karst from prekarst to cessation, 275-281, Postojna.

Longitudine **18,23498** • Latitudine **40,00188** • Ruffano (Le)

CGPo166 LA VALLE MORTA



La valle morta di Scorrano vista da oriente

Il sito è ubicato poco a SO del centro abitato di Scorrano, in corrispondenza di un incrocio tra strade vicinali asfaltate, in un tipico paesaggio agrario del Salento meridionale caratterizzato da piccoli appezzamenti definiti da bassi muretti a secco. Qui è possibile osservare per un breve tratto una piccola incisione rettilinea caratterizzata da andamento rettilineo e sezione trasversale a scatola, approfondita poco meno di un paio di metri nel locale substrato. Quest'ultimo appare costituito da calcareniti del Pleistocene inferiore, marcate da un ben evidente clinostratificazione immergente verso ovest. Il fondo della valle appare colmato da depositi colluviali. La valle morta è parte di un reticolo idrografico endoreico sviluppatosi nell'area del Bosco Belvedere (cfr CGPo169). Qui le particolari caratteristiche stratigrafiche hanno permesso lo sviluppo di un paesaggio prodotto da carsismo di contatto dovuto alla sovrapposizione di rocce non carsificabili e rocce permeabili e carsificabili. Le prime sono rappresentate dalle sabbie quarzose-micacee del Pleistocene medio, le seconde dalle calcareniti clinostratificate del Pleistocene inferiore. La struttura geologica favorisce l'afflusso di acque allogenicche nelle aree depresse marginali. Il basculamento verso NE dell'intera penisola

salentina ed i probabili sollevamenti locali hanno condizionato le direzioni di deflusso delle acque determinando il maggiore sviluppo dei corsi d'acqua diretti verso nord, lungo le direzioni dei principali allineamenti tettonici regionali. L'evoluzione del reticolo idrografico è stata controllata anche dalla evoluzione delle forme carsiche ipogee ed epigee tanto che, tra Scorrano e Cutrofiano, più doline da crollo ne interrompono la continuità originaria. La loro genesi è connessa alle caratteristiche litostutturali della successione del Pleistocene inferiore e ad afflussi concentrati di acque di infiltrazione. Il contatto tra i limi e le sabbie calcaree della parte bassa della successione e le sovrastanti calcareniti tenaci e porose favorisce la speleogenesi. Le cavità si evolvono conservando al tetto le calcareniti e si ampliano, parallelamente alla superficie di contatto, nel sottostante litotipo; l'aumento di volume della cavità e l'intersezione tra superfici di stratificazione e di fratturazione sono le principali cause predisponenti il crollo della volta dei vuoti ipogei. Lo sviluppo di una dolina da crollo ha determinato la cattura del corso d'acqua e lo sviluppo della valle morta. Questo fenomeno è indicato "Legge della retrocessione degli inghiottitoi carsici". Il tratto del reticolo idrografico a valle è divenuto relitto anche se il sistema può riattivarsi con le precipitazioni più intense quando le portate superano la capacità di infiltrazione della dolina. Nell'area sono inoltre visibili dei campi carreggiati ben sviluppati lungo le testate di strato delle calcareniti clinostratificate del Pleistocene inferiore e il fianco occidentale della stretta e poco rilevata Serra di Scorrano-Nociglia.

Bibliografia essenziale

SANSÒ P., MARGIOTTA S., MASTRONUZZI G., VITALE A. (2015) – The geological heritage of Salento leccese area (Apulia, southern Italy). Geoheritage, 7, 85-101.

Longitudine **18,29850** • Latitudine **40,07277** • Scorrano (Le)



CGPo169 LA DOLINA DI COPERTURA DI BOSCO BELVEDERE



Vista panoramica delle dolina di copertura di Località Belvedere (lato settentrionale)

Il sito è ad est del centro abitato di Supersano, poco distante dalla strada provinciale Scorrano – Supersano, nell'area denominata Bosco Belvedere. Il toponimo deriva dalla foresta di querce caducifoglie esistente fino alla fine dell'800, oggi testimoniata dalla presenza di esemplari monumentali sfuggiti alla distruzione: quercia Dalechamp, quercia Virgiliana, Castagno e Farnetto. Il Bosco insiste sul tratto meridionale della vasta area endoreica tra i centri abitati di Castiglione d'Otranto e Specchia a sud, e di Guagnano e San Donaci a nord. L'area è compresa tra due dorsali allungate in direzione NNO-SSE, delimitate da scarpate di faglia degradate (Serra di Supersano ad ovest e Serra di Nociglia ad est). Tra i rilievi bordieri affiorano rocce marnose, marnoso-calcaree e calcaree riferite a più cicli sedimentari infrapleistocenici. I depositi del Pleistocene inferiore sono costituiti da calcareniti in eteropia con marne argillose di colore grigio-azzurro. Le calcareniti affiorano estesamente nei settori più esterni dell'area endoreica mentre le marne caratterizzano i settori più interni. Segue un'unità litostratigrafica riferibile al Pleistocene medio, sede di una importante falda superficiale, costituita da limi quarzoso-micacei passanti verso l'alto ad arenarie ben cementate, avente

uno spessore massimo di circa 20 m. I limi affiorano in corrispondenza di una ampia superficie sub-pianeggiante (*sedipiano*) immergente debolmente verso NE (Bosco Belvedere e Quote di Nociglia), rappresentante il tratto mediano dell'area endoreica, rilevato rispetto ai settori marginali caratterizzati invece dall'affioramento di rocce carbonatiche del Pleistocene inferiore. Essa è incisa da più solchi fluviali con portate a carattere occasionale che si dirigono verso le aree depresse marginali. Nel sito è possibile osservare un bell'esempio di dolina di copertura, forme che si sviluppano in aree in cui è presente una copertura non carsificabile al di sopra di un substrato carbonatico carsificato. La copertura è generalmente costituita da materiale alluvionale da cui il termine dolina alluvionale utilizzato nella letteratura scientifica italiana. La depressione di forma imbutiforme si sviluppa per il richiamo verso il basso della copertura sciolta in seguito all'attivazione di un inghiottitoio carsico. Qui, la copertura sciolta è costituita dai limi quarzoso-micacei del Pleistocene medio mentre il substrato carbonatico è rappresentato molto probabilmente dalle calcareniti del Pleistocene inferiore. In questo caso quindi è più corretto parlare di dolina di copertura (*cover sinkhole* nella letteratura anglosassone). La bassa velocità di infiltrazione delle acque superficiali sul fondo della dolina determina nei periodi piovosi la formazione di un suggestivo laghetto in uno sconfinato uliveto in un'area priva di urbanizzazione ad eccezione di una fitta trama di stradine secondarie generalmente asfaltate.

Bibliografia essenziale

SANSÒ P., SELLERI G. (2004) – Il paesaggio fisico del Bosco Belvedere. In: Arthur P., Melissano V. (a cura di) – Supersano. Un paesaggio antico del Basso Salento. Congedo ed., Galatina.

SANSÒ P., SELLERI G. (2004) – La caratterizzazione delle forme carsiche denominate vore. In: Studio e rilevamento delle vore nel territorio della Provincia di Lecce. Amm. Provinciale Lecce.

Longitudine **18,25174** • Latitudine **40,03915** • Supersano (Le)



CGPo170 LA DOLINA DI SOLUZIONE NORMALE DI MALOPASSO



Un'ampia dolina di soluzione a fondo piatto è delimitata da versanti modellati nei calcari preneogenici

Il sito insiste lungo la strada litoranea Otranto – Santa Cesarea Terme al termine di una serie di curve necessarie per risalire il ripido versante costiero che caratterizza localmente il paesaggio costiero (da qui il toponimo "Malopasso"). Nel sito è possibile osservare un'ampia e profonda dolina di soluzione normale di forma subcircolare. La dolina è delimitata da versanti ben definiti modellati nei calcari preneogenici ed ha un diametro maggiore di circa 80 m; il fondo è piatto perché colmato da depositi colluviali di colore rosso ed è coltivato. La dolina si è sviluppata lungo una importante linea di faglia ad orientamento NE-SO. Le doline di soluzione normale sono delle piccole depressioni di forma subcircolare di origine carsica, connesse all'azione di dissoluzione del carbonato di calcio esercitata dalle acque superficiali contenenti quantità variabili di anidride carbonica. Le doline si sviluppano intorno ad un punto assorbente determinato dalla presenza di fratture principali o dall'intersezione di più fratture. Questi, denominati anche inghiottitoi carsici o *sinkhole* in inglese, trasferiscono le acque superficiali nel circuito idrico ipogeo. La maggiore quantità di acqua e la sua permanenza per un intervallo di tempo maggiore che nelle aree circostanti determina tassi di dissolu-

zione della roccia carbonatica maggiori nell'immediato intorno dell'inghiottitoio e quindi la formazione di una depressione di forma conica delimitata da versanti la cui inclinazione è determinata essenzialmente dalla litologia. Generalmente il fondo delle doline si presenta piatto poiché esso risulta parzialmente colmato da depositi colluviali sabbioso-argillosi, qui recapitati dalle acque dilavanti, provenienti dalle superfici circostanti maggiormente rilevate. La dolina di soluzione normale di località Malopasso si apre su di un vasto pianoro caratterizzato dal tipico paesaggio agrario del Salento meridionale costituito da piccoli appezzamenti delimitati da bassi muretti a secco.



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1991) – Cenni sul paesaggio carsico della penisola salentina. Itinerari Speleologici, ser. II, 5, 73-85.

SANSÒ P. (2014) – Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di) – Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.

SANSÒ P., SELLERI G. (2004) – Caratterizzazione geomorfologica degli inghiottitoi carsici (vore) della Provincia di Lecce. Amm. Provinciale Lecce.

Longitudine **18,29850** • Latitudine **40,07277** • Scorrano (Le)



Il megablocco si trova lungo un tratto di costa costituito da un ripido versante

Il sito insiste lungo il litorale orientale della penisola salentina, pochi chilometri a nord del Porto di Tricase, lungo uno dei tratti più suggestivi della costa pugliese. Essa è costituita da un ripido versante costiero esteso tra 120 m di quota e 50 m di profondità, grossomodo corrispondente al fianco di una scogliera corallina che si sviluppò nel corso dell'Oligocene superiore. Il sito è marcato dalla presenza di numerosi blocchi calcarenitici di grandi dimensioni e sino a 30 tonnellate di peso, disposti lungo un ripido versante e occupano una fascia compresa dal livello del mare sino a 5 metri di quota, distribuiti in gruppi costituiti da parecchi elementi embriciati, parzialmente sovrapposti l'uno all'altro. In un caso è presente un blocco di grandi dimensioni in equilibrio instabile: *il megablocco volante*. Vaschette di dissoluzione basculate marcano in maniera caratteristica la superficie superiore dei blocchi. Queste si sono formate nella zona supratidale e hanno raggiunto la nuova posizione a seguito del distacco e trasporto del blocco; da allora si è sviluppata una nuova generazione di vaschette a fondo piatto. Il deposito di megablocchi sarebbe il prodotto dell'azione di un maremoto (cfr: CGP0047); infatti, solo l'azione impulsiva di un'onda di maremoto può spiegare la depo-

sizione di blocchi in equilibrio precario che sono stati trasportati in sospensione anche per notevoli distanze verso terra nonostante il peso considerevole. L'evento di maremoto più probabile cui correlare la deposizione dei blocchi è quello connesso al forte terremoto del 20 Febbraio 1743 che ebbe epicentro nel Canale d'Otranto, 50 km a SE dell'omonima città, intorno alle 23:30 locali (cioè mezz'ora prima del tramonto, circa le 16:30 attuali) e produsse tre forti scosse che investirono il Salento e Isole Ionie, in territorio greco. Il terremoto fu avvertito in un'area vastissima: a nord sino a Vienna e Milano, a est sino al Peloponneso, le Isole Ionie e la costa albanese, a sud sino all'isola di Malta, ad ovest sino a Messina, Reggio Calabria. I maggiori danni si registrarono su entrambe le sponde del Canale d'Otranto; le località più gravemente colpite furono: Francavilla Fontana e Nardò, in Italia, l'isola di Santa Maura (Lefkada), in Grecia. Qui gran parte degli edifici crollarono o furono gravemente danneggiati; altre località pugliesi, fra cui Brindisi, Taranto e Bari subirono gravi danni. Riportano le Cronache dei Sindaci di Brindisi: "... e finalmente, è stato così spaventoso, che ritirandosi il mare, faceansi vedere aperture della terra, et il molo di porta Reale diviso in tre parti...". Il megablocco volante evidenzia l'elevata pericolosità della costa della Puglia meridionale legata ad eventi di maremoto, confermata anche da recenti modelli geofisici.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Boulder accumulations produced by the 20th February 1743 tsunamis along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy). *Marine Geology*, vol. 242, p. 191-205

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2012) - Evidenze geomorfologiche di maremoti storici lungo la costa salentina (Puglia meridionale). *Quaderni de l'Idomeno*, 13, 203-219.

Longitudine **18,40106** • Latitudine **39,94614** • Tricase (Le)



Dal ciglio della scarpata è possibile osservare l'ampia area endoreica che si estende ai suoi piedi

Il Limitone dei Greci venne identificato come il confine nel secolo VIII d.C. tra il settore meridionale del Salento, sotto la dominazione bizantina, e quello più settentrionale occupato dai longobardi. L'esistenza reale di questo confine è alquanto discussa; lungo questo limite correva un antico percorso viario, utilizzato per tutto il Medioevo, che si staccava dalla Via Appia all'altezza di Oria per giungere a Lecce e ad Otranto. Il Limitone dei Greci corrisponde ad una forma del paesaggio locale di importanza regionale costituita da una bassa ma netta scarpata che dalla zona di S. Cesareo, poco a sud di Lecce, si allunga verso NO sino ad Oria, descrivendo una ampia curva in senso antiorario. Essa raggiunge la sua massima altezza poco a NE dell'abitato di Campi Salentina a costituire la Collina di Sant'Elia, di importanza storica per la presenza della chiesa romanica della Madonna dell'Alto posta lungo la Via Francigena, un importante asse viario che conduceva i pellegrini medievali da Roma verso Gerusalemme. La scarpata del Limitone dei Greci, pur di importanza regionale, non ha ancora ricevuto una particolare attenzione da parte degli studiosi per cui non se ne conoscono nel dettaglio le caratteristiche geomorfologiche né è stato proposto un modello geomorfologico

per spiegarne la genesi. Essa divide due distretti morfologici ben diversi tra loro. A nord si stende la "piana brindisina", un'ampia superficie subpianeggiante, con reticolo idrografico esoreico e delimitata a settentrione dalle propaggini dell'altopiano murciano a circa 100 m di quota. A sud, ai piedi della scarpata, si stende invece una superficie subpianeggiante di origine complessa, immergente debolmente verso Nord-Est, posta intorno a quota 50 m. Questa superficie mostra un paesaggio carsico parzialmente riesumato, caratterizzato da numerose doline e da una rete idrografica endoreica, poco gerarchizzata e diretta prevalentemente in direzione SO-NE. Il principale corso d'acqua è il Canale della Lamia, che termina in corrispondenza della depressione denominata "Palude Balsamo", nei pressi di San Donaci. Un'altra estesa area endoreica è presente ai piedi della Collina di Sant'Elia. Qui convergono le acque dell'intero bacino idrografico del Canale della Lacrima, comprese in caso di precipitazioni abbondanti, quelle di trascinamento dell'affluente Canale Pasciamanti a est di San Donaci e degli altri minori. Le acque di ruscellamento trovano il loro recapito naturale in corrispondenza di inghiottitoi carsici, alcuni molto grandi e altri di minore importanza, che solo dal 2006, a seguito di una serie di interventi per la prevenzione degli allagamenti, sono diventati sufficienti a smaltire l'intero volume di acqua che in breve tempo si raccoglie nella depressione di Campi Salentina, posta ai piedi della Collina di Sant'Elia. Nel passato, infatti, le acque ristagnavano per lungo periodo su ampie superfici intorno agli inghiottitoi creando allagamenti e notevoli disagi anche nel centro abitato di Campi.

Bibliografia essenziale

RICCHETTI G. (1972) - Osservazione geologiche e morfologiche preliminari sui depositi quaternari affioranti nel F° 203. *Boll.Soc.Nat. Napoli*, XX, pp.543-565.

STRANIERI G. (2000) - Un limes bizantino nel Salento? La frontiera bizantino-longobarda nella Puglia meridionale. Realtà e mito del Limitone. *Archeologia Medioevale* XXVII.

Longitudine **17,99067** • Latitudine **40,44909** • Campi Salentina (Le)





Le pozzelle di Zollino sono state realizzate sul fondo di un'ampia dolina

Le pozzelle, chiamate anche "freata" (dal greco, pozzo), in griko "ta freata" (i pozzi), sono un bellissimo esempio dello sfruttamento delle caratteristiche geomorfologiche del territorio. Le pozzelle, infatti, sono delle cisterne alimentate dalle acque superficiali che si raccolgono sul fondo di ampie doline. Le pozzelle di Zollino, conosciute dagli abitanti del luogo con il nome suggestivo di "Pozzi di Pirro", in origine erano più di 70, oggi invece se ne individuano una quarantina su una superficie di circa un ettaro; un tempo ogni singolo pozzo aveva un proprio nome. Attualmente l'area, ubicata alla periferia nord-orientale dell'abitato è stata oggetto di lavori di recupero e valorizzazione con la realizzazione di un'area attrezzata. Per una descrizione dettagliata del contesto geomorfologico ed idrogeologico delle aree interessate dalle pozzelle nonché della tecnica costruttiva vedi scheda relativa al sito CGPo173.



Un dettaglio della vera di una pozzella



Bibliografia essenziale

COSTANTINI A. (1988) - Del modo di conservare le acque e la neve. Pozzelle e neviere del Salento leccese. Sallentum, 18, Galatina 1988.

COSTANTINI A. (1995) - Le pozzelle. In: Costantini A., Manni L., Cazzato M. - Guida di Martano. Le Guide Verdi, 16, 107-112.

SANSÒ P. (2014) - Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di) - Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.

Longitudine **18,25306** • Latitudine **40,20881** • Zollino (Le)



Le pozzelle di Corigliano sono ubicate sul fondo di un'ampia dolina

Le pozzelle, chiamate anche "freata" (dal greco, pozzo), in griko "ta freata" (i pozzi), sono un bellissimo esempio dello sfruttamento delle caratteristiche geomorfologiche del territorio. Le pozzelle di Corigliano d'Otranto sono state realizzate sul fondo di un'ampia dolina di forma subcircolare modellata sui calcari mesozoici. Attualmente è possibile individuare circa 40 pozzelle. Il sito è particolarmente interessante perché è situato poco distante dall'impianto di sollevamento dell'Acquedotto Pugliese che garantisce il rifornimento di acqua potabile del Salento meridionale attingendo alla falda profonda. L'area è ubicata alla periferia occidentale del centro abitato ed è stata recentemente interessata da un'azione di bonifica resa necessaria dall'abbandono di rifiuti. La dolina si trova nel tipico paesaggio agrario salentino costituito da piccoli appezzamenti di terreno delimitati da bassi muretti a secco. Per una descrizione dettagliata del contesto geomorfologico ed idrogeologico delle aree interessate dalle pozzelle nonché della tecnica costruttiva vedi scheda relativa al sito CGPo173.



Le vere delle pozzelle di Corigliano hanno forma diversa e aspetto arcaico



Bibliografia essenziale

COSTANTINI A. (1988) - Del modo di conservare le acque e la neve. Pozzelle e neviere del Salento leccese. Sallentum, 18, Galatina 1988.

COSTANTINI A. (1995) - Le pozzelle. In: Costantini A., Manni L., Cazzato M. - Guida di Martano. Le Guide Verdi, 16, 107-112.

SANSÒ P. (2014) - Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di) - Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.

Longitudine **18,24458** • Latitudine **40,15590** • Corigliano d'Otranto (Le)



La stretta insenatura di Acquaviva è il prodotto della sommersione della parte finale di una profonda incisione fluviale

Il sito è ubicato lungo la costa orientale della Provincia di Lecce, tra le marine di Castro e Marittima, in un'area di alto valore naturalistico e paesaggistico. In questo sito la linea di riva delinea una stretta e profonda insenatura incassata nei calcari pre-neogenici. Questa singolare forma del paesaggio costiero è stata prodotta dalla sommersione della parte più bassa di una stretta valle fluviale; essa è una piccola ria (termine spagnolo utilizzato per analoghe forme del paesaggio lungo le coste della Galizia). Lungo la costa tra Otranto e Leuca sono presenti altre insenature riferibili alla stessa genesi come quella di Porto Badisco (CGPo100) e quella del Ciolo (CGPo117). Esse incidono l'intera sequenza dei terrazzi marini formati durante la fase di sollevamento regionale del Pleistocene medio, raccordandosi con un livello del mare ubicato a circa 20 metri al di sotto della quota attuale. Lo sviluppo di questi solchi, oggi relitti e privi di deflussi superficiali significativi, può essere riferito al MIS7 (circa 220.000 anni fa) quando si modellarono, probabilmente a causa di un clima molto piovoso, le valli più strette, profonde e articolate, che sfociavano in un mare il cui livello non raggiunse mai quello attuale. Le valli sono state parzialmente sommerse circa 6.000 anni fa, al termi-

ne della rapida risalita postglaciale che portò il livello del mare dalla sua posizione circa 120/150 m più in bassa dell'attuale durante l'acme dell'ultimo periodo glaciale (circa 21 mila anni fa) alla posizione odierna. Sul versante sinistro dell'incisione è un affioramento di breccie e conglomerati monogenici considerati da Bossio *et al.* (2005) una facies particolare della Formazione delle Calcareni di Andrano, del Messiniano inferiore. La stretta incisione è sede di una folta vegetazione di macchia mediterranea in cui si inseriscono elementi di rimboscimento e specie meritevoli di particolari azioni di tutela (Campanula pugliese, Aliso di Leuca, Scrofularia lucida e Krummel di Grecia). Nel sito è presente un Museo Naturalistico gestito dal CEA di Andrano e dalla Cooperativa Ussidice.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (2005) – Stratigrafia del Neogene e Quaternario del Salento sud-orientale (con rilevamento geologico alla scala 1:25.000). *Geol. Romana*, 38, 31-60.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) – Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2014) – Coastal towers and historical sea level change along the Salento coast (southern Apulia, Italy). *Quaternary International*, in press.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) – Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.

Longitudine **18,41176** • Latitudine **39,99194** • Diso (Le)



Torre Lupu è situata sul ciglio del ripido versante costiero che costituisce la costa da Otranto a Leuca

Il sito di Torre Lupu permette di avere un'ampia veduta della morfologia della costa orientale della Penisola Salentina, allungata da Otranto a Leuca. Il suggestivo panorama - esteso nei giorni in cui l'atmosfera è rarefatta sino ai monti Acrocerauni, posti sulla sponda albanese del Canale d'Otranto (Cfr. CGPo301) - è impreziosito dal paesaggio agrario e dalla presenza di un'antica torre di avvistamento. Essa fu realizzata probabilmente nella prima metà del XVI secolo, parte della cintura di difesa realizzata con decine di torri lungo il perimetro costiero salentino (e italiano) per contrastare le incursioni piratesche. Il carattere saliente dell'intera fascia costiera tra Otranto e Santa Maria di Leuca è rappresentato da un versante molto inclinato, esteso da 100 m circa di quota sino a 50 metri di profondità. Pur considerando l'estesa erosione cui nel tempo essa è stata sottoposta, questa superficie dovrebbe corrispondere al fianco di una scogliera corallina formata circa 25 milioni di anni fa. Nel tempo, su di essa è stato modellato un ripido versante polifasico segnato dai residui di una gradinata di superfici terrazzate corrispondenti a fasi di equilibrio relativo fra sollevamento regionale e variazione glacioeustatiche del livello marino. Il versante è quindi caratte-

rizzato dalla presenza di cavità carsiche il cui accesso è stato rimodellato dall'azione del mare e da una breccia che conserva importanti resti delle faune continentali che hanno popolato il Salento durante le fasi climatiche del Pleistocene e dell'Olocene. La sostanziale stabilità tettonica della Penisola salentina negli ultimi 330 mila anni ha prodotto una serie di forme policicliche intorno alla linea di riva attuale. In ambiente emerso è possibile riconoscere quattro superfici di abrasione: il terrazzo del primo ordine a circa 65 m, la superficie del secondo ordine riconoscibile ad una quota di 40 m, due piattaforme segnano la fascia costiera a 15-20 m e 8-10 m di quota. Altre superfici sono riconoscibili sotto il livello del mare.



Bibliografia essenziale

COSI G. (1992) – Torri marittime di Terra d'Otranto. Congedo ed. Galatina.
DE GIORGIO C. (1886) – Puglia ed Albania. Uff. della Rassegna Nazionale, pp. 1-20.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) – Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.

SANSÒ P. (2012) – I Monti della Chimera (Albania sud-occidentale) tra realtà geologica e suggestivo miraggio. In: De Simone E., Ruggiero L., Spedicato M. - *Adversis obfirmor*. Cosimo De Giorgi tra riletture e nuove scoperte. Ed. Panico, Galatina, pp. 237-248.

Longitudine **18,40826** • Latitudine **39,98574** • Diso (Le)

CGPo179 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI PUNTA RONDINELLA



Panoramica orientale della successione stratigrafica

Questa area si trova lungo il versante meridionale di Punta Rondinella, il promontorio roccioso che, prolungato ad arco verso le Isole Cheradi, chiude a N il bacino del Mar Grande di Taranto. L'area si trova subito a sud del complesso industriale dell'ILVA in piena area portuale. La successione stratigrafica esposta a Punta Rondinella è rappresentata, dal basso verso l'alto, da: argille grigio-blu, calcarenite ben cementate e bioturbate di circa 1 m di spessore, con presenza di gusci di molluschi e da 1,5 m di conglomerati ben cementato. Il contatto trasgressivo è posto a circa 0,2 m sul livello del mare. Il conglomerato è composto da ciottoli derivati dalla catena appenninica o dall'Altopiano delle Murge; conserva frammenti di *Cerastoderma* sp., *Glycymeris* sp. e pettinidi. Verso l'alto questa sequenza regressiva è coperto da un sottile strato discontinuo di sabbie rosate fini ricche di bivalvi come *L. lacteus* (L.) e gasteropodi come *Conus* spp., *Jujubinius* spp., *Clanculus* spp., *Gibbula* spp., *Cerithium* spp., *Bittium* spp. e *Turritella* sp. Nell'insieme dei caratteri la sequenza esposta indica una fase trasgressivo-regressiva. La posizione stratigrafica al piede della falesia relitta intagliata nell'affioramento di Masseria Ruggiero contenente *Persististrombus latus* (Gmelin) suggerisce per questo

affioramento un'età corrispondente al MIS 5c. L'insieme dei dati cronostatigrafici e dei rilievi geomorfologici di dettaglio eseguiti su questo particolare affioramento e su altri siti specifici dell'area circostante il Mar Grande e il Mar Piccolo di Taranto, consentono la loro reciproca correlazione cronostatigrafica, a permettere la ricostruzione dell'evoluzione morfologica dell'area di Taranto nell'ultimo interglaciale. Nella parte superiore della falesia si ritrovano resti di un insediamento del V-IV millennio a.C. In corrispondenza della Punta sono anche presenti le pregevoli strutture architettoniche della Batteria Rondinella della fine del XIX secolo.



Bibliografia essenziale

- DAI PRA G., HEARTY P.J. (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostatigrafica e tettonica. Memorie della Società Geologica Italiana, 41 (1988), 637-644.
- DAI PRA G., STEARNS C.E. (1977) - Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Geologica Romana, 16, 231-242.
- DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker, O. (Ed.), Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Changes. Wiley, Chichester, UK, pp. 43-66.
- GORGOLIONE M.A. (1995) - Taranto. Capo Rondinella. Taras, XV, 1, 31-32.
- GORGOLIONE M.A. (1994) - Taranto. Risultati di datazioni C_{14} dagli insediamenti preistorici sul Golfo di Taranto. Taras, XIV, 1, 222.

Longitudine 17,18338 • Latitudine 40,47951 • Taranto

CGPo180 LA BEACH ROCK TIRRENIANA DI CAMPOMARINO



Beach rock e Duna Olocenica di Campomarino

La fascia costiera ove affiora la *beach rock* in oggetto è ubicata circa 2 km a Ovest del porticciolo della cittadina di Campomarino, in località Scorcialupi, circa 50 km a sud della città di Taranto, sulla costa ionica. Il tipo costiero è rappresentato da costa rocciosa digradante su cui poggiano dune trasgressive; la litologia affiorante è rappresentata da rocce calcarenitiche attribuite ai depositi marini terrazzati. In quest'area una sequenza continua di *beach rock* affiora lungo una fascia che si estende fino a circa 65 cm al di sopra del limite di sopravvivenza delle alghe brune. La *beach rock* è costituita da particelle di sabbia di medie dimensioni ben cementate composte essenzialmente da frammenti di molluschi, alghe rosse, echinoidi, briozoi, foraminiferi bentonici e intraclasti. Il cemento di natura carbonatica è costituito da cristalli disposti radialmente rispetto alla superficie dei granuli, mentre i vuoti interparticellari sono riempiti di calcite micritica, in cui sono dispersi piccoli frammenti scheletrici. Queste caratteristiche diagenetiche indicano una cementazione precoce della *beach rock* in un ambiente intertidale, in condizioni alternativamente marine-freatiche; d'altra parte, la matrice limosa indica una successiva fase di emersione accompagnata da una seconda fase

di diagenesi in ambiente vadoso. Appare evidente che le *beach rock* rappresentano buoni *markers* geomorfologici per studiare e stimare le variazioni del livello del mare. La *beach rock* ha un passaggio netto verso l'alto, sino a circa 2 m di quota, a sabbie di spiaggia emersa con ciottoli, e quindi a sabbie più fini con basso angolo di laminazione, con resti di gasteropodi polmonati (*Helix* sp.) che rappresentano la zona di retro spiaggia e di duna eolica. Il deposito eolico poco cementato forma un cordone continuo parallelo alla costa ed è riferibile all'Olocene medio, in corrispondenza della massima trasgressione post glaciale avvenuta circa 6.500/7.000 anni BP. La morfosequenza di Campomarino permette di individuare e riconoscere due posizioni relative del livello del mare: quella marcata dalla *beach rock* corrispondente ad una fase ancora imprecisata del MIS 5 e quella marcata dalle dune oloceniche durante l'ultima trasgressione post-glaciale. In questo caso i dati fanno riconoscere un rapido sollevamento del livello del mare durante l'Olocene inferiore e sino a circa 6.500 anni BP; esso è stato seguito da un brusco rallentamento con successivo lento innalzamento del livello del mare.



Bibliografia essenziale

- DALONGVILLE R., SANLAVILLE P. (1982) - Le beach-rock en Méditerranée. In: Archéologie du Levant. Recueil R. Saidah, Coll. Maison de l'Orient Méditerranéen, 12, Série Archéologique, 9, 9-20.
- LABOREL J., LABOREL-DEGUEN F. (1994) - Biological indicators of relative sea-level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region. Journal of Coastal Research, 10, 395-415.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1992) - Morphological types of rocky coast on Southeastern Apulia. International Coastal Congress - ICC, Kiel, 7-12 September 1992, 784 - 797.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). Sedimentary Geology, 150, 139-152.

Longitudine 17,54195 • Latitudine 40,29697 • Maruggio (Ta)



Panoramica del Canale Licupi e del sistema dunare adiacente

Il sito è ubicato nell'area del comune di Lizzano, compreso tra l'abitato di Torretta a Ovest e quello della Marina di Lizzano a Est; il suo percorso, con andamento circa N-S, corrisponde alla valle del Fiume Ostone anche chiamato Canale Licupi. Esso è parte di un sistema di due unità morfo-paesaggistiche: il terrazzo marino che esso incide, e il tratto costiero, rappresentato dal sistema spiaggia-duna-retroduna. L'incisione del canale è caratterizzata da una geometria a scatola avente pareti a sviluppo verticale, incise nei depositi calcareo-marnosi del Pleistocene e nei sottostanti depositi limosi-argillosi della formazione delle Argille subappennine. Questi caratteri lo fanno identificare come un solco epigenetico condizionato nel suo sviluppo dalla necessità di disporsi in equilibrio con il livello di base locale, in questo caso il livello del mare. I depositi del terrazzo marino sono segnalati in bibliografia per la presenza di esemplari di *Strombus bubonius* (Lamarck) - oggi denominato *Persististrombus bubonius* (Gmelin) - che ne permettono l'attribuzione al Tirreniano (MIS 5.5). Questa presenza fa assumere al sito importanza elevata nello studio delle fasi di tropicalizzazione del Mediterraneo durante il Pleistocene superiore e delle variazioni relative del livello del

mare. Il canale Licupi si trova in un ambiente di elevato pregio naturalistico e paesaggistico insieme al sistema dunare presente lungo il tratto costiero del comune di Lizzano. Lungo il suo percorso si sono ricostituite, dopo l'abbandono delle campagne, nicchie di vegetazione spontanea, in prevalenza fragmiteti più o meno estesi, nei quali trovano dimora numerose specie di animali terrestri ed acquatici. La vegetazione di canneto è presente nel tratto terminale del canale, ovvero la sua foce, laddove l'acqua, pur non essendo presente quotidianamente, è sufficiente per le condizioni di vita di tale vegetazione. Si tratta di comunità monofitiche, la cui presenza indica la presenza di acque ricche di nutrienti azotati e fosfati, probabilmente per infiltrazione di concimi provenienti dai campi e per la presenza di scarichi biologici.

Bibliografia essenziale

DAI PRA, G., HEARTY, P.J. (1992) - I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 637-644.

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43 - 65.

MARTINIS B. (1970) - Osservazioni sulla struttura di S. Giorgio Jonico (Taranto). Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 8, 48-54.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene Coastal Dune Development and Environmental Changes in Apulia (Southern Italy). Sedimentary Geology, 150, 139-152.

Longitudine **17,43648** • Latitudine **40,34266** • Lizzano (Ta)



Panoramica dell'area interessata dal deposito di blocchi

Accumulo di blocchi derivanti dall'impatto di onde fuori dalla norma si rinvengono presso Torre Colimena, sulla costa ionica, subito a sud della Riserva Naturale della Salina dei Monaci, nel Comune di Manduria, nella provincia di Taranto. Le rocce affioranti in questa località sono rappresentate da calcareniti dei terrazzi marini ben cementate e localmente molto fratturate. La costa rocciosa digradante raggiunge una quota topografica massima di circa 5 m nelle vicinanze della Torre. Su questa superficie è possibile osservare un accumulo di blocchi, definiti *over sized o megaboulders* perché di dimensioni anomale rispetto quelli che il moto ondoso normale distacca dalla costa rocciosa. Esso si estende lateralmente per circa 200 m sino alla quota di circa 4 m e a circa 40 m all'interno. I blocchi di questo accumulo costituiscono un campo in cui essi si trovano per la maggior parte isolati; alcuni sono invece sono disposti in modo embriciato, l'uno parzialmente sovrapposto all'altro. Le superfici dei blocchi più grandi sono caratterizzate dalla presenza di incrostazioni biogene e vaschette di dissoluzione che indicano la loro provenienza dalla fascia intertidale o da quella subito infralittorale. Le osservazioni dirette sui diversi blocchi insieme all'applicazione

di modelli idrodinamici specifici suggerirebbero la loro messa in posto ad opera dell'impatto di ondate eccezionali imputabili o a mareggiate eccezionali o a *tsunami*. L'impatto di questi ultimi non è improbabile poiché sono stati riconosciuti tsunami rappresentate da blocchi nelle prossime aree di Torre Squillace (1456 a.D.) e di Punta Saguerra (1836 a.D.): tutt'ora sono in corso analisi morfometriche e datazioni radiometriche finalizzate a definire le caratteristiche idrodinamiche e il momento dell'impatto dell'ondata responsabile del distacco dei blocchi e del loro successivo accumulo. Nelle calcareniti che caratterizzano la costa rocciosa, attribuibili ad un generico Tirreniano (MIS5), sono frequenti grossi fossili di lamellibranchi e gasteropodi e grosse colonie del corallo madreporio zooaxentellato *Cladocora caespitosa* (Linneo). La fascia costiera in questione è di elevato pregio naturalistico marcato dalla presenza di nidi di avifauna sul substrato roccioso ed impreziosito dalla omonima torre costiera.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C. (2012) - The boulder berm of Punta Saguerra (Taranto, Italy): a morphological imprint of 24th April, 1836 Rossano Calabro tsunami? Earth, Planet and Space, 64, 1-14.

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P. (2006) - Boulder Fields: A Valuable Morphological Indicator of Paleotsunami in the Mediterranean Sea. Zeitschrift für Geomorphologie, NF Supplementband, 146, 173-194.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of southern Apulia (Italy). Quaternary International, 120, 173-184.

PIGNATELLI C., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2009) - Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. Marine Geology, 260, 6-18.

Longitudine **17,74252** • Latitudine **40,29545** • Manduria (Ta)





Panoramica della spunnulata

Il sito rappresentato dalle Spunnulate di Lido Silvana si trova nella punta di Nord-Ovest del promontorio che delimita la baia omonima, lungo la fascia costiera della Marina di Pulsano, circa 10 km a Sud-Est della città di Taranto. Le rocce affioranti sono rappresentate da calcareniti bioclastiche che presentano numerose fatturazioni. Esse sono modellate lungo la costa rocciosa emersa secondo una superficie debolmente digradante, con pendenza tale da raggiungere una quota topografica massima di circa 5 metri al limite esterno della vegetazione spontanea. Su questa superficie rocciosa, a una quota prossima al livello del mare è possibile osservare un'ampia cavità occupata dall'acqua: trattasi di una "spunnulata", termine locale traducibile con "sprofondata" e con cui vengono indicate particolari doline di crollo sviluppatasi sulle rocce carbonati che all'interfaccia fra la falda di acqua dolce e quella marina. Le "spunnulate" risultano spesso organizzate in sistemi carsici allineati secondo le principali linee di fratturazione tettonica. Dal punto di vista geomorfologico, l'evoluzione di tutte queste forme è piuttosto rapida e il fenomeno assume un ruolo particolare nel modellamento della linea di costa. Le "spunnulate" sono un'importante risorsa per le biocenosi



endemiche: queste risultano distribuite variamente in funzione dei parametri chimico - fisici (temperatura, salinità, pH, ossigeno disciolto) e biologici. Le "spunnulate" sono oggetto di tutela idrogeologica (D. Lgs. 152/99), appartengono al patrimonio speleologico salvaguardato dalla regione Puglia (L.R. N. 32 del 3/10/86) e rappresentano habitat di notevole importanza naturalistica, secondo la Direttiva "Habitat" 92/43/CEE (European Commission DG Environment, 2003).

Bibliografia essenziale

- DELLE ROSE M., PARISE M. (2002) - Karst subsidence in South-Central Apulia, Southern Italy. *International Journal of Speleology*, 31(1/4), 181-199.
- DELLE ROSE M., FEDERICO A., PARISE M. (2004) - Problematiche connesse a fenomeni di subsidenza carsica e sinkholes in Puglia. 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali del governo del territorio", Roma 20-21 Maggio 2004, 377-388.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Marine Geology*, 170, 93-103.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120, 173-184.
- NOVEMBRE D. (1961) - Osservazioni sul paesaggio carsico costiero nel Salento. 18° Congresso Geografico Italiano, Trieste, 4-9 aprile 1961: 1-16.

Longitudine **17,37525** • Latitudine **40,34664** • Pulsano (Ta)



Panoramica della gravina nella sua parte terminale

La Gravina di Petruscio si sviluppa a Sud-Est della città di Mottola, proprio a ovest della strada statale 100, nella provincia di Taranto. Questa gravina rappresenta un'incisione fluviale la cui genesi è da legare ai processi di *sapping*. Questa imponente gravina, tra le più spettacolari dell'intero arco jonico, è impostata sulla Calcarenite di Gravina. I processi di *sapping* sono responsabili della formazione di alcune delle profonde incisioni della Puglia. Queste valli vengono comunemente denominate localmente "gravine", "lame" o "valloni" senza che questi termini abbiano un significato genetico. Secondo Laity e Malin (1985) e Baker et alii (1990), i processi di *sapping* possono essere definiti come l'insieme di processi che portano all'incisione nelle calcareniti attraverso fasi di alterazione della roccia lungo le superfici inter e intra-stratali di flusso delle acque in falda e di successiva asportazione dei suoi prodotti, anche meccanica. L'azione di scalamiento risultante determina crolli lungo i versanti con

conseguente allargamento della sezione trasversale. I detriti ripresi sul fondo e coinvolti nel flusso incanalato determinano l'approfondimento della valle con un'importante componente meccanica. Lungo le superfici di alterazione la calcarenite perde la sua coesione e permette di essere facilmente scavata a realizzare strutture antropiche ricettive; queste costituiscono sui versanti un vero e proprio villaggio ipogeo, per una lunghezza di circa seicento metri, costituito da un centinaio di case-grotte tutte scavate nella roccia. Esse sono disposte secondo gradoni e avevano funzione di abitazioni, ricovero di animali e pastori: le diverse abitazioni erano collegate da spettacolari scalinate scavate nella roccia che fungevano da vie d'accesso e da sentieri, ai lati dei quali sono presenti anche tombe familiari d'epoca medievale. Tre soli erano gli ingressi al villaggio, di cui uno pressoché impraticabile: questo ha permesso all'uomo di abitarla probabilmente fino all'Alto Medioevo.



Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.
- PARISE (2007) - Pericolosità Geomorfologica in Ambiente Carsico: le Gravine dell'Arco Ionico Tarantino. *Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan"*, 41, 81-93.

Longitudine **17,06278** • Latitudine **40,62072** • Mottola (Ta)



Panoramica della gravina in prossimità del centro abitato di Mottola

La Gravina di Capo di Gavito si sviluppa a Sud-Est della città di Mottola, costeggiata ad ovest dalla strada statale 100, nella provincia di Taranto. Questa gravina rappresenta un'incisione fluviale la cui genesi è da legare ai processi di *sapping*. I processi di *sapping* sono responsabili della formazione di alcune delle imponenti incisioni presenti in Puglia che, per l'aspetto in miniatura molto simile a quello del Gran Canyon, sono impropriamente indicati come canyon carsici. Localmente, nella toponomastica regionale, queste incisioni sono chiamate "gravine" sul lato Ionico o "lame" su quello adriatico. Secondo Laity e Malin (1985) e Baker et alii (1990), i processi di *sapping* possono essere definiti come l'insieme di processi che causano l'approfondimento di una valle fluviale. Questo si realizza per l'azione concomitante, sia di tipo meccanico sia di dissoluzione chimica, delle acque di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sotterraneo interstiziale e interstratale in relazione alle variazioni del livello di base deter-

minato dalla tettonica regionale e dalle variazioni del livello del mare: i versanti a scatola e a gradoni, nonché la presenza lungo di essi di frane da crollo permettono di definirla come una *sapping valley*. Sul fondo sono comunque evidenti i segni dell'azione di erosione lineare delle acque incanalate che contribuiscono a definirne l'approfondimento. Questa imponente gravina è impostata sulla Calcarenite di Gravina nella parte superiore e nei calcari delle Murge, in quella inferiore, in corrispondenza dei quali assume i caratteri di una valle di sovraincisione. Essa, come le altre presenti nel territorio di Mottola, è caratterizzata da versanti molto ripidi sui quali è possibile osservare numerose grotte interstrate allargate dall'uomo in tempi storici e preistorici. Il fondo è ricoperto da una fitta vegetazione di macchia mediterranea, estremamente diversificata.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. *Geol. Rom.* 21, 603-653.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,07074** • Latitudine **40,62283** • Mottola (Ta)



Panoramica dell'area in cui sono stati ritrovati blocchi

Depositi conseguenti all'impatto di onde estreme si trovano in località Punta Prosciutto, sulla costa ionica, subito a sud della Riserva Naturale della Salina dei Monaci e della baia di Torre Colimena, Comune di Manduria, nella provincia di Taranto. Le rocce su cui è modellata la costa rocciosa digradante piana sono rappresentate da biocalcareniit algali dei depositi marini terrazzati qui attribuibili al Pleistocene Superiore - Tirreniano (MIS5); in più luoghi esse mostrano abbondanti accumuli di bivalvi e gasteropodi molto ben conservati e grosse colonie globulari del corallo madreporario *Cladocora caespitosa* (Linneo). Esse sono caratterizzate da un notevole grado di fratturazione. La costa rocciosa digradante raggiunge una quota topografica massima di circa 4 metri in corrispondenza del camminamento che borda la costa rocciosa. Su questa superficie rocciosa è possibile osservare un esteso accumulo di blocchi che si allunga parallelamente alla costa per circa 200 metri. I blocchi di questo accumulo si trovano per la maggior parte isolati; alcuni di essi sono embricati, sovrapposti l'uno all'altro, a formare strutture "a trenino". Le superfici dei blocchi più grandi sono caratterizzate dalla presenza di incrozzazioni biogeniche e/o vaschette di dissoluzione che indicano

rispettivamente la loro provenienza dalla fascia infralitorale e adlitorale. I caratteri geomorfologici dei diversi blocchi, i loro caratteri geometrici e dimensionali, nonché l'applicazione di equazioni idrodinamiche specifiche suggerirebbero la loro origine quale effetto dell'impatto di ondate estreme da correlare ad eventi meteo-marini di notevole intensità o al manifestarsi di *tsunami*: tutt'ora sono in corso analisi morfometriche e datazioni radiometriche finalizzate a definire le caratteristiche idrodinamiche e il momento dell'evento di ondata responsabile del distacco e del successivo accumulo. Lungo la fascia costiera del sito sono frequenti le colonizzazioni a *Salicornia spp* e in più luoghi si è avuto modo di registrare la presenza di nidi di avifauna.



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C. (2012) - The boulder berm of Punta Saguerra (Taranto, Italy): a morphological imprint of 24th April, 1836 Rossano Calabro tsunami? *Earth, Planet and Space*, 64, 1-14.

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P. (2006) - Boulder Fields: A Valuable Morphological Indicator of Paleotsunamis in the Mediterranean Sea. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF Supplementband*, 146, 173-194.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Marine Geology*, 170, 93-103.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120, 173-184.

Longitudine **17,76479** • Latitudine **40,29186** • Porto Cesareo (Le)



Foce Nord nei pressi di Torre Chianca

L'area in cui si inseriscono i bacini di bonifica di Porto Cesareo è ubicata lungo un tratto di straordinaria valenza paesaggistica ed ambientale della costa ionica, interessata nella prima parte dello scorso secolo dalla realizzazione di canali a marea e bacini di espansione, il cui compito era quello di drenare verso mare i ristagni delle acque presenti nell'entroterra. Attualmente inglobati nel tessuto urbano comunale, i quattro bacini di espansione presenti, chiamati *Grande*, *Belvedere*, *Bianco* e *Tamari*, hanno dimensioni variabili, forma ellittica e sono collegati tra loro e con il mare attraverso canali collettori che sfociano in tre punti, il primo in corrispondenza di Torre Chianca, il secondo ed il terzo in corrispondenza della Scala di Furno. I bacini *Grande* e *Belvedere* ed i canali ad essi collegati, posizionati nella zonasettentrionale, sono stati realizzati nei depositi palustri olocenici ed interessano solo le porzioni più elevate dei depositi calcarenitici sottostanti, che invece affiorano e sono ben visibili lungo il tratto di canale che sfocia in corrispondenza di Torre Chianca. I bacini meridionali invece, risultano scavati direttamente nei calcari cretacei, come si può osservare lungo i canali di collegamento tra i bacini *Bianco* e *Tamari*. Il principio di funzionamento del sistema comunque



era il medesimo, e prevedeva il posizionamento del fondo dei bacini al di sotto della superficie piezometrica, fungendo in tal modo da richiamo per l'acqua di falda, abbassandone la superficie piezometrica e modificando le linee di deflusso per drenare i terreni adiacenti. Il deflusso idrico della falda tuttavia, che generalmente si esplica in direzione NE-SW, subisce variazioni locali a cause delle numerose lineazioni tettoniche presenti nei calcari, in corrispondenza delle quali risultano essere a contatto orizzonti a diverso grado di permeabilità che in alcuni casi rappresentano barriere idrogeologiche al deflusso, mentre in altri, maggiormente fratturati, costituiscono vie preferenziali per lo scorrimento idrico. In seguito alla realizzazione del sistema di bonifica quindi, si è verificato un importante sviluppo antropico e sociale dell'area, di tipo prettamente agricolo negli anni immediatamente successivi alla realizzazione delle opere, turistico negli ultimi decenni, quando questo tratto costiero è divenuto con il passare degli anni una privilegiata meta di turismo balneare.

Bibliografia essenziale

- DE GIORGIO G. (2010) - Il ruolo dei fattori fisici, idrogeologici ed antropici nell'equilibrio ambientale dell'area umida protetta "Litorale di Ugento". Tesi di Dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XXII ciclo.
- DE PIPPO T., DANADIO C., PENNETTA M., TERLIZZI F., VECCHIONE C. (2004) - Evoluzione morfologica del settore costiero di Porto Cesareo (Penisola Salentina, Puglia) - Studi Costieri, 8: 37-48.
- SICOLO N. (2006) - Uso, riuso e sovrasfruttamento della risorsa acqua nel territorio salentino. Geologi e territorio Anno III - n°1-2-3, 22-30, 2006.
- TADOLINI T., SCIANNAMBLO D., SDAO F., SPIZZICO M. (1995) - Sulle possibilità di recupero di efflussi idrici in aree costiere della zona compresa tra Torre Columena e P. Cesareo (Lecce) - Atti del 2° Convegno Nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi - Nonantola (Modena), 17-18-19 Maggio 1995 - Quaderni di Geologia Applicata - Pitagora Editrice, Bologna.

Longitudine **17,87263** • Latitudine **40,34664** • Porto Cesareo (Le)



Particolare del bacino di forma circolare Fede

L'area in cui è stato realizzato il sistema di bonifica di Torre Castiglione è ubicata lungo un tratto di straordinaria valenza paesaggistica ed ambientale della costa ionica, a nord del territorio comunale di Porto Cesareo, teatro nel passato di estese paludi, come testimoniato dai toponimi di alcune contrade (*"Acqua dolce"*, *"Bonifica"*, *"Paludi"*), che inibivano la fruizione e lo sviluppo sociale dell'area e che per tale ragione fu interessata nella prima parte dello scorso secolo da un massiccio intervento di bonifica, reso operativo dalla realizzazione di bacini di espansione e canali collettori, il cui compito era quello di drenare verso mare i ristagni delle acque presenti nell'entroterra. Il sistema di bonifica della area in particolare, è costituito da un bacino di forma circolare denominato *"Fede"* collegato a mare da due canali, mediante cui è stato attuato il "risanamento" dell'antica omonima palude costiera. Il bacino ha una profondità che si attesta al di sotto del livello freatico della falda superficiale ospitata nei depositi marini terrazzati permeabili per porosità d'interstizi, fungendo in questo modo da richiamo delle acque ed abbassandone il livello piezometrico al di sotto della superficie topografica, inibendone così la venuta a giorno ed i fenomeni di ristagno. I lineamenti geologi-

ci dell'area in cui è stato realizzato il sistema sono caratterizzati dalla presenza in affioramento di tre unità litologiche principali: depositi palustri, depositi marini terrazzati e depositi eolici. I depositi palustri, costituiti da materiali fini di colore generalmente grigiastro, affiorano in corrispondenza della zona più depressa, dove è stato realizzato il bacino di bonifica e poggiano sui depositi marini terrazzati, costituiti da calcareniti e calciruditi bioclastiche che affiorano in limitate zone in corrispondenza dei tratti terminali dei canali. I depositi eolici formano modesti cordoni dunari che orlano e proteggono la spiaggia. In seguito alla realizzazione del sistema di bonifica quindi, si verificò un importante sviluppo antropico e sociale dell'area, prettamente turistico negli ultimi decenni, quando questo tratto costiero è divenuto una privilegiata meta di turismo balneare e dove il sistema di bacini e canali hanno assunto, con il passare degli anni, funzione di rete ecologica e serbatoio di naturalità.

Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). Sedimentary Geology 150, 139-152.
- MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle - Late Pleistocene polycyclic evolution of a stable coastal areas (Southern Apulia, Italy). Geomorphology, 86, 393-408.
- REFOLO G., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Evoluzione del paesaggio carsico e pericolosità geomorfologica nel Salento leccese. Geologi e Territorio, Anno III-IV, n.4 2006, n.1 2007, 25-31.
- TADOLINI T., SCIANNAMBLO D., SDAO F., SPIZZICO M. (1995) - Sulle possibilità di recupero di efflussi idrici in aree costiere della zona compresa tra Torre Columena e P. Cesareo (Lecce) - Atti del 2° Convegno Nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi - Nonantola (Modena), 17-18-19 Maggio 1995 - Quaderni di Geologia Applicata - Pitagora Editrice, Bologna.

Longitudine **17,80809** • Latitudine **40,29190** • Porto Cesareo (Le)

CGPo195 **IL SISTEMA DI BONIFICA DELLE PALUDI DEL CONTE**



Particolare del bacino di bonifica delle Paludi del Conte

Il sistema di bonifica delle Paludi del Conte, così denominate dal nome del Conte Lanzilao, a cui si deve, nell'Ottocento, il primo tentativo di risanamento dell'area, è ubicato nel tratto costiero della zona di confine tra i comuni di Manduria e Porto Cesareo, sede di uno dei più frequentati centri turistici dell'area ionica. Il paesaggio è caratterizzato da un generale assetto morfologico sub-pianeggiante, teatro nel passato di frequenti impaludamenti e ristagni prolungati di acqua, provocati dalla venuta a giorno delle acque della falda superficiale, il cui deflusso verso mare era ostacolato dalla presenza dei cordoni dunali (cfr CGPo307 – Palude del Conte). Attualmente l'area, sede nel corso del secolo scorso di importanti opere di bonifica e di regimazione idraulica, risulta completamente bonificata. Il sistema di bonifica realizzato è costituito da un bacino di forma circolare presente nella zona occidentale, collegato a mare da un breve tratto di canale e che si raccorda al fitto sistema di canalizzazioni principali e secondarie che drenano le acque della zona settentrionale della palude. I canali secondari hanno orientazione perpendicolare alla costa ed al canale collettore principale, verso cui convogliano le acque. Nella zona orientale infine, è presente una piccola vasca di accumulo

collegata direttamente a mare dal canale che sfocia nel tratto orientale del sistema dunale. I lineamenti geologici in cui è stato realizzato il sistema di bonifica sono caratterizzati dalla presenza in affioramento di depositi palustri che occupano la maggior parte dell'area, in corrispondenza della fitta rete di canalizzazione, epoggiano sui depositi marini terrazzati, costituiti da calcareniti e calciruditi che affiorano nella zona continentale rispetto a quella occupata dal sistema di bonifica e in un limitato tratto costiero posizionato nel settore orientale del sito. I depositi eolici infine, sono presenti nel tratto costiero dell'area, orlano e proteggono la spiaggia e nella zona di *Campomarino* e di *Punta Prosciutto* raggiungono anche 5 metri di altezza. In seguito alla realizzazione del sistema di bonifica quindi, si verificò un importante sviluppo sociale dell'area, prettamente turistico negli ultimi decenni, quando questo tratto costiero è divenuto con il passare degli anni una privilegiata meta di turismo balneare e dove il sistema di bacini e canali hanno assunto, con il passare degli anni, funzione di rete ecologica e serbatoio di naturalità.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2002) – Lineamenti e dinamica della costa pugliese. Studi Costieri – Dinamica e difesa dei litorali – Gestione integrata della fascia costiera. N°5.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) – Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology* 150, 139-152.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) – Middle – Late Pleistocene polycyclic evolution of a stable coastal areas (Southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.

TADOLINI T., ZANFRAMUNDO P. (1975) – Sul regime dei deflussi delle sorgenti Chidro e Boraco. *Giornale del Genio Civile*, Fasc. 7°, 8° e 9°, pp. 303-309.

Longitudine **17,7614** • Latitudine **40,29915** • Manduria (Ta)



CGPo197 **LA CAVA COSTIERA DI POLIGNANO A MARE**



Particolare dell'area estrattiva di San Vito

L'area estrattiva di Contrada *San Vito* è ubicata lungo la fascia costiera del medio Adriatico e rappresenta un interessante geoarcheosito le cui tracce di coltivazione sono riferibili essenzialmente a due periodi storici: romano e medioevale. Il tratto di costa in cui si osservano questi caratteristici tagli artificiali è generalmente basso, in roccia tenera per la presenza di depositi calcarenitici e depositi marini terrazzati quaternari, con profilo digradante e la cui continuità è interrotta dalla presenza di un impluvio naturale in corrispondenza del quale è presente una piccola e riparata caletta di spiaggia sabbiosa (*pocket beach*). Si tratta di una estesa area di cava a cielo aperto di età romana e con testimonianze di coltivazione di età medioevale, in parte visibile e in parte obliterata dai recenti interventi antropici realizzati lungo costa. Serviva per l'approvvigionamento di materiale da costruzione. La tecnica di scavo prevedeva l'asportazione per blocchi della roccia, a partire dalla superficie fino a raggiungere un livello prossimo a quello marino, per poi passare alla coltivazione di aree adiacenti. Poiché la costa su cui si sono impostati gli scavi non consentiva lo sviluppo in profondità senza l'ingressione delle acque marine, la coltivazione si è sviluppata arealmente,

come testimoniano i fronti di scavo attualmente visibili, alti non più di due metri, orientati secondo due direttrici principali: NW-SE, ossia parallela all'andamento della linea di costa, e NE-SW, ovvero normale alla direzione della costa. I tratti a sviluppo lineare maggiore sono quelli orientati parallelamente alla linea di costa. Lungo i fronti di cava è possibile osservare i caratteri macroscopici di tali litotipi, costituiti da biocalcarenitici e biocalciruditi a tratti bioturbate, tenere, di colore biancogriastro e giallastro, con differenti gradi di cementazione. I piani di cava più profondi risultano attualmente parzialmente sommersi e potrebbero essere considerate come fonti documentali delle variazioni del livello del mare e di ingressione delle acque avvenute negli ultimi secoli. Il sito estrattivo costiero di San Vito quindi, può essere considerato un piccolo archivio di suolo, dove sono conservate e visibili in collocazione primaria, le tracce materiali e le documentazioni originali dell'attività edificatoria dell'uomo svolte nelle vicinanze del sito.

Bibliografia essenziale

CALIA A., GIANNOTTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. *Atti del Convegno Nazionale "Il patrimonio geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare"*, pp. 249-258

DE BUERGO M., MASINI N., PEREZ-MONSERRAT E., CALIA A., VARAS M.J., QUARTA G., FORT R., GIANNOTTA M.T., VAZQUEZ-CALVO C., DANESE M., SILEO M. (2008) - geomonomental routes: the granitic bridges over the guadarrama river (madrid, spain) and the cacarenitic coastal towers from the salento (italy), in: proceed. 11th int. congr. on deterioration and conservation of stone, 15-20 settembre 2008 torun, poland, vol. ii pp. 1153-1161.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary geology*, 150, pp. 139-152.

Longitudine **17,20123** • Latitudine **41,00765** • Polignano a Mare (Ba)





Panoramica dell'invaso di Serra del Corvo

Un paesaggio omogeneo, in cui si alternano dolci tratti collinari modellati dall'erosione e suoli alluvionali profondi e argillosi, fanno da cornice all'invaso di *Serra del Corvo*, uno dei laghi artificiali più estesi presenti in Puglia, sotteso dall'omonima diga in terra zonata, realizzata tra la fine degli anni '70 e l'inizio degli anni '80 nell'area di confine tra il comune di Gravina in Puglia e la Basilicata. La diga, che sbarrò il corso del *Torrente Basentello*, ha un'altezza rispetto al piano campagna poco superiore a trenta metri ed una capacità d'invaso di circa 42 milioni di metri cubi d'acqua. È stata realizzata esclusivamente per soddisfare il cronico fabbisogno idrico delle aree interne, dove il crescente sviluppo agrario necessitava di apporti idrici non più sostenibili con i prelievi d'acqua dai pozzi della falda carsica presente a notevoli profondità. La realizzazione dell'invaso in questa zona, comunque, è strettamente legata ai caratteri geologici presenti, in quanto la tenuta del corpo idrico sotteso dalla diga è resa possibile dalla presenza di una coltre di sedimenti argillosi plio-pleistocenici impermeabili, che impediscono alle acque di infiltrarsi nel sottosuolo ed alimentare la falda carsica ivi presente. I caratteri di questi litotipi sono attualmente visibili lungo i ver-

santi, del modesto rilievo, che convogliano le acque di pioggia all'interno del bacino. Il periodo di piena del lago coincide, in particolare modo, con quello che segue la mietitura, quando la raccolta delle coltivazioni lascia il suolo brullo. Il lago si sviluppa in due rami, quello occidentale in territorio lucano, quello orientale in territorio pugliese. L'invaso di Serra del Corvo, costituisce un esempio di come l'uomo abbia saputo trarre beneficio dai caratteri geologici ed ambientali presenti nell'area, soddisfacendo istanze di carattere sociale, connesse alla carenza di risorse idriche, e modificando l'ambiente collinare continentale originario con uno di tipo lacustre, in cui hanno trovato habitat favorevole numerose specie faunistiche e vegetali, alcune delle quali di interesse comunitario. L'area del lago infine, essendo popolata da avifauna ed ittiofauna di pregio, risulta di particolare interesse per le attività venatorie e di pesca.

Bibliografia essenziale

- BAZZOFFI P., BALDASSARRE G., PELLEGRINI S., RADINA B. (1998) – Neural model for assessing basin sediment yield and reservoirs sedimentation. 8th Int. IAEG Congress, Vol IV, 2717-2724. Balkema, Rotterdam, ISBN 90-5410-990-4.
- BOENZI F., PALMENTOLA G., PIERI P., VALDUGA A. (1971) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Foglio 165 e Foglio 176 "Trinitapoli e Barletta". Serv. Geol. d'It., Roma, 33 pp.
- CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) – Carta geologica delle Murge e del Salento. Mem. Soc. Geol. It., 42, Roma
- LACASELLA M. (a.a. 2010/2011) – Valutazione dell'erosione nel bacino idrografico del T. Basentello e della sedimentazione nell'invaso di Serra del Corvo (Ba, BAT, Pz). Tesi di laurea in Scienze Geologiche, Dipartimento di Scienze della Terra e geoambientali

Longitudine **16,23010** • Latitudine **40,85600** • Gravina in Puglia (Ba)



Panoramica del sito con punto di ripresa da Sud

L'area estrattiva costiera di Marina Serra ricade nel territorio comunale di Tricase, lungo un tratto di costa rocciosa con profilo digradante ad alto angolo, a sud della Torre di Palane, opera di avvistamento realizzata nel XVI secolo. I lineamenti geologici e stratigrafici in cui si inserisce sono caratterizzati dalla presenza del Membro di Gagliano del Capo, del Miocene superiore, costituito da calcari coralligeni e algali massivi di colore bianco-grigiastro, cui segue verso l'alto con contatto trasgressivo l'Unità della Calcarenite di Gravina, del Pleistocene inferiore eavente spessore massimo in affioramento di circa 20 m. Si tratta di un interessante esempio di geoarcheosito caratterizzato dalla coltivazione di un'area di cava a cielo aperto, poco estesa, da cui venivano estratti blocchi calcarenitici utilizzati per l'edificazione della vicina torre di difesa costiera aragonese del XVI secolo. I materiali cavati, costituiti da calcareniti e calciruditi bioclastiche, bioturbate, tenere e facili da lavorare, di colore bianco-grigiastro e giallino, in banchi e strati di spessore generalmente superiore al metro, venivano asportati per blocchi di circa trenta centimetri, a partire dalle zone più elevate fino a raggiungere un livello prossimo a quello del mare. In questo settore l'attività estrattiva, non

si è fermata all'età medioevale o aragonese, ma è proseguita nelle epoche successive modellando questo tratto costiero fino alla configurazione attuale, con insenature di origine antropica oggi frequentate da turisti ed abitanti del luogo da maggio a ottobre. Una delle insenature, antico piano di cava, è attualmente sede di un piccolo porto di pescatori. Molto particolare è anche l'insenatura artificiale presente subito a nord del porticciolo, limitata da due fronti di cava ad andamento curvo, alti circa quattro metri. L'apertura di questa ansa a forma di uncino permette l'ingresso delle acque marine, che raggiungono nell'insenatura circa un metro di profondità.

Bibliografia essenziale

- ALVAREZ DE BUERGO M., MASINI N., PEREZ-MONSERRAT E., CALIA A., VARAS M.J., QUARTA G., FORT R., GIANNOTTA M.T., VAZQUEZ-CALVO C., DANESE M., SILEO M. (2008) – Geomumental Routes: the granitic bridges over the Guadarrama River (Madrid, Spain) and the calcarenitic coastal towers from the Salento (Italy). In: Proceed. 11th Int. Congr. On Deterioration and Conservation of Stone, 15-20 settembre 2008 Torun, Poland, vol. II pp. 1153-1161.
- CALIA A., GIANNOTTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. Atti del Convegno Nazionale "Il patrimonio geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare". pp.249-258
- QUARTA G., CALIA A., GIANNOTTA M.T. (2008) - Caratteristiche minero-petrografiche e geochimiche di calcareniti da cave costiere della penisola salentina: contributo allo studio dello sfruttamento nell'antichità. Atti 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sassari 15-17 Settembre 2008.

Longitudine **18,39308** • Latitudine **39,91106** • Tricase (Le)





Panoramica dell'invaso di Serra del Corvo

Per chi percorre verso est la litoranea, la costa bassa rocciosa, che comincia dal confine tra il comune di Salve e quello di Morciano di Leuca, ha un aspetto nettamente diverso dalla spiaggia sabbiosa ad ovest. Sono presenti diverse scaturigini subaeree poco sopra il pelo d'acqua emergenti dai calcari cretacei e concentrate prevalentemente nel tratto di costa prospiciente via delle Sorgenti. Gli strati calcarei (Calcarea di Altamura) immergono blandamente verso SSW ed hanno spessori variabili dal decimetro al mezzo metro. Le effluenze sono alimentate dalla falda carsica che si mescola con l'acqua marina di invasione continentale. Il fenomeno delle sorgenti di Torre Vado, principale attrattiva dell'area, è noto alla popolazione locale ed ai turisti che usano bagnarsi in piccole insenature nella roccia dove l'acqua proveniente dalle scaturigini abbassa la temperatura di quella marina mescolandosi ad essa. Esse inoltre rappresentano per la popolazione locale un luogo di *memoria storica*, dove in passato era usuale dissetarsi o rinfrescarsi dopo la giornata di lavoro sui campi, quando la fascia costiera era disseminata di vigneti e fertili terreni condotti a seminato, che hanno lasciato il posto ad abitazioni e strutture ricettive sorte negli anni '80. Si tratta in particolare di uno specchio di acqua

fresca e quasi dolce posizionato nel tratto di costa rocciosa più settentrionale, dove tra le insenature si riescono a scorgere polle sorgentizie subaeree da cui fuoriesce l'acqua dolce di falda, visibile soprattutto nelle fasi di bassa marea e mare calmo con il classico sciabordio dell'acqua. Per la facile accessibilità le sorgenti possono essere utilizzate quale punto di campionamento per studi sulla falda carsica e per attività di divulgazione sulle modalità di circolazione dell'acqua nel sottosuolo. La scarsità di studi rigorosi sul regime e sulla modalità di alimentazione delle sorgenti, comunque, suggerisce la necessità di ulteriori approfondimenti.

**Bibliografia essenziale**

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) – Note illustrative alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41, 449-460.

Longitudine **18,26751** • Latitudine **39,83505** • Morciano di Leuca (Le)



Area estrattiva di Porto Saturo

L'area estrattiva costiera in Località Saturo è ubicata lungo il tratto di costa tutto compreso tra la baia di Porto Saturo e quella di Porto Perone, in un contesto fisiografico costituito da pianate di abrasione marina pleistoceniche che digradano blandamente verso l'attuale linea di costa, caratterizzata dall'alternanza di coste rocciose e spiagge sabbiose. Essa è riparata dalle correnti meridionali e la sua conformazione ha offerto nel corso del tempo un facile e sicuro approdo alle navi di passaggio. Per tale motivo, risulta abbastanza difficile attribuire l'attività estrattiva di cui è stata oggetto ad un particolare periodo storico. I banchi rocciosi cavati potrebbero essere stati utilizzati per l'edificazione sia della vicina antica villa Romana che per la Torre di avvistamento aragonese. L'area estrattiva in particolare, è caratterizzata da numerosi piani di coltivazione isolati tra loro e di estensioni variabili, in cui è possibile evidenziare differenti tecniche di coltivazione. Nella zona prospiciente il faro ed i resti del villaggio dell'età del Bronzo e del Ferro, essa si sviluppa arealmente, con fronti di scavo di altezza non eccedente 2 metri. Nella zona adiacente la villa costiera Romana e la Torre di avvistamento aragonese invece, i settori estrattivi risultano poco estesi e con fronti

di scavo più alti, ma non superiori ai 3 metri e si distinguono gradini più o meno accentuati che permettono di ipotizzare lo spessore dei blocchi calcarenitici cavati, in genere non superiore a 30 centimetri. Lungo i fronti dei vari settori estrattivi è possibile osservare i caratteri macroscopici del materiale estratto, costituito da biocalcarenti e biocalciruditi tenere, di colore giallastro e rossastro, in banchi e strati di spessore generalmente superiore al metro. Essi appaiono del tutto simili ai materiali impiegati per la realizzazione della villa Romana e della Torre di avvistamento, nei settori estrattivi prossimi a queste ultime. Mentre, estendendo lo sguardo agli altri settori, si nota una fitta laminazione, che non compare nell'area nei pressi della villa Romana. L'area estrattiva quindi, essendo parte integrante del Parco Archeologico di Saturo, luogo in cui sono presenti testimonianze di un grande villaggio dell'età del Bronzo e del Ferro, di un Santuario Greco, di una grande Villa Romana costiera e della Torre Aragonese di avvistamento, può essere considerata un geoarcheosito, in cui evidenze archeologiche e storiche si associano ad elementi di significato geologico e geomorfologico.

**Bibliografia essenziale**

CALIA A., GIANNOTTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. Atti del Convegno Nazionale "Il patrimonio geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare", pp.249-258

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1992) - note alla carta geologica delle murge e del salento (puglia centro-meridionale) - memorie società geologica italiana, 41 (1988), roma, pp. 449-460.

Longitudine **17,30552** • Latitudine **40,37066** • Leporano (Ta)

CGPo2o3 L'AREA ESTRATTIVA COSTIERA DI TORRE MIGGIANO



Area estrattiva di Torre Miggiano adiacente l'omonima torre aragonesa di avvistamento

L'area estrattiva costiera di Torre Miggiano si trova lungo il tratto di costa rocciosa adiacente l'omonima Torre aragonesa di avvistamento e costituisce un interessante esempio di geoarcheosito in cui valenze storiche e archeologiche si associano ad elementi di significato geologico e geomorfologico. Parte del materiale estratto, infatti, sulla base delle analisi mineralogico-petrografiche condotte sui materiali di cava e su quelli in opera, risulta essere stato utilizzato per l'edificazione della Torre di difesa aragonesa. Si tratta di un settore costiero con profilo digradante ad alto angolo che termina con una falesia, caratterizzato dalla coltivazione di un'estesa area di cava a cielo aperto da cui si estraevano litotipi calcarenitici, riferibili all'unità delle Calcareniti del Salento, costituiti da biocalcareniti e biocalciriti molto consistenti, di colorazione giallo-brunastra, generalmente massive o in strati di spessore superiore al metro. In numerosi fronti di scavo inoltre, è possibile riconoscere una stra-

tificazione incrociata a piccola e media scala messa in evidenza da variazioni tessiture e cromatiche. Lungo gli stessi fronti ed in special modo in quelli presenti nella parte nord-orientale dell'area estrattiva, sono anche ben visibili le tracce dell'antica estrazione di elementi circolari e blocchi di grandi dimensioni e dei relativi strumenti utilizzati. L'estrazione dei blocchi di grandi dimensioni è desumibile dalla maggiore distanza tra i gradini che si rileva in alcuni livelli. I fronti non hanno orientazioni preferenziali a testimonianza dell'omogeneità dei litotipi calcarenitici presenti. La tecnica di scavo utilizzata prevedeva l'asportazione per blocchi a partire dalla superficie fino a raggiungere anche 6-7 metri di profondità dal piano di campagna, fino a lambire o raggiungere il livello del mare, come è possibile osservare nel settore nord-orientale dell'area di cava, dove i piani di scavo più profondi risultano parzialmente sommersi.

Bibliografia essenziale

BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., VAROLA A. (1987) - Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. IV - Inquadramento bio-cronostratigrafico delle Calcareniti del Salento di Porto Miggiano - Santa Cesarea Terme. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio Salentino. Lecce 12 dicembre 1987.

CALIA A., GIANNOTTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. Atti del Convegno Nazionale "Il patrimonio geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare", pp.249-258.

GUAITOLI M., 1997 - Attività dell'Unità Operativa Topografia Antica, In Metodologie di catalogazione dei beni archeologici, 1,2. Lecce - Bari, pp. 9-44.

Longitudine **18,45075** • Latitudine **40,03050** •
Santa Cesarea Terme (Le)



CGPo2o4 L'AREA ESTRATTIVA COSTIERA DI ROCA VECCHIA



Panoramica costiera dell'area estrattiva di Roca Vecchia

L'area estrattiva di Roca Vecchia è ubicata lungo il tratto costiero adriatico della marina di Melendugno, centro turistico e sede di varie testimonianze archeologiche. Le numerose popolazioni che si sono insediate nel corso dei tempi inoltre, hanno utilizzato le risorse lapidee affioranti lungo costa come materiale da costruzione e, per tale motivo, l'intera fascia costiera è costellata di vecchie cave. Esse hanno fornito i materiali per la realizzazione dei manufatti storici presenti nell'area e per la locale imponente struttura difensiva messapica. Il sito estrattivo di *Roca Vecchia* è quindi un interessante geoarcheosito in cui evidenze archeologiche e storiche si associano ad elementi di significato geologico e geomorfologico. Il tratto in cui si osservano i segni dell'attività estrattiva si inserisce in un tratto di costa alta e rocciosa, formata da depositi calcarenitici quaternari che termina con pareti verticali e lungo cui si alternano zone in cui sono presenti piccole e riparate calette di spiaggia sabbiosa (*pocket beach*). In particolare, l'area estrattiva è caratterizzata dalla presenza di numerosi fronti di scavo orientati in vario modo e di altezza variabile, generalmente non superiori a 3 metri. I materiali estratti, costituiti da calcareniti e calciriti bioclastiche, bioturbate, tenere e facili

da lavorare, di colore bianco-grigiastro e giallino, in banchi e strati di vario spessore venivano asportati per blocchi, a partire dalle zone più elevate fino a raggiungere un livello prossimo a quello del mare. Le dimensioni dei blocchi sono facilmente desumibili dallo spessore dei singoli gradini presenti lungo i fronti. Numerosi fronti di scavo dell'area, inoltre, mostrano fenomeni di crollo dei fronti conseguenti allo scaldamento della base della falesia per effetto dell'erosione operata dal moto ondoso. Nel sito infine, poco distante dall'area principale, desta curiosità la presenza di un solco stretto e profondo realizzato nei depositi calcarenitici che raggiunge il livello del mare e chiamato dagli abitanti del posto: "Bagno-Cavallo: zazolfara del salento". Questo taglio, realizzato nel XVI secolo per consentire l'accesso al mare dei cavalli malati, per curarli con lo zolfo di cui sono ricche le acque, desta interesse sia per l'aspetto sociale del suo utilizzo, che per la segnalazione, non avvalorata da studi specifici, di manifestazioni sulfuree nell'area.

Bibliografia essenziale

ALVAREZ DE BUERGO M., MASINI N., PEREZ-MONSERRAT E., CALIA A., VARAS M.J., QUARTA G., FORT R., GIANNOTTA M.T., VAZQUEZ-CALVO C., DANESE M., SILEO M. (2008) - Geomonumental Routes: the granitic bridges over the Guadarrama River (Madrid, Spain) and the cacarenitic coastal towers from the Salento (Italy). In: Proceed. 11th Int. Congr. On Deterioration and Conservation of Stone, 15-20 settembre 2008 Torun, Poland, vol. II pp. 1153-1161.

CALIA A., GIANNOTTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. Atti del Convegno Nazionale "Il patrimonio geologico: una risorsa da proteggere e valorizzare", 249-258.

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1992) - Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale) - Memorie Società Geologica Italiana, 41 (1988), Roma, pp. 449-460.

Longitudine **18,42177** • Latitudine **40,29391** • Melendugno (Le)



CGPo2o6 L'AREA ESTRATTIVA DI SAN SAMUELE DI CAFIERO



Panoramica della zona di estrazione di blocchi lapidei carbonatici

L'area di San Samuele di Cafero è a circa 6 km da San Ferdinando di Puglia e rappresenta un caratteristico esempio di archeologia industriale in cui, fino a circa trent'anni fa, venivano estratti blocchi lapidei carbonatici utilizzati per la produzione di inerti per l'edilizia. Gli abitanti del paese la chiamano "frantoio macina sassi", in ricordo dei tempi passati in cui la "pietra di Bari" veniva estratta, lavorata e venduta. La peculiarità di questo interessante ex sito estrattivo risiede nella presenza, quasi unica, di un affioramento del Calcarea di Bari in sinistra idrografica dell'Ofanto. Questa formazione infatti, estesamente affiorante nell'altopiano delle Murge, in corrispondenza del margine ofantino subisce un progressivo e complessivo ribassamento ad "horst" e "graben", ossia un sistema in cui si susseguono alti e bassi di origine tettonica, che porta la formazione calcarea ad essere coperta dai depositi plioleistocenici in corrispondenza del graben dell'Ofanto, e ad affiorare nella zona di Cafero, in corrispondenza di un horst. Lungo i fronti dell'area estrattiva della zona sud-orientale, alti rispettivamente 3 e 5 metri, a cui si accede attraverso una comoda pista realizzata nelle fasi di recupero, è possibile osservare direttamente i caratteri litologici di questa formazione, localmente

rappresentata da rocce carbonatiche dolomitiche grigiastre, stratificate in spessi banchi inclinati verso SE e intensamente interessati da fratture subverticali allargate da processi carsici. Nelle aree limitrofe inoltre, sono coperti da un esiguo lembo di Depositi Marini Terrazzati, di colore giallastro, granulometria fine, poco cementati e con assetto suborizzontale. La cava, che nel corso degli anni ha beneficiato di diversi interventi di bonifica e valorizzazione, ricade interamente nell'area protetta SIC "Valle Ofanto - Lago Capacciotti" e al suo interno hanno trovato un habitat favorevole diverse specie botaniche, alcune delle quali di rilevante valore conservazionistico.



Bibliografia essenziale

BOENZI F., PALMENTOLA G., PIERI P., VALDUGA A. (1971) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 165 "Trinitapoli" e 176 "Barletta". Nuova Tecnica Grafica - Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1969) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 foglio n. 176 "Barletta".

www.ba.itc.cnr.it/SFR/SFR1435.html

www.pugliantrica.it

Longitudine **16,05274** • Latitudine **41,27176** • San Ferdinando di Puglia (Bat)

CGPo2o7 L'INVASO DI MONTE MELILLO



Panoramica dell'invaso di Monte Melillo

Chi ha visitato il territorio orientale di Minervino Murge fino agli inizi degli anni '80 può ricordare un paesaggio caratterizzato da forme collinari dolci e sinuose modellate nei sedimenti argillosi e sabbiosi dall'erosione e dai corsi d'acqua presenti. In seguito alla realizzazione, dal 1984 al 1986 della diga in terra zonata di Monte Melillo, che ha sbarrato il corso del Torrente Locone, questo tratto di territorio ha subito una radicale trasformazione con la presenza di un esteso invaso artificiale, che ha prodotto profonde variazioni dell'ambiente originario, ma la cui presenza ha rivestito un ruolo essenziale nello sviluppo antropico dell'area, legato essenzialmente ad un incremento di attività connesse all'agricoltura, prima impensabili a causa delle ridotte disponibilità idriche. La possibilità di realizzare l'invaso in questa zona è strettamente legata ai locali caratteri geologici, una spessa coltre di sedimenti argillosi plioleistocenici impermeabili assicura la tenuta del corpo idrico sotteso dalla diga, essa impedisce alle acque di infiltrarsi nel sottosuolo o di scorrere nel letto fluviale. I caratteri macroscopici di tali sedimenti possono essere osservati lungo buona parte dei versanti che digradano verso il lago, specialmente nelle aree coltivate e non coperte dalla vegetazione. In

particolare, il versante orientale è caratterizzato dall'alternanza tra masse boscate, formazioni arboree e appezzamenti a prato e seminativo. Il versante occidentale, invece, si distingue per la prevalente apertura della trama dei soprassuoli. L'invaso di Monte Melillo quindi, costituisce un interessante esempio di come l'uomo abbia saputo trarre beneficio dai caratteri geologici ed ambientali presenti nell'area, soddisfacendo istanze di carattere sociale connesse alla carenza di risorse idriche e modificando il monotono paesaggio collinare originario con uno di tipo lacustre a forte valenza naturalistica, in cui hanno trovato habitat favorevole numerose specie faunistiche e vegetali, alcune delle quali di interesse comunitario. Di particolare interesse inoltre, è la fauna ittica del lago, che richiama appassionati di pesca sportiva da tutta Italia per la notevole quantità e tipologie di specie presenti, quali ad esempio cavedani, scardole, persici trota e reali.



Bibliografia essenziale

BALDASSARRE G., PALUMBO N. (2003) - Valutazione dell'apporto solido erosivo nell'invaso artificiale sul Torrente Locone. Tesi di Dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XXII ciclo.

BOENZI F., PALMENTOLA G., PIERI P., VALDUGA A. (1971) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Foglio 165 e Foglio 176 "Trinitapoli e Barletta". Serv. Geol. d'It., Roma, 33 pp.

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Carta geologica delle Murge e del Salento. Mem. Soc. Geol. It., 42, Roma

COTECCHIA G., MONTERISI L., SALVEMINI A. (1990) - La diga in terra sul torrente Locone: aspetti geologici e geotecnici. Geol. Applic. e Idrogeol., Vol. XXV, Bari, pp.45-48.

Longitudine **15,99995** • Latitudine **41,08163** • Minervino Murge (Bat)



Panoramica della diga di Marana Capacciotti

La diga di Marana Capacciotti, in terra zonata con nucleo centrale, è ubicata in località Bella Veduta in agro di Cerignola ed è stata costruita dal 1969 al 1976. Intercetta il torrente Marana Capacciotti, affluente in sinistra del fiume Ofanto ed ha una altezza, rispetto al piano campagna, di circa 50 m con sviluppo del coronamento di 825 m e una capacità di invaso di circa 46 m³. L'opera risulta di determinante importanza ai fini degli approvvigionamenti idrici di natura potabile ed irrigua del comprensorio agricolo presente nella zona, in un territorio a forte vocazione agricola ma povera di risorse idriche. Il lago artificiale venutosi a creare in seguito alla realizzazione dello sbarramento inoltre, ha modificato le originarie condizioni climatiche e paesaggistiche della zona, creando un'area umida continentale nella cui zona di influenza si sono formati habitat di interesse comunitario (Foreste a galleria di *Salix alba* e *Populus alba* - Percorsi substeppici di graminacee e piante annue), idonei all'insediamento di diverse specie vegetazionali e faunistiche, alcune delle quali di rilevante valore, quali ad esempio il pioppo bianco (*Populus alba*) e la lontra europea (*Lutra lutra*). La geologia dell'area risulta di fondamentale importanza per la tenuta del corpo idrico dell'in-

vaso, resa possibile dalla presenza in sito di unità litologiche impermeabili, che non consentono all'acqua di infiltrarsi nel sottosuolo. Il corpo idrico infatti, è tenuto lateralmente dall'unità impermeabile delle argille plio-pleistoceniche, alterate in superficie, e nella parte centrale, dalle spesse alluvioni che occupano il fondovalle della stessa Marana. I depositi alluvionali presenti al fondo sono visibili solo in casi di siccità prolungata, mentre i depositi argillosi sono visibili lungo tutti i versanti dell'invaso, soggetti in molte aree ad erosione diffusa che ne trasporta i sedimenti fin all'interno, contribuendo al processo di interrimento. Il sito quindi, sebbene sia nato per una funzione di interesse prettamente antropico, legato alle necessità idriche del settore produttivo agricolo, nel tempo è divenuto di rilevanza ambientale sia per la caratterizzazione del paesaggio in relazione alla presenza d'acqua, sia per l'esistenza di importanti specie vegetazionali e faunistiche, che hanno condotto l'area ad essere considerata di importanza comunitaria attraverso l'istituzione dell'area protetta SIC "Valle Ofanto - Lago Capacciotti".



Bibliografia essenziale

Quaderni del Consorzio per la Bonifica della Capitanata 1.05 (2004) - Claudio Grenzi Editore.

Longitudine **15,79534** • Latitudine **41,16321** • Cerignola (Fg)



Ingresso della cavità sul versante di un'ampia dolina

La cavità è stata scoperta nel 1985 ed esplorata fino all'attuale fondo nell'arco di un quinquennio. Si apre in una delle più rappresentative aree carsiche del Gargano, circa 4.5 km a NE del centro abitato di San Marco in Lamis, e 1.7 km a NNW della vetta di Montenero, in linea d'aria. Tutta l'area circostante, compresa tra gli 800 e i 1.000 m di quota s.l.m. è caratterizzata da un'alta densità di doline ed anche da doline di grandi dimensioni. In una di esse, a circa 840 m di quota, si trova l'imbocco del sistema carsico. Questo rappresenta uno dei principali sistemi ipogei dell'altopiano posto immediatamente a monte di San Marco in Lamis. Si può ritenere una "emergenza" geomorfologica degna di nota, per via della generale difficoltà, nel carso pugliese, di avere accesso ad ambienti ipogei complessi ed articolati; in genere è possibile accedere a frammenti di sistemi, di limitatissima estensione, molto raramente l'esplorazione può raggiungere, e documentare, cavità rappresentative di una varietà morfologica (o anche geologica, mineralogica, ecologica) caratteristica dei sistemi carsici ipogei. L'ingresso dell'Abisso Cinese è sul versante di un'ampia dolina. Per esso si accede a un complesso sistema caratterizzato dalla presenza di brevi tratti sub orizzontali meandrici e di pozzi verticali, impostato su una rete di fratture, le cui orientazioni più frequenti sono grosso modo NW-SE, E-W e NE-SW. Allo stato attuale delle esplorazioni, l'abisso presenta tre diramazioni principali che si ricongiungono a circa 60 m di profondità, in corrispondenza di una "saletta" caratterizzata prevalentemente dai processi di crollo, ingombra di detrito roccioso (endoclastico) e con un abbondante deposito a componente argilloso. Da questo punto, un angusto meandro con alcuni salti porta alla successione di brevi pozzi alla cui base si trova il fondo della cavità a 111 m di profondità.



Bibliografia essenziale

BABOCI K., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1991) - Primi risultati dello studio quantitativo delle forme carsiche epigee dei dintorni di S. Marco in Lamis (FG). Itinerari Speleologici, serie II, n. 5, pp. 87-95.

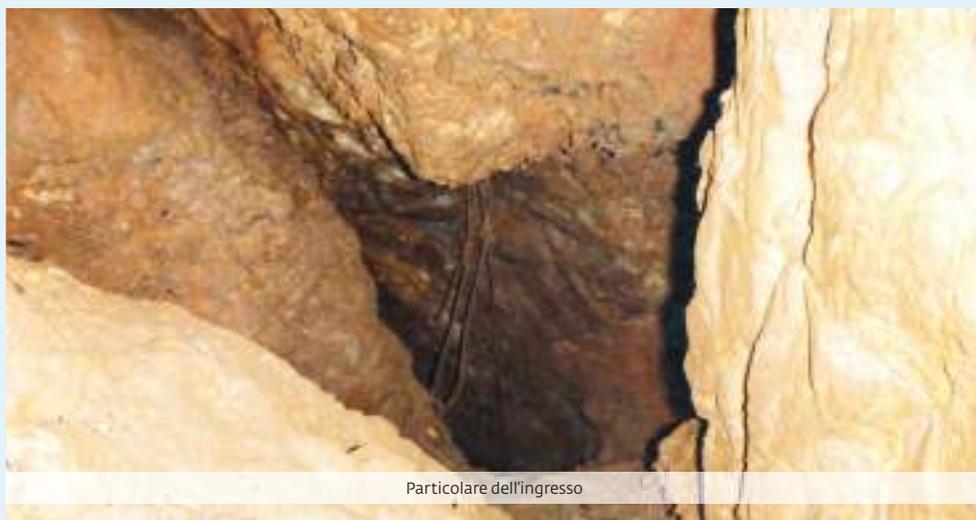
FUSILLI C. (2002) - Le Grotte del Gargano. Guida alle principali cavità del parco. Edizioni del Parco, pp. 207

FUSILLI C. (2004) - Cavità notevoli del Gargano. Atti del raduno nazionale di speleologia "Spelaion 2003", San Giovanni Rotondo, 5-8 dicembre 2003, p. 123-136.

GIULIANI P. (1988) - L'abisso cinese (San Marco in Lamis - Foggia). Itinerari Speleologici, serie II n. 3, pp. 71-74.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_2191, www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **15,67760** • Latitudine **41,74152** • San Marco in Lamis (Fg)



Particolare dell'ingresso

La cavità è la seconda grotta più profonda del Gargano ed una delle più profonde di Puglia. L'imbocco si apre sul fianco di una delle tante doline che crivellano la parte più occidentale dell'altopiano carsico compreso altimetricamente tra 500 e 650 m di quota, e situato tra Rignano Garganico e San Marco in Lamis. La grotta raggiunge la superficie attraverso un angusto pozzo-fessura verticale, profondo circa 30 m, da cui si accede ad un ampio ambiente da crollo. Da qui, una prima successione di brevi pozzi conduce a quasi 100 m di profondità. Successivamente la grotta prosegue con un andamento inclinato e con una serie di saltini intervallati da passaggi stretti, fino ad una delle nume-

rose strettoie da cui si accede ad un pozzo profondo 16 m a cui segue un articolato pozzo di 40 m. La base di questo ambiente rappresenta il fondo della cavità a 170 m di profondità dal piano campagna. I depositi interni sono rappresentati da argille residuali, depositi chimici e, prevalentemente, da corpi di frana. La cavità ha uno sviluppo molto articolato, nel quale si distingue il generale allungamento in direzione E-W. Queste condizioni, unitamente all'estensione del sottosuolo osservabile, dal punto di vista geologico e strutturale in primis, costituiscono un importante accesso a dati scientifici altrimenti non rilevabili in superficie.



Bibliografia essenziale

FUSILLI C. (2002) – Le Grotte del Gargano. Guida alle principali cavità del parco. Edizioni del Parco. pp. 207.
GIULIANI P. (2000) – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici. 72 pp.
Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_2337 su www.catasto.fs Puglia.it.

Longitudine **15,56874** • Latitudine **41,70437** • Rignano Garganico (Fg)



Panoramica dell'imbocco della grava

La cavità si apre nel ripiano più basso del promontorio garganico, a SE dell'abitato di San Giovanni Rotondo, che dista 10 km in linea d'aria. È uno dei rarissimi casi di forme da crollo di ampie cavità carsiche, osservabili ad uno stadio iniziale del degrado successivo al collasso della volta. Pertanto, questa voragine rappresenta, con quella di San Leonardo (CGPo214), la forma che la *dolina da crollo* assume in uno stadio iniziale della sua evoluzione, nell'area pedegarganica. Si presenta come un'apertura di forma approssimativamente ellittica, con asse maggiore lungo 26 metri orientato verso NO; ha pareti aggettanti, e risulta profonda 66 metri. Il lato meridionale, che è quello idoneo per la discesa, è una parete alta 22 m che termina sul vertice di una ripida china detritica, alta oltre 40 m. Al piede del declivio si apre una seconda caverna da crollo, a cupola, di dimensioni decisamente minori rispetto alla precedente. Sulla base di queste considerazioni generali, nel caso specifico della Grava di Masseria Signoritti è possibile ipotizzare che la dolina da crollo non sia particolarmente antica sia per la ripidità delle sue pareti (verticali o aggettanti) che per l'evidente presenza sul fondo della grotta esclusivamente del corpo di frana prodotti per crolli successivi dalla volta

della preesistente caverna. È possibile ipotizzare che la dolina da crollo non sia particolarmente antica sia per la ripidità delle sue pareti (verticali o aggettanti) che per l'evidente presenza sul fondo della grotta esclusivamente del corpo di frana prodotti per crolli successivi dalla volta



Particolare dell'imbocco



Bibliografia essenziale

CAPPA G. (2004) – Appunti di speleologia del Gargano. Atti del raduno nazionale di speleologia "Spelaion 2003". Edizioni del Parco.
FUSILLI C. (2002) – Le Grotte del Gargano. Guida alle principali cavità del parco. Edizioni del Parco, pp. 207.
FUSILLI C., GIULIANI P. (1990) - Guida alla speleologia del Gargano. Leone Editrice, Foggia, 230 pp.
GIULIANI P. (1993) – La distribuzione del carsismo profondo sul Promontorio del Gargano. Atti del 2° Convegno di Speleologia Pugliese 5 – 6 dicembre 1992, pp. 41 – 56.
MENOZZI B. (1971) – Gargano 1971. Il Grottesco, Boll. Interno Gruppo Grotte Milano CAI – SEM, pp. 22-39.

Longitudine **15,82390** • Latitudine **41,63554** • San Giovanni Rotondo (Fg)



Panoramica della cavità di San Leonardo

La cavità è una maestosa manifestazione del fenomeno carsico che porta alla formazione di doline da crollo; essa è ubicata sulla superficie del ripiano garganico più basso in quota, circa 10 chilometri a Sud del centro abitato di San Giovanni Rotondo. La cavità si presenta con un ingresso di contorno ellittico, il cui asse maggiore, orientato a NNE è lungo circa 25 metri. Ha pareti aggettanti, una profondità di 76 metri e un'ampiezza, alla base, di circa 60 metri. La prima esplorazione risale al 1961, sebbene sia citata già nel 1916 da Checchia-Rispoli. Il fondo della grotta è occupato da un cono detritico alto circa 30 m. Questa grava, e quella di Masseria Signoritti (CGPo212), rappresentano i due più significativi esempi di dolina da crollo presenti nell'area pedegarganica, fenomeno che in rarissimi casi si riscontra in questo stato di evoluzione. In assenza di studi di dettaglio sulle concrezioni e/o di altri indicatori geocronologici e quindi solo su base geomorfologica si ipotizza che la dolina da crollo non sia particolarmente antica; tale conclusione è avvalorata da indizi quali la ripidità delle sue pareti (verticali o addirittura aggettanti) sia l'evidente presenza sul fondo della grotta esclusivamente del corpo di frana prodottosi per successivi crolli dalla volta della preesistente caverna.



Particolare della grava con contorno ellittico



Bibliografia essenziale

- CAPPA G. (1962) - Note di speleologia nel Promontorio del Gargano. Atti del VI Congr. Spel. Lombardo, Piani Resinelli, 10 aprile 1960, Rassegna Speleologica Italiana, anno XIV, fasc. 1, p. 7-18.
- CAPPA G. (2004) - Appunti di speleologia del Gargano. Atti del raduno nazionale di speleologia "Spelaion 2003". Edizioni del Parco.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1916) - Note per la conoscenza del fenomeno carsico nel Gargano. Terzo Contributo. Bollettino della Società Geologica Italiana, 35, pp. 33-35.
- FUSILLI C. (2004) - Cavità notevoli del Gargano. Atti Spelaion 2003, San Giovanni Rotondo, 5-8 dicembre 2003, p. 123-136.
- PARISE M., PASCALI V., SAVINO G. (2003) - Note sul degrado di ambienti carsici con esempi dalla Regione Puglia. Thalassia Salentina, 26 (suppl.), p. 305-312.

Longitudine **15,76182** • Latitudine **41,61588** • San Giovanni Rotondo (Fg)



L'ingresso della Grava di Zazzano

La cavità si trova circa 8 km a NNE dell'abitato di S. Marco in Lamis, in linea d'aria. Il sito può essere inquadrato al margine di un vasto "campo di doline", dove esso passa a bacini idrografici aperti verso la costa settentrionale del Gargano e tributari, in parte, del Lago di Lesina. La "grava" (nome locale per le voragini) è costituita da un pozzo profondo 95 m, il cui imbocco, coincidente col fondo di una dolina, ha forma "ad imbuto", con asse di allungamento in direzione NO-SE. Il pozzo, alla sua base, si immette in una grande galleria che, dopo circa 60 m con andamento orizzontale, diviene impraticabile. La grava di Zazzano, per il profondo pozzo di ingresso, rappresenta uno dei più rilevanti fenomeni carsici ipogei del pianoro carsico che si estende a NE di San Marco in Lamis, caratterizzato da una fitta presenza di doline. È censita nel catasto speleologico regionale (PU_279). La sua planimetria presenta un andamento allungato grosso modo in direzione NO-SE; pertanto si ritiene trattarsi di forme impostatesi ed evolutesi in corrispondenza di strutture tettoniche (diaclasi, o una faglia) la cui presenza è evidente oltre che per le peculiari geometrie assunte dai singoli vuoti ipogei, (ad esempio lo stesso pozzo, in profondità, assume una forma stretta ed allungata)

anche per l'intensa tettonizzazione dei calcari affioranti lungo le pareti del pozzo. Inoltre la cavità presenta ben visibile un aspetto degno di attenzione ed ulteriori indagini in campo sia geomorfologico che idrogeologico, consistente nella presenza di diramazioni poste a diversi livelli, in particolare sotto il fondo della dolina, dove risultano accessibili.



Foto del pozzo presa dall'interno della grava



Bibliografia essenziale

- CAIAZZO D. (1990) - San Marco in Lamis: la Grava di Zazzano. Itinerari Speleologici. Serie II, n. 4, pp. 79-84.
- FUSILLI C. (2002) - Le Grotte del Gargano. Guida alle principali cavità del parco. Edizioni del Parco, pp. 207.
- FUSILLI C., GIULIANI P. (1990) - Guida alla speleologia del Gargano. Leone Editrice, Foggia, 230 pp.
- PARENZAN P. (1963) - La grava di Zazzano nel Gargano. Atti 2° Congresso Internazionale di Speleologia, Bari - Lecce - Salerno 1958, pp. 333-337.
- PLACENTINO M., SAVINO V. (2010) - Zazzano e oltre. Atti del XV Incontro Regionale di Speleologia Pugliese "Spelaion 2010", Bari, 10-12 dicembre 2010, pp. 87-92.

Longitudine **15,65941** • Latitudine **41,78648** • San Marco in Lamis (Fg)



Particolare dell'interno della grave (Foto G. Ragone CARS per G. Selleri)

La cavità si trova sull'Alta Murgia altamura, al margine della grande dolina del Pulo di Altamura e all'interno del solco erosivo immissario da Nord-Est; pertanto l'emergenza geologica è anche all'interno del monumento naturale - geosito (CGP0033). Dal punto di vista geomorfologico, si tratta di un fenomeno del carsismo, l'inghiottitoio, con peculiari caratteri, sia intrinseci che dell'ambiente circostante. Non è frequente infatti nel carso murgiano il ritrovamento di un inghiottitoio su fondo valle, particolarmente quando l'incisione che esso intercetta abbia i caratteri del principale solco erosivo che si immette in una delle grandi doline (il Pulo di Altamura). Si tratta di una incisione con profilo trasversale a "V", che in quel tratto presenta pendenza accentuata rispetto al tratto a monte, essendo il prodotto dell'evoluzione geomorfologica della lama successiva alla genesi del Pulo così com'è oggi. La posizione topografica dell'inghiottitoio è piuttosto alta rispetto al

fondo della depressione. La linea di impluvio si attiva in occasione delle piogge intense pertanto la grotta è soggetta a piene molto violente documentate in occasione di esplorazioni speleologiche ripetute dopo le piene. L'ingresso della grotta, tuttavia, ha modeste dimensioni, ma dà accesso ad un pozzo "a campana" (perché si allarga verso il basso) profondo circa 30 m. Da qui uno stretto passaggio permette di accedere ad alcune cavità di forma fusoidale (o fusoidi) tra loro paralleli, che da questo livello risalgono, e che mettono in comunicazione anche con una successione di brevi pozzi, intervallati da strettoie. Un deposito di fango rappresenta il fondo della cavità, ostruendone la prosecuzione verso il basso, ad un livello grosso modo prossimo a quello del fondo della dolina. Nel suo complesso, il sito presenta una serie di caratteri e di dati che possono contribuire alla ricerca scientifica sull'evoluzione di questo complesso ambiente carsico sinora poco studiato.

Bibliografia essenziale

DEL VECCHIO F. (2000) – Le grotte di Altamura. 5° incontro regionale della Speleologia pugliese, Atti delle giornate 1-3 dicembre 2000 Atamura, p. 148-155.
GIULIANI P. (2000) – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici, 72 pp.
JURILLI V. (2012) – The Alta Murgia karst plateau and the "puli". In: Matera and the Alta Murgia National Park (Apulian Foreland) - Guide to the field trip for the 7th Symposium on the Conservation of the Geological Heritage "Geoheritage: Protecting and Sharing", Bari, 24-28 settembre 2012.
Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_86o su www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **16,57024** • Latitudine **40,89223** • Alberobello (Ba)



Vista panoramica della depressione in cui si apre la cavità

La Grave di Masseria Previticelli (anche Grava di Attaviuccio) si trova sulla piana carsica dell'Alta Murgia, a circa 2 km di distanza dal ciglio rialzato dell'altopiano rivolto a Sud-Ovest, e a circa 625 m di quota. La zona ha orografia tipicamente carsica, con basso rilievo e reticoli endoreici, alcuni dei quali intercettati da inghiottitoi (*le gravi*); tra questi anche la Grave di Faraualla (CGP0217), distante circa 1.500 m. Le linee di impluvio si riattivano in occasione degli eventi meteorici più intensi. La grotta ha uno sviluppo prevalentemente verticale; il primo pozzo è profondo circa 110 m e dà accesso ad un complesso di ambienti sub orizzontali, parzialmente allagati, che collegano anche altri pozzi ascendenti. L'alta energia delle acque affluenti provoca frequenti variazioni morfologiche all'interno, mobilitando i depositi interni e demolendo parti di roccia più esposte e meno resistenti. La grave, infatti, è a tutt'oggi attiva come documentato da osservazioni speleologiche nel 2002 che hanno rilevato gli effetti di una piena eccezionale che ha interessato il sistema carsico, trasformando radicalmente l'aspetto della base del primo pozzo. È recente la scoperta di un nuovo pozzo che si sviluppa in profondità ma ostruito da uno spesso deposito fangoso dovuto all'at-

tività idraulica. La profondità complessiva è di poco inferiore a 130 m. La cavità si sviluppa interamente nel Calcarea di Altamura del Cretaceo superiore, con un allungamento in direzione SW-NE evidentemente condizionato dalle strutture tettoniche. I sedimenti interni sono rappresentati da spesse colate calcitiche, in avanzata fase di erosione da parte dei flussi idrici, e da abbondanti depositi siltoso-sabbiosi di colore brunastro, privi di strutture sedimentarie. La cavità ospita anche una colonia di chiroteri, importante elemento rappresentativo del ruolo ecologico degli habitat ipogei nell'Alta Murgia.

Bibliografia essenziale

ANELLI F. (1959) – La Grave di Faraualla presso Altamura, in Boll. Arch. Bibl. Museo Civ. Altamura n. 6, gennaio.
BUX M., MARTIMUCCI V. (2006) – Zoologi, speleologi e pipistrelli sulla murgia, in Atti dell'11° Raduno Regionale di Speleologia Pugliese - Spelaion 2006
DEL VECCHIO F., SQUICCIARINI A. (1993) – Le esplorazioni della grave di Previticelli, in Atti del 2° Convegno di Speleologia Pugliese, pp.209-216
COSTANZO VOLPE A., FORMICOLA W., LORUSSO D., RAGONE G. (2007) – Le Murge alte. In: Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia, Federazione Speleologica Pugliese, 137-146 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).
Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_434 su www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **16,33892** • Latitudine **40,94000** • Gravina in Puglia (Ba)





Ambienti interni alla base del primo pozzo

La Grave si trova tra gli abitati di Acquaviva delle Fonti e Cassano Murge, circa 600 m a N della strada che li collega. Il suo imbocco ricade lungo un alveo torrentizio del reticolo che ha recapito finale nell'Adriatico. È uno degli inghiottitoi attivi delle Murge basse più noti in ambito speleologico. La prima discesa risale al 1940 e fu condotta da alcuni abitanti di Cassano che si calarono nella grande sala che costituisce il primo ambiente ipogeo per circa 40 metri senza raggiungerne il fondo; le esplorazioni furono riprese nel 1962 ad opera del Gruppo Speleologico Pugliese e dall'Istituto Italiano di Speleologia e continuarono nei decenni successivi. Attualmente la grotta misura uno sviluppo planimetrico di circa 800 metri ed una profondità di 120 metri. La grotta comunica con l'esterno attraverso un inghiottitoio che si apre in una blanda depressione di forma subellittica, con lunghezza di 10 m e larghezza di 5 m, dove si raccolgono copiose le acque di pioggia. Al fondo della depressione, un'ampia frattura porta sulla volta di un salone alto circa 60 m. Alla base di questo, una lunga galleria, intervallata da zone semiallagate, porta al fondo della grotta rappresentato da un "lago-sifone". Questi suoi caratteri riassumono e rappresentano buona parte di quelli tipici delle grotte pugliesi. La grotta attraverso



Vista dell'ingresso della cavità

Bibliografia essenziale

COSTANZO VOLPE A., FORMICOLA W., LORUSSO D., RAGONE G. (2007) – Le Murge alte. In: Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia, Federazione Speleologica Pugliese, 137-146 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).

DEL VECCHIO F., GRECO A., RIZZI I., SCHIRALLI S. (1898) – Nota preliminare su taluni rinvenimenti osteologici in sacche di terra rossa presenti sulla Murgia. Grotte d'Italia, p. 209-216.

DEL VECCHIO F., SCARAMUZZI W. (1993) – L'esplorazione della Grave di Pasciuddo. Atti del II Conv. di Speleologia Pugliese. Castellana Grotte dicembre 1992, p. 57-62.

DEL VECCHIO F. (2007) – Le grotte di Cassano delle Murge. XII Incontro regionale di Speleologia "Spelaion 2007", p. 169-179.

Longitudine **16,80666** • Latitudine **40,89840** • Cassano delle Murge (Ba)



Vista dell'ingresso da mare

La Grotta della Monaca è la più nota cavità costiera a Nord di Otranto. Questo tratto di costa è caratterizzato dalla presenza di falesie, alte sino a 20 m, segnate da insenature che racchiudono *pocket beach*, spesso raggiungibili solo via mare. Le falesie sono intagliate in biomicriti marnose e marne calcaree del Pliocene medio, non particolarmente cementate, e sono soggette ad un più o meno rapido arretramento, spesso favorito dalla presenza di ampie cavità che, per azione combinata del moto ondoso, del processo carsico e della gravità si ampliano fino al crollo della volta, portando alla formazione di una piccola insenatura. In ragione di queste complesse modalità di evoluzione, questo tratto di costa, soprattutto a Nord del sito di interesse, si caratterizza per la presenza di archi naturali, lucernai di crollo, faraglioni che danno un notevole valore paesaggistico ai luoghi (cfr. CGPoo83, CGPoo85). Nello specifico, Grotta della Monaca è una cavità dove è possibile osservare in modo chiaro le tracce dei processi responsabili di questa complessa evoluzione. La cavità si compone di un primo ambiente rappresentato da un salone che si affaccia in mare con un ampio portale e da una breve galleria che termina in corrispondenza di una frana cementata. Il primo

ambiente ha geometria determinata essenzialmente dai fenomeni di crollo che interessano la volta; si tratta di una sala a cupola con volta ribassata il cui pavimento, sommerso, è occupato in gran parte dai blocchi, anche di grandi dimensioni, che si sono staccati dalla volta (che si presenta poco concrezionata) connessi prevalentemente all'azione meccanica del mare ed alla gravità; nel secondo ambiente, invece, sono ancora esposte le tipiche forme legate al processo carsico e connesse sia alla dissoluzione della roccia che alla precipitazione chimica (sebbene esso sia chiuso da una frana da crollo). Nella grotta è possibile quindi osservare come, all'interno di una cavità carsica, i processi meccanici possano prendere il sopravvento su quelli chimici nella morfogenesi. La lettura della morfosequenza riconosciuta nella grotta della Monaca permette, in modo molto didattico, di capire come lungo questa fascia costiera la linea di costa possa definirsi non solo per azione morfodinamica diretta sulla faccia esposta dell'ammasso roccioso - cioè sulla falesia - ma anche per l'evoluzione di cavità presenti al suo interno. Alla grotta si può accedere anche da terra, attraverso un cunicolo artificiale che è stato realizzato probabilmente allargando una frattura beante. Il sito è impreziosito dalla vista panoramica sulla falesia nonché dal carattere di estrema naturalità dell'area circostante.

Bibliografia essenziale

Federazione Speleologica Pugliese (2014) – Report finale Attività di supporto alla sorveglianza sanitaria – Piano di Monitoraggio sanitario chiroterri, Programma regionale tutela dell'Ambiente, Asse III, Linea E "Azione di Conservazione Chiroterri nelle grotte costiere e ridiffusione di Quercus Macroleptis nel Parco Naturale Regionale Costa Otranto – Leuca e Bosco di Tricase. 11 pp.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_152 www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **18,48412** • Latitudine **40,16371** • Otranto (Le)





Vista della grotta da mare. I portali di Nord-Ovest (Foto Catasto Grotte Regione Puglia per G. Selleri)

Questa notevole cavità, di grande impatto paesaggistico, si apre nel tratto di costa compreso tra Capo San Gregorio e Capo d'Otranto. Essa rappresenta un *unicum* sotto il profilo paesaggistico per la conformazione dei suoi ingressi costituiti da tre ampi ed alti portali (da cui il nome). Dai 3 portali si accede a una vasta caverna e cui forme sono determinate prevalentemente dalla recente evoluzione per crolli. Da essa si diramano due gallerie al livello del mare; in quella settentrionale si trova una cospicua sorgente, mentre una terza galleria è ubicata a circa 5 m di altezza rispetto al livello marino. In quest'ultima, nota come Grotta del Bambino, è conservato un deposito di sabbie rossastre dove sono stati rinvenuti un molare superiore sinistro di un bambino neandertaliano di circa 10 anni di età, associato a resti di rinoceronte, elefante antico e cervo. I depositi archeologici presenti all'interno della cavità sono stati, ovviamente, messi in posto in un contesto geomorfologico completamente differente da quello attuale, con un livello del mare decisamente più basso. La cavità si sviluppa integralmente in calcari micritici del Cretaceo superiore. Al suo interno sono conservati lembi di una successione sedimentaria marino-continentale, di cui la parte di interesse archeologico non rappresenta che i livelli

stratigraficamente più alti, che, in analogia con quanto riscontrabile nelle altre cavità limitrofe, è riferibile al Pleistocene medio superiore.



L'ambiente di crollo da cui si dipartono le tre gallerie che costituiscono gli ambienti più interni della grotta



Bibliografia essenziale

AA.VV. (1993) - Guida Turistico Culturale del Capo di Leuca - Regione Puglia - Assessorato P.I. C.R.S.E.C. LE/47 Tricase. Edizioni Laborgraf Tricase 1993.

GIULIANI P. (2000) - Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici, s. II, n. 9, 72 pp.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_120 su www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **18,33767** • Latitudine **39,79594** • Castrignano del Capo (Le)



Piega sinforme da collasso carsico visibili nei pressi del porticciolo di Cala Paura

L'emergenza geologica è stata osservata in un'area prossima al porticciolo per barche e pedalò di Cala Paura (Polignano a mare). In quest'area è possibile osservare due fenomeni: sia i caratteri stratigrafici e sedimentologici della successione cretacea della Formazione del Calcarea di Bari (Cenomaniano mediosuperiore), sia delle breccie calcaree in matrice residuale interpretate come il prodotto di una zona di collasso carsico (*sinkhole*) che ha coinvolto i calcari micritici e dolomitici cretacei. Tali circostanze raramente possono essere osservate in esposizione. In particolare, percorrendo la strada sterrata che conduce a Cala Paura si può osservare una piccola dolina da crollo impostata al nucleo di una precedente zona di collasso carsico, evidenziata da un brusco piegamento degli strati calcarei. Lungo i fianchi della piega da collasso è possibile osservare alcuni caratteri della successione cretacea localmente costituita da strati ricchi in macrofossili fra cui rudiste e chondrodontidi (organismi simili a delle grandi *ostree*) e da strati in cui è possibile osservare degli orizzonti dolomitici scuri con piccole cavità centimetriche interpretate come strutture da disseccamento. Proseguendo verso la cala si osservano con maggiore evidenza i fenomeni di collasso carsico.

Infatti, i calcari sono completamente brecciati, e costituiscono un accumulo caotico di blocchi di dimensioni variabili da alcuni centimetri al metro in cui non è più possibile osservare con chiarezza l'originaria stratificazione. In corrispondenza del porticciolo lungo la parete opposta a quella dello scivolo dei pedalò è possibile inoltre osservare delle pieghe sinformi ampie diversi metri, riempite al nucleo da breccie da grossolane a molto grossolane corrispondenti a interi frammenti di strati di dimensione anche metrica. Per quanto riguarda l'età del processo genetico che ha prodotto il collasso degli strati del Calcarea di Bari le evidenze osservate nell'area di Polignano mostrano che questi fenomeni non hanno coinvolto le sovrastanti calcareniti della Formazione della Calcarenite di Gravina pertanto sono antecedenti alla sedimentazione di tale unità. L'area di Cala Paura è un sito di grande importanza didattica per studenti e geoturisti che vogliano osservare da vicino i caratteri peculiari di una successione carbonatica coinvolta in fenomeni di collasso di cavità di origine carsica.



Bibliografia essenziale

LUPERTO SINNI E, BORGOMANO J. (1989) - Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paléoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2): 95-136.

PIERI P., TROPEANO M. (1999) - Sosta 9,3 - Polignano a Mare - Osservazioni lungo la falesia. In: Puglia e Monte Vulture (Ricchetti G., Pieri P. ed.), 257-259.

RUDNICKI J. (1990) - Origine delle breccie di collasso e loro importanza nel sistema freatico della circolazione carsica, Itinerari Speleologici, 4: 9-16.

RUDNICKI J. (2003) - Processi carsici sotterranei in area costiera (in base all'esempio della Puglia, Italia meridionale), Grotte e Dintorni, 5: 5-34.

Longitudine **17,21377** • Latitudine **40,99975** • Polignano a Mare (Ba)



Ingresso di Grotta Palazzeze visto dal Lungomare Grottone

La Grotta Palazzeze è la cavità più ampia e profonda della falesia di Polignano a Mare (CGPo230), infatti il rilievo agli atti del catasto speleologico regionale riporta uno sviluppo all'interno della falesia per una profondità di circa 40 metri, con un'ampiezza di circa 50 m e un'altezza massima della volta di circa 15-20 metri. La Grotta Palazzeze si è formata al contatto tra due formazioni geologiche differenti. In particolare, la parte inferiore della grotta si attesta nei calcari micritici e dolomitici della Formazione del Calcare di Bari, organizzati in strati di spessore compreso tra pochi decimetri a circa un metro, intensamente fratturati e immergenti a monoclinale verso SO con inclinazione degli strati di circa 20°-25°. La parte superiore della grotta si sviluppa invece nelle calcareniti e calciruditi della Formazione della Calcarenite di Gravina, che si presentano poco cementate e in assetto suborizzontale; tali depositi inoltre, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, poggiano con un contatto stratigrafico trasgressivo, marcato da una netta discordanza angolare, sui sottostanti calcari, di età Cenomaniano medio-superiore. Queste condizioni si possono correlare ad una genesi della cavità per "carsismo di contatto"; un tipo di evoluzione al quale si deve la maggior parte delle più estese e meglio conosciute forme carsiche in regimi climatici non tropicali. In contrasto con i tradizionali modelli del carsismo, che riguardano roc-

ce carbonatiche composizionalmente e tessituralmente omogenee (processi carsici in condizioni di corrosione isotropica), nel carsismo di contatto i contatti litologici ed idrologici, sia orizzontali che verticali, costituiscono i principali elementi di controllo della speleogenesi. Generalmente, essi consistono nel passaggio tra litotipi solubili e permeabili ed altri meno permeabili con conseguente concentrazione dei flussi idrici al contatto tra i due litotipi, ed ampliamento negli strati meno resistenti ai processi agenti (che possono essere sia la dissoluzione che l'erosione). In queste situazioni il contrasto nelle proprietà idrogeologiche è tale da condizionare fortemente lo sviluppo dei processi carsici sulle rocce solubili. Ne consegue quindi che la formazione della Grotta Palazzeze non è stata generata direttamente dall'azione del moto ondoso ma è stata fortemente condizionata dall'assetto geologico ed idrogeologico delle formazioni geologiche a contatto. Tuttavia, la Grotta Palazzeze è costantemente rimodellata dall'azione combinata del moto ondoso e del carsismo e quindi è da considerarsi un elemento del paesaggio in evoluzione. L'azione del moto ondoso è particolarmente efficace in corrispondenza delle zone maggiormente fratturate e alterate delle rocce per la pressione idraulica esercitata dalle onde che induce un effetto di compressione e successiva decompressione sull'aria presente nelle discontinuità e nei pori dell'ammasso roccioso. Questo processo è molto distruttivo perché libera durante la decompressione un'energia tale da permettere il distacco del materiale a più scarsa resistenza meccanica dalle pareti rocciose favorendo, di conseguenza, il progressivo ampliamento della grotta. Nel sito dunque possono essere riconosciute e studiate le forme diagnostiche dei vari processi sopra descritti, insieme col relativo contesto geomorfologico e geologico; il tutto nel quadro paesaggistico della falesia che fa da substrato ad un centro urbano storico ed apprezzato per la valenza scenica.

Bibliografia essenziale

PELLEGRINI V. (2013) – Analisi di stabilità della falesia del Centro Storico di Polignano a Mare: Metodi quali-quantitativi con supporto GIS. Aracne, 159 pp.

Longitudine **17,22174** • Latitudine **40,99618** • Polignano a Mare (Ba)



Panoramica della Lama Monachile e della caletta. Vista dal ponte di Via San Vito

L'emergenza geologica è stata individuata nel tratto più a valle di Lama Monachile, includendo anche la caletta ciottolosa di Cala Monachile, una delle spiagge di Polignano a Mare maggiormente frequentata durante la stagione estiva. Il tratto terminale di Lama Monachile ha le forme tipiche delle lame del tratto costiero adriatico delle Murge, incassato fra ripe alte e con fondo piatto parzialmente ricoperto da depositi alluvionali. L'incisione è il prodotto di un'evoluzione complessa e policiclica, risultato dell'interazione tra sollevamento regionale e oscillazioni glacio-eustatiche del livello del mare nel Quaternario. In tale contesto, la lama ha adattato di volta in volta il suo profilo di equilibrio, in relazione alla posizione a cui il livello del mare si attestava durante le sue oscillazioni, approfondendo progressivamente il proprio alveo. Tra i processi che hanno modellato la valle, il più importante è da ricondurre a fenomeni di "degradazione di interstrato" connessi al lento ma costante fluire delle acque all'interno delle superfici di strato e delle fratture dell'ammasso roccioso. Il trasporto solido della lama è molto modesto, i sedimenti della spiaggia infatti derivano per lo più dall'erosione costiera che, smantellando progressivamente la falesia, rende disponibile il

sedimento che alimenta la spiaggia. Qui il moto ondoso rielabora i sedimenti, li leviga e arrotonda e li trasporta nelle naturali insenature della costa. Dal punto di vista stratigrafico, la Lama Monachile è importante perché lungo i versanti è possibile osservare le caratteristiche stratigrafiche, sedimentologiche e paleontologiche di una successione cretacea appartenente alla Formazione del Calcare di Bari. In particolare, è possibile osservare alcuni strati particolarmente ricchi in rudiste e in chondrodontidi (organismi simili a delle grandi ostriche) attribuibili al Livello guida "Sannicandro" del Calcare di Bari. La successione visibile è spessa circa 15 m ed è costituita da calcari micritici microfossiliferi bianchi, da calcareniti bioclastiche con laminazione obliqua a vario angolo e da calcari dolomitici scuri con strutture da disseccamento. Gli strati microfossiliferi sono spessi oltre un metro e sono visibili nella parte inferiore della successione dove formano dei livelli molto ricchi in gusci disarticolati di rudiste e chondrodontidi. Dal punto di vista paleoambientale la successione è riferibile ad ambienti marini di piattaforma carbonatica interna ad eccezione dei calcari dolomitici che si sono invece formati in ambienti periodicamente emersi (piana intertidale/supratidale). Con l'uso di una lente di ingrandimento (10x) è possibile osservare una ricca associazione microfossilifera con: *Cuneolina pavonia*, *Cisalveolina sp.*, *Nezzazata sp.*, *Peneroplis cf. planatus parvus*, *Nummoloculina heimi* e frammenti di *Chondrodonta sp.* Quest'associazione consente di datare la successione affiorante all'interno di Lama Monachile all'intervallo Cenomaniano medio superiore.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) – Pleistocene sea level changes, sapping processes and development of valleys network in Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46: 19-34.

Longitudine **17,21780** • Latitudine **40,99580** • Polignano a Mare (Ba)





Vista della falesia di Polignano presso Largo Gelso e Lungomare Grottone durante una mareggiata (Foto G. Teofilo per L. Spalluto)

Discendendo la scalinata che porta al Largo Gelso e al Lungomare Grottone, e portandosi verso il mare fino al ciglio della falesia, la vista spazia verso E-SE su uno spettacolare tratto della falesia di Polignano a Mare che corrisponde grossomodo all'intero tratto descritto nella scheda CGPo230 "falesia di Polignano a Mare". In secondo piano, oltre la punta della falesia, si scorge inoltre la piccola isola del CGPo236, lo "Scoglio dell'Eremita". L'uso di un binocolo aiuta a discernere i dettagli delle sue forme. Il centro storico di Polignano a Mare sorge a picco sul mare e poggia su di una successione rocciosa in cui è possibile vedere numerose grotte di origine carsica. Infatti, alla base della falesia, in corrispondenza del bastione di Santo Stefano, si osservano alcune piccole cavità a prevalente sviluppo orizzontale (cavità carsiche da interstrato) formatesi all'interno dei calcari micritici e dolomitici ben stratificati della Formazione del Calcare di Bari (Cenomaniano medio-superiore). Al Calcare di Bari sono sovrapposte le calcareniti della Formazione della Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore). Il contatto stratigrafico è inclinato di alcuni gradi; visibile a 2-3 m sul livello del mare alla punta della falesia, s'innalza fino a circa 10 metri all'altezza

della Grotta Palazzese. Il contatto è facilmente individuabile nella falesia perché corrisponde ad una netta discordanza geometrica. Infatti, i banchi indeformati di calcarenite in assetto suborizzontale poggiano sugli strati inclinati e fratturati del Calcare di Bari. In corrispondenza del limite tra le due formazioni si sono sviluppate le grotte di maggiori dimensioni: tra queste, le quali le più importanti sono la Grotta Palazzese (PU_66 nel catasto speleologico, v. anche scheda CGPo232), ben visibile perché protetta da una ringhiera, e la Grotta Ardito (CGPo266, PU_63). Nella Grotta Palazzese in particolare si riconosce un'evoluzione fortemente condizionata dall'assetto geologico ed idrogeologico delle formazioni a contatto. Sebbene il punto panoramico del Largo Gelso e Lungomare Grottone offra una suggestiva visuale, in ogni condizione, se ne consiglia particolarmente la visita nelle giornate con un forte vento da Nord; con tali condizioni meteorologiche è possibile osservare lo spettacolo del mare in burrasca e delle onde frangenti sulla falesia. In corrispondenza della Grotta Palazzese, la riduzione della sezione idraulica all'interno della grotta produce inoltre uno spettacolare innalzamento dell'onda che giunge quasi a lambire le abitazioni del centro storico.



Bibliografia essenziale

- MARACCHIONE I., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SERGIO A., WALSH N. (2001) – Approccio semi-quantitativo alla dinamica delle coste rocciose: l'area campione tra Monopoli e Mola di Bari (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4: 3-17.
- PIERI P., TROPEANO M. (1999) – Sosta 9.3 – Polignano a Mare – Osservazioni lungo la falesia. In: *Puglia e Monte Vulture* (Ricchetti G., Pieri P. ed.), 257-259.
- PELLERINI V. (2013) – Analisi di stabilità della falesia del Centro Storico di Polignano a Mare: Metodi quali-quantitativi con supporto GIS. *Aracne*, 159 pp.

Longitudine **17,21767** • Latitudine **40,99788** • Polignano a Mare (Ba)



Vista da mare del ponte naturale della Grotta Sorgente Chiar di Luna

Il sito si trova lungo la costa, a circa 1 km a NO del centro urbano di Polignano, in corrispondenza della Grotta Sorgente Chiar di Luna (PU_863 nel catasto speleologico). Qui si possono osservare dei "ponti naturali" di roccia, modellati nei calcari del Cretaceo. È possibile anche osservare sia i caratteri stratigrafici locali della Formazione del Calcare di Bari (Cenomaniano medio-superiore) sia quelli delle *breccie calcaree*, interpretate come il prodotto di una zona di collasso carsico (*sinkhole*) che ha coinvolto i calcari micritici e dolomitici cretacei. Infatti, analogamente a quanto osservato nel sito di Cala Paura (CGPo231), gli strati del Calcare di Bari sono intensamente brecciati e piegati a causa di fenomeni di collasso di cavità carsiche ben documentati nel settore a nord della falesia di Polignano a Mare. I calcari micritici e dolomitici (Calcare di Bari) appaiono intensamente brecciati, e presentano una matrice rossastra residuale (terra rossa) ben cementata. I calcari brecciati formano un accumulo caotico di blocchi di dimensioni variabili da alcuni centimetri al metro in cui non è più possibile distinguere l'originaria stratificazione. Tuttavia, gli strati sono ancora riconoscibili in corrispondenza dei ponti di roccia in quanto il tetto delle cavità di Grotta Sorgente Chiar

di Luna corrisponde a delle originarie superfici di strato; la loro giacitura ha immersione verso N-NO e inclinazione di circa 25°. In corrispondenza della falesia è ancora possibile scorgere alcuni caratteri della successione cretacea localmente costituita da strati ricchi in macrofossili, fra cui rudiste e chondrodontidi (organismi simili a delle grandi ostriche). Per quanto riguarda l'età del processo genetico che ha prodotto il collasso degli strati del Calcare di Bari le evidenze osservate in diversi punti lungo la falesia di Polignano a Mare mostrano come tali fenomeni siano limitati ai soli calcarei cretacei. Infatti, laddove le calcareniti della Formazione della Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) poggiano in trasgressione sui calcari cretacei si osserva come le prime non siano coinvolte in fenomeni di collasso o di brecciatura. Pertanto, i fenomeni di collasso osservati nell'area di Polignano sono attribuiti a fenomeni carsici che hanno preceduto la sedimentazione delle calcareniti plio-pleistoceniche. L'azione concomitante di carsismo e moto ondosio ha poi rimodellato la falesia asportando le porzioni di roccia più facilmente erodibili e conservando invece le porzioni più tenaci e quindi più resistenti all'erosione. Questa evoluzione ha permesso di modellare i suddetti ponti di roccia. Questo risulta pertanto di grande importanza didattica per studenti e geoturisti che vogliono osservare da vicino i caratteri peculiari di una successione carbonatica coinvolta in fenomeni di collasso di cavità di origine carsica e la particolare azione di modellamento della falesia ad opera del mare.

Bibliografia essenziale

- PARISE M., DE PASQUALE P., MARTIMUCCI V., MEULI V., PENTIMONE N., PEPE P. (2011) – Grotta della Rondinella a Polignano a Mare: un progetto di ricerca della Federazione Speleologica Pugliese. *Atti del XXI Congresso Nazionale di Speleologia "Diffusione delle conoscenze"* (a cura di Cucchi F., Guidi P.). Trieste 2-5 giugno 2011, 437-448.

Longitudine **17,20550** • Latitudine **41,00171** • Polignano a Mare (Ba)



Versante meridionale dello Scoglio dell'Eremita visto dalla falesia di Polignano a Mare

Lo Scoglio dell'Eremita, o Isola di San Paolo, è situato a circa 50 metri dalla costa di Polignano a Mare. Ha planimetria ellittica con assi di circa 120 metri e 40 metri e raggiunge nel punto più alto la quota di circa 15 metri sul livello del mare. Esso è interamente modellato nei calcari micritici e dolomitici del Calcare di Bari (Cenomaniano medio-superiore). Osservando l'isolotto dalla costa o da mare è possibile osservare i calcari che formano le ripide falesie e che delimitano l'isolotto lungo tutto il suo perimetro. I calcari appaiono privi di una evidente stratificazione e sono intensamente brecciati e fratturati. L'assetto caotico dei calcari e l'evidente brecciazione degli strati suggerisce che i calcari dello Scoglio dell'Eremita siano stati coinvolti in processi di collasso carsico molto simili a quelli osservati lungo la falesia di Polignano a Mare (CGPo230) in corrispondenza del sito CGPo231 Cala Paura, avvenuti presumibilmente nel corso del Pliocene. Inoltre, l'evidente sistema di fratture mostra come lo scoglio presenti un'intensa deformazione tettonica che ha ulteriormente caoticizzato i calcari. L'origine dello Scoglio dell'Eremita è imputabile a processi di erosione marina che hanno gradatamente isolato lo scoglio dalla falesia calcarea di Polignano a Mare definendo

un faraglione (*stack* in inglese) a similitudine di quanto avvenuto nel tempo per il Faraglione di Pizzomunno (CGPoo30). In particolare, l'erosione ha progressivamente demolito la falesia arretrata fino all'attuale posizione lì dove i calcari erano per assetto litostrutturale più deboli, mentre quelli più tenaci e quindi più difficilmente erodibili hanno resistito all'energia del moto ondoso. Il fenomeno, come per altri processi di erosione, ad esempio in ambiente continentale, che risparmiò le rocce più resistenti è noto come erosione selettiva. Lo Scoglio dell'Eremita è inseribile in itinerari geoturistici ed è consigliabile soprattutto a coloro che vogliono esplorare i fondali che circondano l'isola sede di una florida fauna e flora marina.



Bibliografia essenziale

LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J. (1989) - Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paleoenvironnements. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95(2): 95-136.

Longitudine **17,23614** • Latitudine **40,99455** • Polignano a Mare (Ba)



Vista panoramica all'alba dell'area in cui si osserva l'arco naturale della Grotticella di Sella

L'Arco naturale della Grotta di Sella (PU_55) si trova lungo la costa adriatica compresa tra Monopoli e Polignano a Mare. Si raggiunge facilmente dal sito "Torre Incine" camminando per circa 500 metri in direzione NO lungo la costa. Questo tratto di costa, basso e roccioso, è interamente modellato nelle calcareniti e calciruditi della Formazione della Calcarene di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore). Vi è possibile osservare gli effetti dell'azione combinata di processi carsici e moto ondoso sulle calcareniti plio-pleistoceniche. L'effetto principale è dato dalla formazione di numerose grotte marine tra le quali la Grotta di Sella è certamente quella di maggiore effetto scenico. Ciò è dovuto al crollo parziale della porzione più esterna della volta della grotta che ha isolato un arco da cui è possibile scorgere il mare al di sotto attraverso un foro circolare nella roccia largo una decina di metri. In corrispondenza dell'arco e nei dintorni è anche possibile osservare una varietà di "micropaesaggi" scolpiti nella calcarenite dalla corrosione accentuata dallo spray marino. Tra questi si osservano sia strutture alveolari che vaschette di corrosione. Queste ultime erano anticamente usate per accumulare il sale attraverso l'evaporazione delle acque marine. Le

calcareniti e le calciruditi affioranti in corrispondenza del sito sono costituite interamente da frammenti di macrofossili e sono caratterizzate da numerose tracce fossili che hanno bioturbato il sedimento; le più diffuse sono prodotte da crostacei della famiglia dei callianassidi che, scavando le tane nel sedimento, hanno prodotto densi sistemi del tipo *Ophiomorpha nodosa*. Sono anche osservabili gallerie verticali del tipo *Cylindrichnus errans* prodotte da echinodermi. I macrofossili rinvenuti nelle calcareniti invece costituiscono un'associazione para-autocotona a *Ostrea edulis*, *Pecten jacobaeus* e *Terebratula sp.* Le successioni della Calcarene di Gravina osservate lungo il litorale compreso tra Monopoli e Polignano a Mare rappresentano una tipica sequenza deposizionale di spiaggia microtidale con tendenza trasgressiva. Il sito e l'intervallo di costa meritano di essere inseriti in itinerari escursionistici e geoturistici sia via terra che via mare. I paesaggi di questo tratto di costa hanno una grande valenza scenica e hanno sempre un significato geologico, spesso anche storico, e funzioni ecologiche.

Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari province): sedimentology and paleoecology. Geologica Romana, 603-653.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1983) - Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcarene di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli. Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliese e lucana, XXVII, Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari, 16 pp.

FAVALE F.F. (1994) - Le Grotte di Polignano a Mare. Studi in memoria di Franco Orofino. Collana monografica di Itinerari Speleologici, Federazione Speleologica Pugliese, 250 pp.

TROPEANO M. (1993) - Strutture sedimentarie deformative in calcareniti di spiaggia plio-pleistoceniche delle Murge. Giornale di Geologia, 55(1): 201-212.

Longitudine **17,25297** • Latitudine **40,98287** • Polignano a Mare (Ba)





Rilievi incisi dalla Gravina di Matera nella successione

Procedendo da Altamura verso Sud, in direzione di Matera, lungo la viabilità di servizio della SS99 Altamura-Matera si giunge, dopo circa 5 km, in località *Vucculo* nel territorio di Altamura. Qui, nei pressi di una masseria in stato di abbandono (Masseria Vucculo) sono presenti delle sorgenti al contatto tra le argille grigio-azzurre della formazione delle Argille subappennine, di età Pleistocene inferiore, e la sovrastante unità arenaceo-conglomeratica della formazione dei Depositi marini terrazzati, di età Pleistocene medio/superiore. Il contatto stratigrafico tra le due formazioni è ben visibile lungo il profilo delle collinette incise dalla Gravina di Matera. Tali collinette costituiscono il principale elemento morfologico del paesaggio; hanno versanti dal profilo meno inclinato nella parte inferiore, in corrispondenza degli affioramenti delle argille grigio-azzurre, e più acclive e più aspro nella parte superiore, in corrispondenza degli affioramenti dell'unità arenaceo-conglomeratica. L'esistenza delle sorgenti è dovuta alla differente permeabilità tra le unità a contatto. L'unità arenaceo-conglomeratica è molto permeabile, ed è sede di falda acquifera superficiale, alimentata direttamente dalle piogge durante la stagione invernale. Le acque della falda superficiale non possono

penetrare nel sottosuolo fino a raggiungere la falda profonda, perché sono confinate alla base dal "tappo" naturale costituito dalle argille grigio-azzurre, praticamente impermeabili. Pertanto, le acque della falda superficiale scorrono all'interno dell'unità arenaceo-conglomeratica seguendo il locale gradiente idrogeologico (verso S-SO) fino ad intercettare la superficie topografica in sinistra orografica della Gravina di Matera. Qui le acque vengono a giorno, alimentando sorgenti le cui portate sono intermittenti perché dipendenti unicamente dalla pioggia ricevuta dal bacino idrografico. La presenza di acque sorgive in località Vucculo è un'ulteriore testimonianza di come il territorio di Altamura, contrariamente a gran parte delle Murge, sia naturalmente ricco d'acqua. Questo aspetto può essere tra le principali ragioni della presenza di numerose testimonianze archeologiche che evidenziano la frequentazione umana durante il Paleolitico e il Neolitico, nel territorio di Altamura. La Sorgente Vucculo è quindi un'emergenza idrogeologica che assume anche grande importanza storica, archeologica e naturalistica.



Bibliografia essenziale

MAGGIORE M. (2006) – Un geologo a spasso nella preistoria, dalla Murgia di Altamura al Pulo di Molfetta. *Geologi e Territorio*, 1/2/3: 12-21.

Longitudine **16,55019** • Latitudine **40,77828** • Altamura (Ba)



Stagno di Pantanagianni: area a Nord-Ovest del promontorio

L'area di Pantanagianni è ubicata circa 500 metri a Sud dell'abitato di Torre Santa Sabina. Questo sito è rappresentato da uno stagno retrodunare. Esso si apre in un'area di affioramento della Calcarenite di Gravina qui particolarmente ricca in fossili di bivalvi ed echini; un complesso sistema di cordoni dunari polifasici permette la raccolta delle acque di falda e di intrusione marina a definire una zona umida di notevole interesse didattico anche se piuttosto impattata dall'antropizzazione. Questi si sono impostati in corrispondenza dell'alternarsi di fasi di morfogenesi eolica nel corso dell'Olocene medio e superiore. Le dune costruite nella prima fase, nell'Olocene medio, mostrano laminazione incrociata a vario angolo, colonizzazione a gasteropodi continentali e un'avanzata fase di cementazione; la fase eolica dell'Olocene superiore recente ha invece accumulato sabbie sciolte intercalate a livelli di suolo brunastro. Oltre ad esempio di modellamento di una area umida costiera, lo stagno di Pantanagianni ha una notevole valenza naturalistica, caratterizzata dalla presenza di lame e zone umide, di cui una è prossima verso nord con l'area di Torre Santa Sabina, habitat della della testuggine d'acqua dolce *Emys orbicularis*, specie di interesse comunitario secondo la

Direttiva Habitat 92/43 CEE; due sono site in corrispondenza della spiaggia principale di Pantanagianni caratterizzate dalla presenza di vegetazione igrofila (*phragmites*) e steppa salata (habitat prioritario di importanza internazionale secondo la Direttiva Habitat). Per le caratteristiche topografiche, fisiche e biologiche queste zone umide sono inoltre importanti come area di sosta per l'avifauna migratrice. Le già citate aree dunari oltre che a valenza geomorfologica sono elementi naturalistici di grande pregio in quanto sedi di coperture a sclerofille e ammobila e di boschetti a ginepri e lecci (habitat prioritario, Dir 92/43 CEE).



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of southern Apulia (Italy) during the Olocene. In: Slaymaker O. (Ed.). *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*, John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4, 19-31.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). *Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente*, X, 2, 37-40.

Longitudine **17,72364** • Latitudine **40,74816** • Carovigno (Br)



Panoramica della lama verso mare

La Lama di Torre Incina (o Encina) si trova al confine tra gli abitati di Polignano a Mare e Monopoli, sulla costa adriatica. La "lama" è una incisione, lunga circa 2 km, che nel tratto prossimo allo sbocco a mare, nei pressi dell'omonima torre di avvistamento, incide una superficie suborizzontale posta a circa 6/8 m s.l.m. Quest'ultima è una superficie di abrasione, rimodellata da interessanti forme di carsismo costiero; essa dovrebbe corrispondere al terrazzo marino prodottosi nel Tirreniano (125.000 anni fa, nel MIS5e) con un livello del mare più elevato di quello attuale di circa 7 m durante l'ultima fase di tropicalizzazione del Mediterraneo. La lama e il terrazzo sono modellati nella Calcarenite di Gravina. Come buona parte delle incisioni chiamate "gravine", "lame" o "valloni", senza che questi termini locali assumano valore genetico, essa costituisce una linea di flusso di acque incanalate, ormai interessata da deflussi di piena solo in occasione degli eventi meteorici più intensi. Quanto alla genesi, si ritiene sia dovuta a processi di *sapping* (insieme di processi di degradazione chimica ed erosione meccanica che causano l'approfondimento di una incisione). Ciò si realizza per l'azione concomitante delle acque di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sotterraneo interstratale: insieme essi determinano l'approfondimento di solchi al

disotto dei banchi di calcarenite che con il tempo crollano per scalfamento alla base. Quest'azione erosiva combinata si concentra maggiormente in corrispondenza delle fasce di maggior debolezza, che rappresentano le aree di maggior infiltrazione nel basamento roccioso verso il letto fluviale. Le variazioni climatiche durante il Pleistocene medio e superiore hanno contribuito, modificando le condizioni idrogeologiche della regione, all'esplicitarsi dei processi di *sapping* a particolari livelli nell'area interessata. Le incisioni come Torre Incina sono strettamente collegate alle antiche linee di costa generatesi in seguito all'interazione fra variazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'intera regione. Ogni incisione ha come livello di base una precisa paleo-linea di costa, pertanto le *sapping valley* assumono notevole importanza nella ricostruzione dell'andamento delle linee di costa relitte, attualmente sotto e sopra il livello del mare. La profondità di questa incisione raggiunge valori prossimi a 30 metri. Nella parte sommersa l'incisione raggiunge i calcari mesozoici e sul suo fianco sono modellate una serie di grotte oggi raggiunte dalla rimonta del mare e quindi sommerse. In una di esse è ospitata una statua votiva della Madonna. Sulle pareti vi è un importante popolamento della biocenosi del coralligeno. Al centro dell'incisione, nella sua parte meno profonda è un fondo ghiaioso con biocenosi delle alghe brune e una ricca fauna a lamellibranchi; non è rara la presenza del Cavalluccio marino. Essa ha uno sbocco sommerso con fondo sabbioso che invita verso il largo ad un interessante affioramento di coralligeno di piattaforma con abbondanti gigli di mare. Il valore del sito è aumentato dalla presenza di una serie di cavità ipogee di origine antropica lungo il corso della valle e della Torre Encina, parte della rete di avvistamento anticorsario e risalente al XVI secolo.

Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

Longitudine **17,25558** • Latitudine **40,97543** • Monopoli (Ba)



Panoramica dell'area dove si trova la valle

L'area della *sapping valley* di Torre Santa Sabina, localmente nota come "Mezza Luna", si estende dalla costa verso l'entroterra per circa 1 km, attraversando l'omonimo centro abitato. Essa rappresenta una incisione polifasica, interessata da flussi idrici superficiali a carattere stagionale e di modesta entità, la cui genesi è correlabile ai processi di degradazione di interstrato (*o sapping*). Questi sono responsabili della formazione di alcune incisioni relitte presenti nella regione Puglia, comunemente denominate "lame", sul versante adriatico, e "gravine" su quello jonico. L'azione erosiva combinata dei flussi idrici superficiali e sotterranei si concentra maggiormente in corrispondenza delle fasce di maggior debolezza, e di maggior infiltrazione nel basamento roccioso, che corrispondono a giunti interstratali e/o di frattura, dove risultano accelerati i processi di degradazione. L'approfondimento dei solchi porta al collasso di intere bancate di calcarenite e alla produzione di detrito che aumenta l'efficacia erosiva del flusso idrico sul letto fluviale. Come risultato, nella *sapping valley* in questione, si ha un profilo trasversale "a scatola" con versanti sub verticali a gradoni modellati nella calcarenite plio-pleistocenica. Il fondo della Mezza Luna è occupato da de-

positi colluviali e da vegetazione spontanea; stagionalmente è presente anche acqua meteorica, soprattutto nel suo tratto finale. La profondità della valle è di circa 8 metri e i versanti sono ripidi; in destra orografica presso lo sbocco a mare è un esteso affioramento della duna medioolocenica e una serie di siti archeologici dell'età del bronzo. Lo sbocco a mare della lama è ostruito da una spiaggia; in sinistra orografica è un canale di scolo romano la cui attuale topografia indica un significativo sollevamento del mare negli ultimi 2.000 anni. L'attività antropica, con edificazione e canalizzazione, ha parzialmente alterato l'originaria morfologia. Le incisioni come quella di Torre Santa Sabina sono strettamente collegate alle antiche linee di costa generatesi in seguito all'interazione fra variazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'intera regione. Infatti ogni valle ha come livello di base una precisa linea di costa. Quindi le *sapping valley* assumono notevole importanza nella ricostruzione dell'andamento delle linee di costa relitte, attualmente sotto e sopra il livello del mare.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. Geol. Rom. 21, 603-653.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

Longitudine **17,69580** • Latitudine **40,75620** • Carovigno (Br)



Particolare dell'interno della lama

L'area rappresentata dal Vallone Difesa di Malta si allunga dalla costa verso terra tra l'abitato di Montalbano, sulla piana di Ostuni-Fasano e la località Pilone, sulla costa adriatica all'interno del Parco delle Dune Costiere. Il termine "vallone" è uno dei tanti che indifferentemente vengono usati, in alternativa a "lama" o "gravina", per indicare una *sapping valley*. Questa incisione si estende per circa 2.500 m nella Calcareniti di Gravina, con andamento circa NE-SW. I processi di *sapping* sono responsabili della formazione di alcune profonde incisioni presenti nella regione Puglia, indifferentemente chiamate anche "gravine" o "lame". In bibliografia, essi possono essere definiti come l'insieme di processi di alterazione chimica e di erosione meccanica in rocce carbonatiche non particolarmente resistenti che determinano l'approfondimento di una valle fluviale, in seguito all'azione concomitante delle acque di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sotterraneo; il risultato è una valle modellata in rocce poco resistenti generalmente allargata con profilo a scatola e versanti a gradoni. Nel caso del vallone in esame lungo di essi sono cavità ipogee di natura antropica sedi di insediamenti in epoca preistorica ma anche medioevale e saltuariamente utilizzati fino

a tempi recenti. Le forme del paesaggio come quella del Vallone Difesa di Malta sono geneticamente collegate alle antiche linee di costa generatesi in seguito all'interazione fra variazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'intera regione. Ogni valle ha come livello di base una precisa linea di costa tanto che l'allineamento di più di esse assume notevole importanza nella ricostruzione dell'andamento delle linee di costa relitte, attualmente sotto o sopra il livello del mare. Nel caso specifico all'altezza dello sbocco di questo vallone si riconosce un esteso cordone dunare circa parallelo alla linea di costa di età Tirreniana - Pleistocene superiore, che è inciso dalla *sapping valley*. Lungo il vallone Difesa di Malta, in prossimità del mare, sulle dolci ondulazioni del terreno è presente una vegetazione semi-naturale, con basse garighe a timo arbustivo e una vegetazione di pseudosteppa, tra gli habitat prioritari dell'Unione Europea. Durante il periodo primaverile è possibile osservare numerose orchidee spontanee, anche endemiche, inserite nella Lista Rossa Nazionale. Queste ampie aree a seminativo e pseudosteppa, che si aprono verso il mare, sono gli ambienti ideali per rapaci come gheppi e poiane che, durante il periodo di passo, vi cacciano le loro prede.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. Geol. Rom. 21, 603-653.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

Longitudine **17,49578** • Latitudine **40,79880** • Fasano (Br)



Il Canale Romano a Torre Santa Sabina

Il Canale Romano di Torre Santa Sabina si trova sul fianco sinistro della *pocket beach* denominata "Mezzaluna", a NW della torre omonima, sulla costa adriatica a nord di Brindisi. Questa particolare struttura archeologica è un ottimo *marker* geoarcheologico per stimare le variazioni del livello del mare e ricostruire il paesaggio costiero del Salento adriatico durante il tardo Olocene. La fascia costiera di Torre Santa Sabina è rappresentata da costa rocciosa digradante piana modellata nei depositi calcarenitici Plio-Pleistocenici. La linea di costa mostra poco ampie ma profonde insenature che ospitano *pocket beach*, che rappresentano le parti terminali di valli fluviali relitte parzialmente invase dal mare. Sulla sinistra idrografica della spiaggia a chiusura della *sapping valley* della "Mezzaluna" è intagliato nelle Calcareniti di Gravina del basamento locale un canale di scarico del periodo Romano, genericamente attribuito al I sec. a.C.-I sec. d.C.. Di esso si conservano le riseghe di appoggio della copertura costituita, ben conservata nella parte interna normalmente coperta dalla sabbia, da blocchi di calcarenite a costruire una volta a botte a cemento pozzolanico. Il fondo della sua parte distale si trova a circa -0.80 m al di sotto del livello medio del mare attuale. Per

espletare la sua funzione di scolo, o come canale di deflusso delle acque di piena della vicina lama o - meno probabilmente - di deflusso fognario dell'insediamento antropico, doveva avere il fondo al di sopra del livello del mare in fase di alta marea per assicurare un gradiente idraulico utile al deflusso delle acque. Tale ipotesi è altresì rafforzata dal fatto che se fosse stato, come oggi, al di sotto del livello del mare, la diffusione delle onde al suo interno avrebbe distrutto la volta e accumulato sabbia rendendolo inefficace. Esso è una delle evidenze geoarcheologiche rispetto alle quali è possibile ricostruire le variazioni del livello del mare nel corso dell'Olocene medio e superiore nel Mediterraneo.



Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982) - Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. Geol. Rom. 21, 603-653.

MASTRONUZZI G. (2010) - Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

Longitudine **17,69743** • Latitudine **40,75958** • Carovigno (Br)



Buche di Palo sulla piattaforma rocciosa

Il sito rappresentato dalle Buche di Palo di Torre Santa Sabina si trova proprio lungo la fascia costiera Nord dell'area urbana di Torre Santa Sabina. Queste strutture archeologiche sono *markers* geoarcheologici per stimare le variazioni del livello del mare e ricostruire il paesaggio costiero del Salento adriatico durante l'Olocene medio superiore. La fascia costiera di Torre Santa Sabina è rappresentata da costa rocciosa digradante modellata nelle Calcarenite di Gravina, che proprio in questa area dal punto di vista paleontologico, contengono numerosi gusci o modelli di molluschi di ambiente marino costiero (rodoliti, bivalvi, echini, tracce di bioturbazione). La fascia costiera è segnata dalla presenza di una *surf bench*, elevata sino a 1 m s.l.m., e quindi, sott'acqua da una discontinua *wave cut platform*; a luoghi è limitata da una falesia modellata dall'innalzamento del livello del mare. Le buche sono le basi delle strutture portanti delle capanne: possono avere forme e dimensioni diverse e spesso sono disposte in fila a distanza regolare, sia sul banco roccioso ma anche nei fondali rocciosi a profondità variabile. Lungo il litorale Nord di Torre Santa Sabina è possibile osservarne numerosi allineamenti di varie dimensioni, su un'area denudata dall'azione erosiva degli agenti meteo-

marini, a circa 1 m sul livello del mare attuale ed attribuite all'età del bronzo. La posizione delle buche di palo suggeriscono che, in funzione delle attuali caratteristiche del moto ondoso locale, gli abitati fossero ben lontano dal frangente e che quindi il livello del mare fosse almeno un paio di m più basso di quello attuale. L'area antistante rappresenta un lembo roccioso relitto, localmente chiamato "isoletta", geneticamente uno *stack*, in italiano faraglione, termine che non identifica obbligatoriamente una forma sviluppata solo in senso verticale: l'energia del moto ondoso concentrata in aree di debolezza del corpo roccioso ha causato lì una maggiore erosione della roccia calcarenitica fino ad isolare le parti di roccia più resistente.

Bibliografia essenziale

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Middle to Late Holocene relative sea-level changes recorded on the Coast of Apulia (Italia). *Geomorphologie*, 1, 19-34.

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2003) - Site 4.1. Torre S. Sabina - Stop 4.1.1 The Ancient Harbour. In G. Mastronuzzi e P. Sansò (eds.), *Puglia 2003 - Final Conference. Quaternary coastal morphology and sea level changes (Otranto/Taranto - Puglia (Italy) 22-28 september 2003)*. Field Guide, Bari, Lecce 2003, pp. 105-106.

COPPOLA D. (2003) - Site 4.1. Torre Santa Sabina. Stop 4.1.6 - Archaeological area. In G. Mastronuzzi e P. Sansò (eds.), *Puglia 2003 - Final Conference. Quaternary coastal morphology and sea level changes (Otranto/Taranto - Puglia (Italy) 22-28 september 2003)*. Field Guide, Bari, Lecce 2003, pp. 117-121.

SCARANO T., AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2008) - L'archeologia del paesaggio costiero e la ricostruzione delle trasformazioni ambientali: gli insediamenti di Torre Santa Sabina e Torre Guaceto (Carovigno, Br). *Atti del II Simposio Internazionale Monitoraggio costiero Mediterraneo: problematiche e tecniche di misura*, Napoli 4-6 giugno 2008 (Firenze 2008), 391-402.

Longitudine **17,69753** • Latitudine **40,76030** • Carovigno (Br)



Particolare del Canale Medioevale verso mare

Il sito del canale medioevale è ubicato alcune centinaia di metri a NW della torre e dell'Abazia di San Vito, circa 4 km a Nord-Ovest della città di Polignano a Mare, lungo la costa adriatica. L'area è marcata dall'affioramento delle Calcarenite di Gravina; in esse sono scavate un sistema di vasche e il relativo canale di collegamento con il mare. L'insieme di queste strutture dovrebbe rappresentare un sistema idraulico, probabilmente delle peschiere a servizio dell'Abazia, quindi attribuibili al XII - XIV sec., come è testimoniato dal cunicolo di collegamento che metteva in comunicazione la vasca più interna con quella prospiciente il mare. Entrambe le vasche hanno subito nel tempo un notevole interrimento: quella interna è stata completamente colmata e, attualmente, è utilizzata come area agricola, mentre quella esterna è raggiunta dal mare attraverso un canale parzialmente ostruito da materiali di risulta. Il canale, oggi sommerso per buona parte del suo percorso, doveva funzionare da sistema di adduzione dell'acqua salata verso le vasche retrostanti. Esso mostra le riseghe di appoggio delle lastre di copertura che dovevano servire da piano di camminamento. Lungo il canale sono ancora conservati, sommersi anche in fase di bassa marea, i setti delle

chiusure che servivano a regolare il flusso delle acque in entrata e in uscita. Il canale e le peschiere rivestono notevole importanza come *markers* geoarcheologici per la ricostruzione delle variazioni del livello del mare lungo le coste della regione nel corso dell'Olocene superiore. Infatti, per il suo funzionamento esso doveva essere incluso nell' fascia intertidale così da permettere l'ingresso delle acque in alta marea e il loro ricambio in bassa marea. La sua attuale sommersione anche in fase di bassa marea indica l'entità del sollevamento del livello del mare dal tempo della sua costruzione. Il valore dell'area è aumentato dalla presenza delle pregevoli strutture architettoniche della Torre e dell'Abazia di San Vito.

Bibliografia essenziale

ANDRIANI G.F., WALSH N. (2007) - Rocky coast geomorphology and erosional processes: a case study along the Murgia coastline south of Bari, Apulia - SE Italy. *Geomorphology*, 87 (3), 224-238.

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ S., ZONGOLO F. (2005) - The harbour of the Mansio ad Speluncas (Brindisi, Italy): a key to the history of sea level changes in the past 3500 years? In: Marcel, I., Barbe, R., Brebbia, C.A., Olivella, J. (Eds.), *Maritime Heritage and Modern Ports*. Wesssex Institute of Technology Press, Southampton, UK, 5-14.

AURIEMMA R., SOLINAS E. (2009) - Archaeological remains as sea level change markers: A review. *Quaternary International*, 206, 134-146.

LABATE D. (1997) - San Vito di Polignano a Mare: La cava di materiali lapidei di età romana. In: *Storia e cultura in Terra di Bari*. Studi e Ricerche, IV, 53-59.

Longitudine **17,19164** • Latitudine **41,01531** • Polignano a Mare (Ba)





Particolare della Stagno di Fiume Piccolo

Il sito dello Stagno di Fiume Piccolo è ubicato circa 2 km a sud dell'abitato di Torre Canne, al limite di un'area destinata a campeggio in un contesto di elevata urbanizzazione residenziale estiva. Si tratta di un caratteristico stagno retrodunare, connesso con il cordone dunare esteso da Torre Canne a Torre San Leonardo (CGPoo61). La fascia costiera di Stagno di Fiume Piccolo è caratterizzata dalla presenza di una costa bassa e sabbiosa, un esteso cordone dunare e un insieme di aree umide retrodunali, dove sfociano le lame che giungono dalle Murge (CGPo243, CGPo244). Il cordone dunare di Stagno Fiume Piccolo, formatosi durante l'Olocene, presenta una ricca vegetazione a ginepri, con alcuni esemplari secolari di grandissimo valore naturalistico: la sua formazione ha permesso il ristagno dell'acqua e l'innalzamento della falda idrica costiera, a realizzare uno stagno costiero oggi purtroppo in parte bonificato, coltivato, interrato naturalmente e, infine, impattato dalla costruzione della vicina superstrada. La superficie dello stagno è appena sopra il livello del mare; al suo intorno sono specie erbacee alofile quali la salicornia e differenti specie di giunco e di stative, tra cui il *Limonium apulum*, specie endemica delle coste pugliesi. L'area umida, in collegamento con

quello di Lido Morelli (CGPoo51), costituisce un habitat per numerose specie di uccelli stanziali e migratori, quali la garzetta, l'airone cinerino, l'airone rosso, il cavaliere d'Italia e la spatola, oltre a varie specie di anatidi. Numerosi sono i segni, ancora leggibili, dell'antico impiego dei laghetti retrodunali come impianti di acquacoltura: risalgono, infatti, a più di un secolo fa le opere in muratura che delimitano gli specchi d'acqua o la chiusa che regolava il livello delle acque.



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of southern Apulia (Italy) during the Olocene. In: Slaymaker O. (Ed.). Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change, John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001) - Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). Studi Costieri, 4, 19-31.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). Sedimentary Geology, 150, 139-152.

SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente, X, 2, 37-40.

Longitudine **17,47957** • Latitudine **40,82807** • Fasano (Br)



Particolare di blocchi spostati da mareggiate

Depositi rappresentati da blocchi di grandi dimensioni e attribuiti all'impatto di mareggiata si trovano in località San Giovanni, circa 3 km a nord del porto di Polignano a Mare, lungo la costa adriatica. In questa località, e in altre della costa adriatica pugliese meridionale, è possibile osservare la presenza di grandi accumuli di blocchi, di rocce calcaree, disposti in modo isolato o in piccoli gruppi o, ancora, secondo particolari sequenze composte da elementi embriciati, a formare dei caratteristici "trenini" di blocchi. La superficie di alcuni di questi blocchi è coperta da incrostazioni di organismi marini, soprattutto vermetidi, colonie di briozoi e bivalvi: questo suggerisce la loro provenienza dalla zona infralittorale e/o intertidale e il loro trasporto verso terra per opera dell'energia del moto ondoso. Altri blocchi, distaccatisi invece dalla zona supratidale, presentano sulla loro superficie una serie di vaschette di dissoluzione chimica. I blocchi presenti si trovano ad una distanza massima di 50 m dalla linea di costa e a quote fino a 2,5 m sul livello del mare. Generalmente si considera che mareggiate eccezionali possano trasportare verso l'interno dalla fascia costiera sommersa blocchi di peso non superiore alle 1,5 tonnellate. La particolare morfologia del fondale può però

determinare l'amplificazione locale del moto ondoso così in grado di spostare blocchi di dimensioni maggiori. Gli accumuli di blocchi, alcuni dei quali raggiungono le 3 tonnellate circa, in quest'area possono essere spiegati come conseguenza degli effetti cumulati e sovrapposti di numerosi eventi di tempesta che hanno generato ondate estreme con un'energia idrodinamica tale da poter trasportare blocchi di notevoli dimensioni e pesi. La disposizione embriciata, "a trenino", di alcuni blocchi visibili sulla costa potrebbe essere spiegata proprio attraverso la successione nel tempo di eventi estremi.



Bibliografia essenziale

GIANFREDA F., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2001) - Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from northern Gargano coast, southern Italy. Natural Hazard and Earth Science System, 1, 1-7.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - Large boulder accumulations by extreme waves along the Adriatic coast of southern Apulia (Italy). Quaternary International, 120, 173-184.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). Marine Geology, 170, 93-103.

Longitudine **17,18124** • Latitudine **41,02442** • Polignano a Mare (Ba)

CGPo254 LE IMPRONTE DI DINOSAURI DI CAVA INES - LAMA BALICE



Orma di dinosauro carnivoro sul fondo della cava

Il sito fa parte di un complesso di cave che interessa entrambi i versanti del solco erosivo di Lama Balice. La cava Ines, inattiva dal 18 Dicembre 1985, si apre sul versante sinistro della lama. E' del tipo a fossa, con fronti che si raccordano al piano di fondo attraverso una serie di otto gradoni, per uno spessore massimo complessivo di circa 50 metri. La cava è divisa in due settori, uno parzialmente colmato dai materiali di scarto della coltivazione, l'altro comunicante con il fondo dell'impiuvio ed esteso circa 11.600 m². Dal punto di vista geologico la successione esposta intercetta un tratto della Formazione del Calcare di Bari, in un intervallo di tempo riferibile al Cretaceo inferiore (Albiano inferiore, 100-110 Ma). La stratificazione dei calcari presenta evidenti variazioni di litologia, con alternanze di calcari laminati di colore bianco e avana, dallo spessore variabile dal centimetro al metro e livelli di calcari dolomitici di colore grigio e grigio-scuro. L'assetto, in linea di massima, è lievemente ondulato e immerge verso quadranti orientali. Le pareti dello scavo sono interessate da vari sistemi di frattura e da cavità carsiche riempite di terre rosse residuali, così numerose ed ampie da rappresentare un carattere peculiare della stessa cava. Sul quarto ripiano (dal basso),

esteso circa 1000 m², sono state individuate tre aree di interesse geo-paleontologico. In particolare, si riconoscono orme di dinosauro ben conservate ed ordinate a testimoniare una pista di teropodi. Essa è composta da 4 orme, di cui 2 perfettamente conservate, di dimensioni fino a 30 cm e posizione reciproca tale da indicare un passo di circa 1 m. Altri episodi deformativi sin-deposizionali compaiono sulla superficie, ma attualmente sono parzialmente obliterati da detrito e pertanto non identificabili. Infine, sulla medesima superficie sono anche presenti numerose strutture subcircolari riconducibili a fenomeni di dissoluzione e corrosione carsica. Verso nord, la superficie calcarea creata è caratterizzata da forme di essiccamento ben delineate e profonde, note nella terminologia geologica con il nome di mudcracks. Dal punto di vista naturalistico la cava rientra nel Parco Regionale di Lama Balice ed è sede di frequentazione di specie animali quali volpi, cinghiali, anfibi, come il Bufo smeraldino, nonché di specie aviarie stanziali, quali taccole e poiane.

Bibliografia essenziale

DI GIACOMO A. (2014) - Quando a Bari passeggiavano i dinosauri "Diecimila orme nel parco di Lama Balice" La Repubblica di Bari.it, 07 novembre 2014 - Aggiornato alle 14.26 - http://bari.repubblica.it/cronaca/2013/10/05/news/quando_a_bari_passeggiavano_i_dinosauri_diecimila_orme_nel_parco_di_lama_balice-67917894/

DI GIACOMO A. (2014) - In viaggio nella cava dei dinosauri "Qui un patrimonio da proteggere" La Repubblica.it 10 febbraio 2014 - Aggiornato alle 13.14 - http://bari.repubblica.it/cronaca/2014/01/15/news/dinosauri_bari-76042487/

Longitudine **16,76139** • Latitudine **41,12330** • Bari



CGPo255 LE OSTREE DELL'IPOGEO MISCIANO



Una parete dell'interno dell'ipogeo in cui si notano le diverse stratificazioni

L'ipogeo sorge sul versante orientale di Lama Misciano e il suo ingresso si trova a piano campagna, presso la Strada Vicinale dell'Amore, denominata in passato Strada della Grotta S. Angelo di Cammarata. Esso ha un'ampiezza di circa 600 m² e sulle sue superfici affiorano, in basso e solo in alcuni luoghi, la Formazione del Calcare di Bari di età Mesozoica e, lungo le pareti, la Formazione delle Calcareni di Gravina di età Plio-Pleistocenica. Di notevole interesse risulta essere l'affioramento delle Calcareni di Gravina. Esso si presenta come rappresentativo della successione affiorante nella zona compresa tra Modugno e Bari. Lo spessore complessivo è di 4-5, 5 metri. In particolare, in trasgressione sui calcari del mesozoico, è presente un banco di calcareniti spesso un metro che riproduce i tipici caratteri degli ambienti di spiaggia ad alta energia di sedimentazione, ricchi di fossili di pecten, bivalvi e modelli interni di gasteropodi. Dopo un sottile livello di terre rosse ed ocra, segue verso l'alto un banco calcarenitico di circa 1,5 m costituito quasi esclusivamente da ostriche e noto nella terminologia geologica con il nome di biostroma. La componente organogena supera l'80% e, a luoghi, è organizzata in cespi, a luoghi, presenta veri e propri domi

di ostriche massicci e compatti. Al di sopra si osserva un banco calcarenitico spesso circa 3 metri, compatto e caratterizzato da stratificazione incrociata, tipica struttura prodotta dalle correnti intertidali e supratidali. La sequenza termina con un livello di colore rossiccio e dall'aspetto terroso, alterato dall'azione del carsismo secondario che ha interessato l'ipogeo. La zona riveste anche interesse storico per la presenza di un antico frantoio che risale al Medioevo ed altre interessanti strutture in pietra tipiche dell'architettura rurale locale in positivo.



Ingresso attuale dell'ipogeo Misciano, formatosi dopo il crollo di uno degli ambienti

Bibliografia essenziale

PETRUZZELLI M. (2014) - Rilievo dell'ambiente ipogeo Misciano. Report, c/o Soprintendenza Archeologica della Puglia. In fase di accatastamento presso il Catasto Speleologico Regionale della Puglia, a cura della Federazione Speleologica Pugliese.

Longitudine **16,75655** • Latitudine **41,11563** • Modugno (Ba)





Il Monastero di Santa Maria della Grotta



Ramo laterale della grotta che unisce le due cappelle di Santa Maria della Grotta

Il complesso medioevale di Madonna della Grotta si trova ad est del Comune di Modugno, lungo la Strada Provinciale 110; questo complesso monasteriale ha inglobato i due grottoni che sono presenti nella zona dell'agrumeto del monastero e le due grotte di cui una adibita a chiesa, in cui affiorano brecce con resti di ossa di vertebrati e l'altra che ospita un ossario. Quest'ultimo è accessibile da un pozzo naturale che si apre nel piazzale posteriore del monastero ed il cui accesso non è consentito da 40 anni, cosa che ne ha sempre impedito il rilievo. L'impluvio, geologicamente, è caratterizzato dall'affioramento di calcari mesozoici ben stratificati, che presentano una blanda pendenza verso NO e nella zona appaiono particolarmente fratturati e carsificati. Gli affioramenti della Formazione del Calcere di Bari che affiorano nell'area di Modugno sono riferibili al Piano Cenomaniano (90-100 Ma). Il complesso di grotte è già noto per il suo interesse archeologico ed architettonico, mentre, l'area circostante è stata abitata fin dal "Neolitico maturo". Inoltre, il tratto di lama in argomento, nel 1943, è stato base operativa degli "alleati" e deposito di mezzi militari, proprio per la sua particolare conformazione geomorfologica. Di recente il Comune di Modugno ha istituito un percorso che congiunge il Santuario di Santa Maria della Grotta al Castello di Balsignano e attraversa questo tratto di lama Lamasinata.



Interno della cripta in cui si raccolgono numerosi fedeli

Bibliografia essenziale

ARMENISE C., RANA A. D. (2010) il Santuario di S. Maria della Grotta e la Chiesa di S. Felice del casale di Balsignano nell'agro di Modugno (BA): luoghi di culto di un percorso antichissimo. Reg. Trib. Di Salerno n. 998 del 31/10/1997 anno xiv - numero 24-25 gennaio/dicembre 2010.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_490 www.catasto.fs Puglia.it.

Longitudine **16,75655** • Latitudine **41,11563** • Modugno (Ba)





Vista dall'alto della Cava di Sinno presso Statte

La Cava di Sinno, nota in passato come "Zuccate" è in prossimità del centro cittadino di Statte ed è stata adibita a parco cittadino e al suo interno è stato realizzato il Teatro Leucaspidi. Si hanno testimonianze della cava fin dal XIV secolo, per la produzione di blocchi di calcarenite commerciati in tutta Europa. L'ampia cava separa la gravina dall'abitato di Statte. Sulle sue pareti gli affioramenti di calcarenite sono esclusivi e l'altezza dei fronti raggiunge i 10 - 15 metri. La calcarenite appare a grana medio-fine ed è ricca di fossili di lamellibranchi (ostreidi, pettinidi, bivalvi del gruppo veneroida), impronte di gasteropodi ed echinidi. L'importanza di tali livelli fossiliferi non risiede tanto nel tipo di fossili, ma nel fatto che le estese superfici su cui si possono osservare permettono una buona lettura degli ambienti supra e infralitorali che si alternano nello spessore di deposizione. La spettacolarità dell'affioramento in cava è data dalle modalità

di scavo che hanno lasciato una serie di testimonianze della passata attività; esse richiamano alla mente sculture astratte e conferiscono al complesso un aspetto molto suggestivo. A più altezze lo scavo ha intercettato degli ipogei preesistenti che oggi si aprono sulla cava e contribuiscono con la loro presenza al fascino dei luoghi. Dalla cava si accede in continuità verso O al sistema della Gravina di Leucaspidi-Gennarini (cfr CGPo186). La zona si propone come area d'interesse sia naturalistico che paesaggistico ma anche storico-archeologico per la presenza ad esempio di una necropoli greca nei pressi della città. Dal ciglio del versante orientale della cava può godere di una vista privilegiata sul Golfo di Taranto.

Bibliografia essenziale

GRECO A.V. (1998) Il territorio di Statte. Dagli insediamenti rupestri alle masserie", in Umanesimo della Pietra - Riflessioni, 1998, pp. 3-39.
 GRECO A.V. (2000) Statte: dalle grotte alle masserie, Martina Franca, 2000.
 GRECO A.V. (2010) La gravina di Leucaspidi. Rivista online Terre del Mediterraneo-<http://www.terredelmediterraneo.org/itinerari/leucaspidi.htm>

Longitudine **17,19392** • Latitudine **40,56443** • Statte (Ta)



Pista prodotta da un piccolo vertebrato osservabile nella Cava di M. Scorzone

La cava si trova lungo il versante sud-orientale del rilievo di Monte Scorzone, proprio sotto la turbina di una centrale eolica, in prossimità della cima del rilievo. Ha una profondità complessiva di circa 50 metri, con una gradonatura che raccorda le parti alte con il fondo della cava che, nella zona meridionale, conta fino a 10 superfici. Il prodotto della coltivazione è una pietra ornamentale pregiata merceologicamente nota con il nome di "Bronzetto". Dal punto di vista geologico la successione esposta si apre in un intervallo risalente al piano Cenomaniano-Turoniano (88-97 Ma) ovvero Cretaceo inferiore, della Formazione del Calcere di Bari. Partendo dal basso, la superficie del sesto piazzale di cava, esteso circa 900 m², è interessata da modeste depressioni tondeggianti riconducibili ad orme di dinosauro, del diametro di circa 40 cm, e organizzate in piste di qualche decina di metri. Il basso grado di conservazione non permette una chiara determinazione degli animali che hanno impresso le impronte (trackmakers). In ogni caso, la presenza di orme di dinosauro nella zona di Monte Scorzone è da mettere in relazione con il vicino ritrovamento ad orme di Cava di Ponte Impiso, presso Poggiorsini. Tale circostanza offre l'opportunità di tracciare un percorso a tema sulle Orme

di dinosauro. Al di sopra della stessa superficie si osservano livelli e lenti non consolidati di argille di colore verdastro contenenti frammenti di bivalvi, ad indicare una netta variazione di ambiente. Questi intervalli sono descritti in letteratura come possibili depositi di emersione. Di notevole interesse nella zona sono le cavità carsiche, che rientrano in un progetto del Comune di Minervino per la protezione del paesaggio speleologico del suo territorio, nonché la splendida vista panoramica della Fossa Bradanica e del Monte Vulture che si può godere dalla cima del Monte Scorzone dove è installato un caposaldo dell'Istituto Geografico Militare. Ulteriore elemento di interesse è rappresentato dalla segnalazione di strutture in pietra semisepolte e di forma circolare, a nord della zona della cava note in letteratura come possibili strutture dell'età del Bronzo.



Bibliografia essenziale

PETRUZZELLI M. (2007) Carta geologica tematica sullo sfruttamento territoriale della zona di Acquatetta, Parco dell'Alta Murgia, Tavoleta IGM 1673SE Scala 1:25.000. Atti della Conferenza "Speleion 2007" 7-9/12/2007, Altamura (Bari).

PETRUZZELLI M., IANNONE A. LA PERNA R. (2012) - Fossil heritage in Apulia: Mesozoic vertebrates and dinosaur tracksites. In the abstract book of Geoheritage: Protecting and Sharing, pp 20. In the 7th International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, 3th Regional Meeting of the ProGEO SW Europe Working group, Bari-Italy, 24-28 September 2012.

Longitudine **16,15644** • Latitudine **41,05458** • Minervino Murge (Ba)



Panoramica della Cava di Ponte Impiso

Si tratta di una cava a pozzo profonda circa 20 metri e dalla forma trilobata. La porzione più ad ovest rappresenta quella storicamente più antica, il corpo centrale risale alla seconda guerra mondiale, la porzione orientale è la parte ove la coltivazione è avvenuta più di recente e si è protratta fino agli anni '90. Nella Cava affiorano calcari mesozoici appartenenti alla Formazione cretacea del Calcere di Bari con stratificazione irregolare ed evidenti variazioni laterali degli spessori degli strati da 5 cm al 50 cm. La fitta stratificazione di calcari e calcari dolomitici chiari apparentemente si presenta priva di macrofossili e termina con una superficie interessata da evidenti segni di emersione, tipo "mud cracks" (strutture di essiccamento). Al di sopra della successione calcarea si osservano abbondanti depositi argillosi non consolidati di colore grigio-verdastri che corrono lungo tutte le pareti di cava. Le orme di dinosauro riconosciute si presentano su almeno due superfici di strato. Una è nel corpo centrale della cava, ma le impronte sono mal conservate e si presentano come semplici depressioni tondeggianti. La seconda è sul fondo della porzione nuova della cava. In quest'ultima le impronte hanno evidente forma tridattila e dimensione di circa 30 cm e, sebbene

siano ben formate, appaiono parzialmente riempite dai detriti di lavorazione che, al momento, non ne consentono una fruizione piena. Nella porzione centrale, sui fronti della cava, è ben riconoscibile una faglia diretta NS. La discontinuità è sottolineata dalla presenza di materiale di frizione, costituito da breccie, intercalato a cristallizzazioni di calcite. In quest'ultimo caso, si osservano macrocristalli di calcite euedrali (a superfici geometriche regolari) o poligeminati (associazione di più individui in un unico corpo) che raggiungono anche i 20 cm. Infine, sulle pareti della parte centrale della cava, si notano diversi inghiottitoi carsici colmati di sedimenti sabbiosi e ciottolosi arrotondati. La cava, per gli aspetti di interesse geologico che la caratterizzano, ha una notevole valenza didattica. Da fonti storiche è noto che la cava durante la seconda guerra mondiale abbia fornito materiali utilizzati per la realizzazione di opere militari e che, durante la crisi di Cuba, sulla rampa di carico dei materiali che è posta al cento della cava, furono montate rampe missilistiche intercontinentali.

Bibliografia essenziale

PETRUZZELLI M. (2007) Carta geologica tematica sullo sfruttamento territoriale della zona di Acquatetta, Parco dell'Alta Murgia, Tavoletta IGM 1673SE Scala 1:25.000. Atti della Conferenza "Spelion 2007" 7-9/12/2007, Altamura (Bari).

PETRUZZELLI M., IANNONE A., LA PERNA R. (2012) - Fossil heritage in Apulia: Mesozoic vertebrates and dinosaur tracksites. In the abstract book of Geoheritage: Protecting and Sharing, pp 20. In the 7th International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, 3th Regional Meeting of the ProGEO SW Europe Working group, Bari-Italy, 24-28 September 2012.

Longitudine **16,17974** • Latitudine **40,96724** • Bari



Il Canale di Fesca visto dal ponte di Viale Europa verso Nord

Il sito è un esempio di condizionamento antropico dell'assetto idrologico e morfologico per la salvaguardia di un impianto abitativo. La parte terminale di Lama Lamasinata nota anche come "Canale di Fesca", rappresenta il tratto finale di un'opera di drenaggio, un canale deviatore, che aveva lo scopo di proteggere la città di Bari dalle acque che, a seguito di episodi piovosi di forte intensità, fin dalle aree murgiane di Cassano delle Murge, gli impluvi di Lama la Marchesa e Lama Picone riversavano sul capoluogo pugliese. La sua realizzazione fu completata nella prima metà del XX secolo poiché, dall'inizio del secolo, ben 7 alluvioni avevano recato gravi danni alla città. La costruzione di un canale di raccolta delle acque era stata già tentata durante il 1.500 per volontà della Duchessa Isabella Sforza, nell'ambito dei lavori previsti per la bonifica della costa cittadina. La presenza di tali opere in epoca storica e moderna, potrebbero anche suggerire un'origine etimologia del nome Bari e di altri toponimi nell'area. In epoca romana Bari era definita la paludosa *Oppidum Pedicularum* cioè "Villaggio delle zanzare" e in tempi successivi, con nome di origine arabeggiante, *Bahar lapiconis* "Foce del fiume lapicone", e i baresi pronunciano Bari ancora alla araba. Lungo

le pareti dell'ultimo tratto del canale si può osservare un lembo dell'affioramento di circa 5 m della Formazione della Calcarenite di Gravina. Si tratta di due grossi banchi di calcareniti a grana media e fine e di colore giallastro cui segue verso l'alto 1 m circa di deposito di sabbie calcaree non consolidate dall'aspetto festonato. Nel 1968, un gruppo di giovani baresi, Vittorio Stagnani, Enzo Indraccolo, Oreste Triggiani e Nicola Cervini, segnalano all'Istituto di Geologia e Paleontologia la presenza di resti di interesse paleontologico sul fondo del canale; essi furono poi identificati come uno dei più completi esemplari fossili di cetaceo in Italia. Oggi, molto vicino alla foce, è ancora visibile la traccia dello scavo realizzato in quello stesso anno per l'estrazione del reperto, in collaborazione con l'Università di Firenze. L'esemplare, oggi esposto presso il Museo di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Bari Aldo Moro, è lungo circa 11 m e, in considerazione della roccia incassante, può essere datato a circa 2 Ma. Appartiene alla famiglia dei Varioceti (Cetacei filtratori, provvisti di fanoni) di cui fanno parte sia le piccole Balene boreali (14 m) che le più grandi Balenottere azzurre (35 m).



Bibliografia essenziale

STAGNANI V. (1968) Moby Dick a Bari. Periodico dell'Archeoclub di Bari, 111-115.

BALDASSARRE G., FRANCESCANGELI R. (1987) Osservazioni e considerazioni sulla inondazione del 6 novembre 1926 in Bari e su un relativo deposito. Memorie della Società Geologica Italiana, 37 (1987), 7-16. 9 ff.

Longitudine **16,82769** • Latitudine **41,12839** • Bari



Il calcare su una delle pareti di Cava

La cava Cavallerizza si trova sull'alta Murgia in agro di Ruvo di Puglia; fa parte di un complesso estrattivo composto da tre cave a pozzo. La cava ha una estensione di circa 4.000 m²; è profonda 4 m e non è attiva. Sulle pareti dello scavo affiorano i depositi carbonatici del Cretaceo della Formazione del *Calcare di Bari*. È una successione di strati e banchi con spessori che variano dai 20 cm fino a 1 metro. Dal punto di vista commerciale, il materiale lapideo estratto è noto con il nome commerciale di Perlatto Svevo. L'andamento degli strati è ondulato, con una generale blanda immersione verso NO. I calcari appaiono laminati e bioturbati e, sulle pareti, l'erosione selettiva ha messo in evidenza i resti degli organismi fossilizzati. Sono ben evidenti i frammenti di gusci di rudiste e gli elementi scheletrici e gli aculei di ricci di mare. L'aspetto di rarità dell'affioramento risiede proprio nella massiccia presenza di echinidi irregolari, abbastanza rari negli affioramenti mesozoici pugliesi. Queste *facies* deposizionali sono tipiche dei margini di scogliera e, dal punto di vista geologico, caratterizzano la zona di Ruvo di Puglia. Nella cava si possono anche osservare numerosi elementi di discontinuità di origine tettonica su cui si sono impostati fenomeni carsici diffusi e localizzati. In



Bibliografia essenziale

IANNONE A., LAVIANO A. (1980) Studio stratigrafico a paleo ambientale di una successione cenomaniano-Turoniana (Calcare di Bari) affiorante presso Ruvo di Puglia. *Geologica Romana* 19 (1980) pp209-230.

LAVIANO A. (1996) Cretaceous Apulian Macrofossils: An Overview, *Geologica Romana* 1996 32 pp141-149.

Longitudine **16,43446** • Latitudine **41,00659** • Ruvo di Puglia (Ba)



Noduli e lenti di selce nella grave di Notarvincenzo

Il sito si trova sull'altopiano murgiano, nel territorio amministrativo di Ruvo di Puglia, circa 14 km a SSO del centro abitato ed entro il perimetro del Parco Nazionale dell'Alta Murgia. In un pianoro carsico che si estende a circa 475 metri s.l.m., solcato da un reticolo fluviale ben sviluppato, si trova una dolina isolata, dal diametro di circa 90 metri, che dà accesso, sul suo fondo, ad un sistema ipogeo di cavità carsiche. L'inghiottitoio si sviluppa in verticale per oltre 80 metri, lungo una successione di pozzi che terminano in basso in corrispondenza di un deposito di fango. Dal punto di vista geomorfologico si tratta di un caso esemplare di drenaggio carsico attraverso la forma epigea della dolina e quelle ipogee delle cavità, visibile dalla superficie ed esplorabile anche all'interno. Pur se non comune, non è un caso rarissimo, ma appare connotato dalle peculiarità geologiche del sito. Qui affiorano sia i calcari della Formazione del *Calcare di Bari* sia quelli del *Calcare di Altamura*. Il pozzo principale della grave interseca entrambe le unità, mostrandone la diversità litologica; i calcari della Formazione del *Calcare di Bari* (del Cretaceo inferiore) sono massicci, riconducibili ad ambienti di scogliera a rudiste. I Calcari di Altamura sono in facies di piattaforma interna e appaiono fit-

tamente laminati. Al contatto tra le due formazioni è presente un orizzonte di argille grigio-verdastre rubefatte per alterazione e di spessore variabile. Questo contatto si riscontra nel secondo (dall'alto) pozzo della grave, a circa 40 metri di profondità, evidenziato dai suddetti depositi argillosi. Circa 15 metri più in basso, nel terzo pozzo, si trovano livelli a lenti e noduli di selce. Si può ipotizzare, sulla base di riferimenti scientifici ad analoghi fenomeni, che la selce riempia quelle che, nel Cretaceo, furono le tane di invertebrati infaunali nell'originario sedimento (prima della diagenesi) quali *Thalassnoides* o *Ophiomorpha*. Entrambe le icnospecie sono riconducibili a facies marine non profonde. La presenza stessa della selce è un fenomeno decisamente raro nella litostratigrafia delle Murge.

Bibliografia essenziale

COSTANZO VOLPE A., FORMICOLA W., LORUSSO D., RAGONE G. (2007) - Le Murge alte. In: *Le grotte e il carsismo in Puglia*, ed. Regione Puglia, Federazione Speleologica Pugliese, 137-146 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).

IURILLI V. (2010) Alta Murgia, dolina e voragine di Notarvincenzo. In: AA. VV. *Il Patrimonio Geologico della Puglia. Territorio e Geositi*. SIGEA, Ristampa 2014, Regione Puglia, FESR 2007-2013, ISBN 978-88-906716-4-7; 122-123.

IURILLI V., GUASTAMACCHIA L., MILELLA S., MARTINELLI N. (2012) - The geoheritage in the karst landscape of Apulia (Southern Italy). Examples and possibilities in the regional and local planning. *Geologia dell'Ambiente, Supplemento* al n. 3/2012, 115-117.

LARocca F., BERNOCCHIO S. (1988) - Grotte e voragini del territorio comunale di Ruvo di Puglia (BA). *Itinerari Speleologici*, s.II n. 3, 33-70.

PEPE M., PARISE M. (2012) - Structural control in sinkhole development and speleogenesis: a case study from the High Murge karst landscape (Apulia Italy) *Geophysical research Abstracts vol. 14*, 340.

Longitudine **16,42545** • Latitudine **40,99022** • Ruvo di Puglia (Ba)



La rocca del Garagnone

Il sito comprende due rilievi ("Castello del Garagnone" e "Rocca del Garagnone") che si ergono nella Grande Scarpata Meridionale delle Murge (sito CGPo436), a destra e sinistra dello sbocco di una della valleciole che la incidono. Si trova 6 km a Nord del centro abitato di Poggiorsini. Gli aspetti geologici e geomorfologici ivi osservabili vanno dalla litologia esposta alle forme del rilievo, che qui presentano variazioni nell'andamento dell'imponente scarpata, all'evidente correlazione tra le attività "storiche" dell'uomo e le geo risorse. Il substrato carbonatico mesozoico è qui rappresentato dal calcare di Altamura; ad esso si sovrappongono più strati di depositi di versante (breccie). Il piano inclinato della scarpata è profondamente inciso da una lama che, a differenza di altre, drena un suo bacino idrografico sul margine dell'altopiano con un reticolo gerarchizzato e, a valle, termina con un conoide, inserito nella più ampia falda detritica pedemurgiana. I due rilievi citati costituiscono un "accidente topografico" che fu propizio all'elezione del sito ad un ruolo di sentinella delle vie di comunicazione che corrono a valle della scarpata e lungo la lama che risale sull'altopiano verso l'Adriatico. Lungo il piatto ciglio dell'Alta Murgia, posto alla quota di 640 metri s.l.m., i due rilievi, che raggiungono i 600 e 580 metri,

nella prospettiva si confondono col versante, e le stesse mura del castello sembrano mimetizzarsi con i bastioni naturali di roccia calcarea. Il substrato litico dei rilievi è la Formazione del Calcare di Altamura, a strati e banchi suborizzontali intensamente fratturati. In più luoghi, nella successione stratigrafica sono presenti veri e propri *biostromi* a rudiste. Nella parte bassa del versante, il pendio meno inclinato è costituito da breccie, stratificate e a grado di cementazione variabile, con matrice rossastra. Nelle breccie si trovano accessi a cavità e ripari, almeno in parte modificati e ampliati dall'uomo. Si contano 25 cavità, tra grotte e ripari, di cui solo 6 nel catasto speleologico. L'origine delle breccie è genericamente vista nei processi gravitativi di versante, ma in dettaglio si riconoscerebbe un'origine tettonica con mobilitazione e trasporto in epoca glaciale (probabilmente *Riss*). Nelle porzioni meno cementate delle breccie si rinvenivano frammenti ossei e reperti di industria litica. Abitata fin dal neolitico l'intera area è stata abbandonata improvvisamente dopo il crollo del castello nel sec. XVIII, anche questo evento pare sia legato a eventi geologici (un terremoto). Notevole anche la funzione panoramica del sito, sia sul bacino idrografico a monte, sia sulla falda detritica a valle, con le strutture antropiche, nonché la veduta dell'avanfossa bradanica e dell'Appennino.

Bibliografia essenziale

CALDARA M., CIARANFI N. (1988) - Le breccie polifasiche quaternarie delle Murge settentrionali. - Atti del 74° Congresso "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale". Mem. Soc. Geol. It., 41: 685-695.

IURILLI V. (2010) Rocca e Castello del Garagnone. In : AA. VV. Il Patrimonio Geologico della Puglia. Territorio e Geositi. SIGEA, Suppl. 4/2010 di Geologia Dell'Ambiente, pp. 124-125.

LICINIO R. (2010) Castelli medioevali. Puglia e Basilicata: dai Normanni a Federico II e Carlo I d'Angiò. Nuova edizione ampliata, CaratteriMobili, Bari, 365 pp.

Longitudine **16,25221** • Latitudine **40,96278** • Poggiorsini Spinazzola (Bat)



Vista del taglio ferroviario presso Pontrelli al disopra della rotaia

Circa 300 m a SO di Cava Pontrelli, il sito ove è concentrato un numero elevatissimo di impronte di dinosauri (cfr CGPo031), si apre un taglio ferroviario con pareti di circa 8 metri. Sulle pareti della trincea si possono osservare i rapporti stratigrafici delle formazioni mesozoiche e cenozoiche che affiorano nella zona. Dal basso verso l'alto, per uno spessore che varia da 3,5 ai 5 metri, si può osservare la Formazione del Calcare di Altamura che nella zona rappresenta un tratto della successione riferibile al Cretaceo superiore (Santoniano, 80 Ma). I calcari sono attribuibili ad ambienti di piattaforma carbonatica interna e sono rappresentati da calcari rosati dolomitizzati con evidenti tracce di emersione come *mud cracks*, *birdeyes* (microstrutture da essiccamento) e alterazioni tipo breccia, di spessore decimetrico, con assetto generale della stratificazione immergente verso sud. Sulla parete della trincea, ad un'altezza di circa 2 metri, una delle superfici mesozoiche mostra delle tracce tridattile delle dimensioni di circa 20 cm, organizzate in una breve pista, con blandi bordi di espulsione, non determinabili perché molto alterate. Verso l'alto, la successione dei calcari rosati della Formazione del Calcare di Altamura è interrotta dalla trasgressione della

Calcarene di Gravina di età Plio-Pleistocenica che presenta tratti in forma di megabreccie, con clasti arrotondati di diametro decimetrico, a riempimento delle depressioni del top dei calcari, e tratti sottilmente stratificati nelle parti più alte.



Pista di Teropode presso Il taglio ferroviario in località Pontrelli



Bibliografia essenziale

PETRUZZELLI M., IANNONE A., LA PERNA R. (2012). Fossil heritage in Apulia: Mesozoic vertebrates and dinosaur tracksites. In: abstract book of Geoheritage: Protecting and Sharing, pp 20. 7th International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, 3rd Regional Meeting of the ProGEO SW Europe Working group, Bari-Italy, 24-28 September 2012.

Longitudine **16,62731** • Latitudine **40,80352** • Altamura (Ba)



La falesia di Largo Grotta Ardito; la scalinata termina sul contatto trasgressivo tra Calcarene di Gravina e Calcarea di Bari (Foto G. Teofilo per L. Spalluto)

Dal centro storico di Polignano a Mare è possibile osservare alcuni suggestivi scorci della falesia di Polignano. Il sito da cui è possibile avere la migliore vista del paesaggio è in Largo Grotta Ardito che si consiglia di raggiungere muniti di un buon binocolo. Guardando verso ONO è possibile osservare la Falesia di Polignano a Mare (cfr CGPo230) e l'ingresso della Grotta Palazzese (cfr CGPo232) e gli ingressi delle numerose grotte di origine carsica. In direzione ESE è visibile il settore orientale di questo tratto di costa rocciosa, marcato dallo Scoglio dell'Eremita (cfr CGPo236). Lungo la falesia si riconoscono circa 10 metri sul livello del mare la successione sedimentaria del Calcarea di Bari, organizzata in strati di spessore compreso tra pochi decimetri a circa un metro, intensamente fratturati e immergenti a monoclinale verso SO. La parte superiore della falesia è modellata nella Calcarene di Gravina, poco cementate e in assetto sub orizzontale. Le due unità sono in relazione attraverso un contatto stratigrafico trasgressivo, marcato da una netta discordanza angolare. Proprio dal sito è possibile osservare alcuni caratteri stratigrafici e sedimentologici della Calcarene di Gravina nella sua parte inferiore costituita da microconglomerati (ciottoli di 2-3 mm), a



stratificazione originariamente inclinata (clinostратificazione), derivanti dall'erosione delle rocce calcaree del Cretaceo. Da una piccola abitazione privata nei pressi della piazza è possibile, se autorizzati, scendere lungo la falesia fino a raggiungere Grotta Ardito. Essa è solo una delle tante cavità che il carsismo ha modellato lungo la scogliera. L'ingresso via terra consiste in un piccolo vano ipogeo che si continua in un cunicolo scavato nella roccia calcarenitica. La parte più importante della cavità è modellata nei Calcari di Bari, in un intervallo riconducibile al Cenomaniano-Turoniano (90 - 99 Ma). Sul piano di calpestio sono depositi brecciati stratificati con componenti litoclastiche, conglomeratiche, resti fossili di vertebrati e nella parte più superficiale, frammenti di vasellame e orizzonti di frequentazione antropica. In letteratura non risulta alcuno studio di questi depositi; è evidente che la frequentazione antropica deve essere avvenuta in condizioni ambientali differenti da quelle attuali e con livello del mare più basso dell'attuale. La cavità è stata area di servizio per l'edificio soprastante, ed è nota anche come Grotta delle Caldaie. L'accesso da terra era usato liberamente della cittadinanza come accesso al mare per l'ormeggio delle barche; negli ultimi anni quest'uso è stato ripreso e offre il passaggio a mare per la manifestazione cittadina del Palio del Mare. Sebbene il punto panoramico del Largo Grotta Ardito offra sempre una suggestiva visuale, si consiglia di visitare questo luogo nelle giornate in cui è presente un forte vento da Nord quando è possibile osservare il mare in burrasca e l'impressionante frangersi di onde che giungono fino al bordo superiore della falesia.

Bibliografia essenziale

PIERI P., TROPEANO M. (1999) – Sosta 9,3 – Polignano a Mare – Osservazioni lungo la falesia. In: Puglia e Monte Vulture (Ricchetti G., Pieri P. ed.), 257-259.

Longitudine **17,22368** • Latitudine **40,99668** • Polignano a Mare (Ba)



Particolare dell'ingresso (Foto Catasto Grotte Regione Puglia per M. Petruzzelli)

La Grotta di Nostra Famiglia è una cavità carsica e si apre nel giardino dell'Associazione Nostra Famiglia, sul costone roccioso che porta in cima alla collinetta di S. Antonio. I calcari che affiorano sulle pareti della grotta sono ascrivibili al Cretaceo superiore, Coniaciano-Campaniano (90-85 Ma) e appartengono alla Formazione dei Calcari di Altamura. Localmente le stratificazioni presenta una blanda immersione in accordo con la pendenza del versante, lo spessore degli strati varia dal decimetro al metro e, localmente, sono intensamente fratturati e carsificati. I calcari mesozoici mostrano al loro interno rudiste medio grandi, organizzate in banchi o in depositi massivi frantumati, tra queste la *Jufia reticolata Bohem* è riconoscibile poco oltre la strada vicinale che porta al sito. La grotta è di interstrato e consiste in un ambiente accessibile da un pozzo di 5 metri di profondità. Verso NE si apre un cunicolo che un tempo era un possibile antico accesso orizzontale. La presenza di un accesso crollato ha reso tale cavità una trappola per gli organismi che la frequentavano come ad esempio la *Crocota crocuta spelaeia*. Ciò è confermato dal ritrovamento di diverse sue ossa, che sono state raccolte dal Gruppo Speleologico Vespertilio CAI Bari negli anni '80 e che nel 2009,

dopo essere state riconosciute nei depositi del CAI, sono state segnalate alla Soprintendenza archeologica e quindi donate al Museo di Scienze della Terra di Bari. I fossili consistono in resti di *Bos*, vertebre e costole di canidi, un bacino, un paio di vertebre e un parziale apparato dentario di *Crocota*. Importante dal punto di vista scientifico è che tali ossa non sono state trovate in una breccia ossifera (quindi sepolte da sedimenti) ma risultano concrezionate negli speleotemi. La vicinanza della Grotta Nostra Famiglia con la vicina Grotta di Santa Maria di Agnano (cfr CGPo079) rappresenta un ulteriore elemento di interesse dal punto di vista turistico.



Bibliografia essenziale

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_1115 su www.catasto.fs Puglia.it

Longitudine **17,56663** • Latitudine **40,73149** • Ostuni (Br)



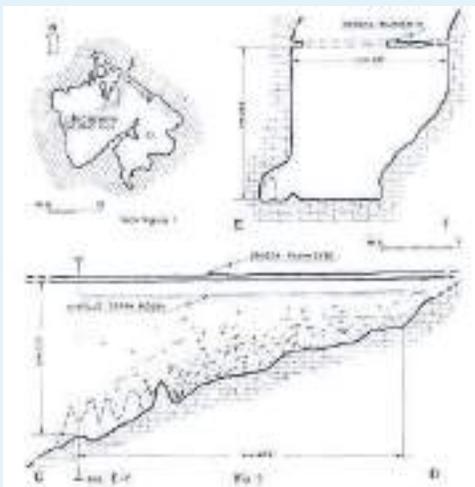
L'ingresso della grotta chiuso da una grata
(Castato Grotte Regione Puglia per M. Petruzzelli)



Olotipo di *Crocota crocuta spelaeia* (Foto Museo di Paleontologia dell'Università Federico II, Napoli, per M. Petruzzelli)

La *Grotta della Jena* venne scoperta nel 1872 ed è situata a circa due chilometri verso NE dal centro abitato di Castellana Grotte. Risulta tra i primi luoghi ad essere stato messo sotto tutela come sito paleontologico in Italia ed anche una delle prime cavità ipogee mai censite dal famoso geologo pugliese Franco Anelli. La cavità si sviluppa nella formazione del Calcarea di Altamura in un intervallo stratigrafico risalente al Cretaceo superiore (Senoniano, 70 Ma). Essa si apre con un modesto ingresso a pozzo di 4 m, oggi chiuso con una grata metallica. Presenta una incredibile quantità di concrezioni che si sviluppano in uno stanzone sub circolare che si continua in altri piccoli passaggi verso S, con un fondo caratterizzato da detriti di provenienti dal pozzo di accesso e terre rosse. Le faune ritrovate nel sito consistono in resti di vertebrati risalenti al Wurm (da circa 40.000 a circa 12.000 anni fa). Il primo scavo effettuato subito dopo la scoperta rivelò la presenza di *Crocota crocuta spelaeia*. Il genere fu descritto per la prima volta in questa occasione e definito l'olotipo 1873 dal Prof. Guiscardini, in attività presso l'Università Federico II di Napoli. Oggi il reperto di iena pugliese è esposto nella "Regia Collezione di fossili" partenopea. Franco Anelli riprese gli scavi nel 1955 e rinvenne molti resti di

cervidi (*Capra ibex*), volpi e uccelli. Nel 1959 Claudio Cantelli, trovò un altro cranio completo di iena e dei suoi coproliti. La grotta fa parte di un sistema carsico più ampio che comprende Pozzo Cucù, cavità censita al Castato Regionale Grotte come PU_1200, e nota per le sue mineralizzazioni uniche, fra cui è da segnalare il minerale eletto a olotipo della Francoanellite.

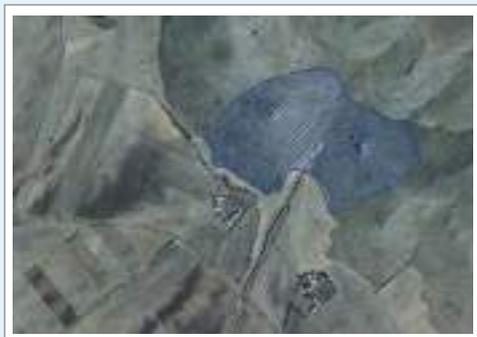


Rilievo topografico della cavità carsica della Jena
(Foto Cantelli per M. Petruzzelli)

Bibliografia essenziale

CANTELLI C. (1983) – La Grotta della Jena (Bari). Un esempio di trappola paleontologica.. Atti 14° Congresso Nazionale di Speleologia (Bologna 2 – 5 settembre 1982), Le Grotte d'Italia, 4(11), p. 165 – 171.

Longitudine **17,16609** • Latitudine **40,90401** • Castellana Grotte (Ba)



Vista dal Lago di Lesina verso Monte Delio

Monte Delio (anche Monte D'Elio) possiede non solo peculiari caratteristiche geologiche, ma è anche in un'interessante posizione geografica che lo rende un punto panoramico sul Gargano, sul Lago di Lesina e sulle Isole Tremiti. E' un rilievo calcareo posto lungo il versante Nord del promontorio garganico a metà strada tra i laghi di Lesina e Varano all'altezza di Torre Mileto. I calcari affioranti fanno parte della Formazione di Montesacro, che nell'area appartengono al Giurassico terminale (Oxfordiano - Barresiano), che si estendono dal M. D'Elio fino a Mattinata in una stretta fascia, che si sviluppa trasversalmente all'altopiano calcareo. L'affioramento appare come un massiccio accumulo micritico ed in alcuni livelli si possono osservare resti di *Ellipsactinia* e di *Sphaeractinia*, tipiche specie di spugne biocostruttrici che in certi strati costituiscono il 90% degli elementi che compongono la litologia. Le facies di scogliera qui riconosciute sono di mare profondo (10-50 m), del tipo che in Italia si riconoscono nelle rocce dell'isola di Capri. Le spugne calcaree tipiche della zona hanno strutture concentriche, a formare costruzioni di circa 15 cm di diametro, dalla forma irregolare o subconica, spesso messe in evidenza dall'erosione differenziale. Monte d'Elio prende il

nome dalla chiesa romanica di Elia o Evia che sorge proprio in cima al rilievo ed è motivo di interesse naturalistico per i suoi pascoli, la vegetazione tipica della macchia mediterranea ed un'area attrezzata intorno al santuario, della quale però resta molto poco. Sempre nella zona, è anche possibile osservare un interessante esempio di fenomeno carsico nella grande Grotta dei Biancospini (cfr PU_2071).



Ellipsactinia (Caprensis?) proveniente da Monte Delio



Bibliografia essenziale

MORSILLI M. (2000) Cenni geologici sul Promontorio del Gargano estratto da: "La geologia del pantano di S. Egidio". Comune di San Giovanni Rotondo Assessorato Urbanistica - Ufficio del P.R.G.

RUSO A., MORSILLI M. (2007) New insight on architecture and microstructure of ellipsactinia and sphaeractinia (demosponges). From the Gargano promontory (Southern Italy). *Geologica romana* 40 (2007), 215.

MORSILLI M., RUSCIADELLI G., BOSELLINI A. (2004) 32nd international geological congress the apulia carbonate platform-margin and slope, late jurassic to eocene of the maiella mt. And gargano promontory: physical stratigraphy and architecture. Florence – Italy August 20-28, 2004.

Longitudine **15,61845** • Latitudine **41,90551** • San Nicandro Garganico (Fg)



La parete Est della cava, dove affiora la formazione di Galatone (Foto Delle Rose-Vitale per M. Petruzzelli)

Il sito di interesse paleontologico fu segnalato nel 1993 nella Cava Rizzo, dove è stato possibile vedere anche una nuova unità stratigrafica che prese il nome di Formazioni di Galatone, dal luogo in cui la formazione affiora più estesamente. Tale nome formazionale, ha sostituito le vecchie nomenclature informali di Formazione di S. Maria al Bagno e di Calcareniti di Andrano. Nella Cava Rizzo a circa 3 km a nord di Galatone su pareti di cava alte circa 4 metri si osserva la Formazione di Galatone, riferibile all'Oligocene (33-23 Ma) e trasgressiva (ovvero deposta su sedimenti più antichi dopo un periodo di emersione) sui Calcari di Melissano di epoca mesozoica (Cenomaniano - Senoniano 99-80 Ma). I due litotipi appaiono separati da una breccia di fondo. La Formazione dei Calcari di Melissano è rappresentata da calcari compatti cui segue verso l'alto una breccia di fondo, originatasi nelle fasi continentali, ed infine la Formazione di Galatone rappresentata da depositi arenaceo-calcarei in lenti e interdigitazioni ben evidenti e di vario spessore e orizzonti festonati, ad indicare ambienti di bassa profondità con grossi echini del genere *Scutella*, alternati ad ambienti caratterizzati da sedimenti più fini, rappresentativi di associazioni ora di acque salmastre, ora di acqua dolce,

definite da piccoli lamellibranchi e da raro plancton fossile. La cava oggi risulta abbandonata e accessibile ad un pubblico che voglia vedere le bellissime *Scutelle* fossilizzate. Altri affioramenti tipici della formazione di Galatone, nelle vicinanze, si possono osservare lungo la vicina strada ad alto scorrimento e in corrispondenza della trincea ferroviaria. Il fondo della cava è spesso alluvionato e attira esemplari di avifauna di diverse specie.



Dettaglio del contatto tra le due formazioni con le breccie (Foto Delle Rose-Vitale per M. Petruzzelli)

Bibliografia essenziale

DELLE ROSE M., VITALE A. (2008) Il giacimento a scutelle di Cava I Rizzi (Galatone). Un geosito da salvaguardare e valorizzare. Spelaion 2008 Torrenova, Nardo - 6,7,8 Dicembre 2008.

MARGIOTTA S., VAROLA A. (2004) Nuovi dati geologici e paleontologici su alcuni affioramenti nel territorio di Lecce. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie a, 109 (2004) pp. 1-12.

LEUCCI G., MARGIOTTA G., NEGRI S., AUTHOR (2012) Un contributo per la definizione dei rapporti geometrici tra due unità oligo-mioceniche del Salento Leccese (Puglia, Italia) mediante indagini geofisiche con georadar. Copyright © 2014 by the Società Geologica Italiana GeoRef, Copyright 2012, American Geosciences Institute. Print ISSN: 2038-1719 Online ISSN: 2038-1727.

Longitudine **18,07773** • Latitudine **40,17803** • Galatone (Le)



Le strutture dell'Acquedotto coprono uno degli ingressi della cavità

La grave di San Vittore è un sistema carsico che si sviluppa in 4 pozzi paralleli di profondità variabile dai 30 ai 45 m e si apre in corrispondenza di una dolina del diametro massimo di circa 40 metri e dalla forma ellissoidale. In grotta il calcare compatto e stratificato appare in banchi spessi circa un metro e appartiene alla Formazione del Calcere di Bari (Aptiano, 115 Ma) e fa parte della zona tipo, dove si può riconoscere il Membro Corato (Note illustrative Carta geologica, Foglio 176 Andria). Il fenomeno carsico si è sviluppato lungo una evidente faglia o frattura che corre da NO a SE, dove le pareti della grotta sono profondamente incise da *karren* ipogee e, anche nei periodi secchi si evidenzia una continua percolazione. Nel pozzo più a sud, in caso di piogge straordinarie, si forma un laghetto profondo circa 1.5 m e dal diametro di 4 metri. Mentre gli altri 3 pozzi presentano alla base conoidi di detriti da crollo. Cavità come queste in Puglia risultano comuni, ma solo poche sono state modificate in maniera così spettacolare. Negli anni '30 del secolo scorso, l'intera dolina e la sottostante grotta sono state imbrigliate per essere utilizzate come troppopieno dall'Acquedotto Pugliese, ovvero per la dispersione in falda delle acque. Le opere murarie realizzate consistono

in muraglioni, solai ed arcate ipogee di notevole dimensione, in cemento e in muratura, in particolare, l'arcata che si trova nel pozzo principale è alta 30 metri ed è composta interamente da conci calcarei. E' stato lasciato libero solo il pozzo principale mentre agli altri sono stati murati e vi si accede per mezzo di una serie di scale, rampe e pioli metallici che conducono a due balconate interne, che si affacciano a metà dei due profondi pozzi centrali. Con l'approvazione della legge Merli (1976) che vieta lo sversamento di acque in falda, il suo impiego controllato è cessato. La grotta nel periodo invernale offre rifugio ad una colonia dei pipistrelli abbastanza numerosa. Dal punto di vista della fruizione, le strutture esistenti potrebbero favorire l'adeguamento della grave all'accesso di visitatori, inoltre, la sua vicinanza a Castel del Monte e alla Masseria di San Vittore, soggetta a vincolo architettonico per la sua storia e la sua bellezza, rappresentano un ulteriore suggerimento per il suo inserimento in un percorso di carattere turistico.



Bibliografia essenziale

COLAMONICO D. (1919) Di alcune voragini pugliesi dette grave. Rivista Geografica Italiana, anno XXVI, pp. 3-8.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_432 www.catasto.fspuglia.it.

Longitudine **16,32525** • Latitudine **41,12068** • Andria (Bat)



Inghiottoio della Dolina Ognissanti (Foto N. Stucci per M. Petruzzelli)

In località Ognissanti, tra Capurso e Valenzano, si osserva la presenza di una profonda dolina a pozzo sviluppata in forma allungata, secondo la direzione nord-sud di una frattura ben nota in letteratura. La presenza di grotte naturali intorno a Bari è piuttosto rara, per via della spessa ed instabile copertura calcarenitica, inoltre, è molto particolare la circostanza di un insediamento ipogeo artificiale, scavato nella calcarenite, con un atrio interno rappresentato da una dolina, che si continua verso il basso con un pozzo naturale della profondità di 20 m. Sulle pareti dell'ipogeo, per uno spessore di circa 5 m affiora la Formazione della Calcareniti di Gravina, storicamente scavata dall'uomo per ricavarvi ambienti ipogei. Essa appare in facies di spiaggia, ricchissima di fossili di lamellibranchi. I termini che fanno da base alle calcareniti appartengono della Formazione del Calcarea di Bari che, nella dolina, appare ben stratificato e riferibile al Cretaceo Inferiore (Albiano - 100 Ma). Nella zona, i calcari che si possono osservare in corrispondenza di faglie o strutture carsiche, come appunto la dolina di Ognissanti, sono sottilmente stratificati e costituiscono i tipici affioramenti del calcarea a chiancarelle, noto in Puglia per la costruzione dei trulli. L'inghiottitoio carsico con i

suoi ipogei medioevali è stato tenuto nascosto per decenni dal muro di cinta e dalle infrastrutture di un troppopieno dell'Acquedotto Pugliese, che ne ha imbrigliato il perimetro con opere murarie che sono in completo abbandono a seguito dell'approvazione della Legge Merli (1976) che ne impediva l'utilizzo per la dispersione in falda delle acque di corrivazione superficiale. Il sito fu scoperto nel Luglio del 1996 da volontari dell'ANSPI e fu reso noto localmente. Pur essendo una delle espressioni più significative del fenomeno carsico del territorio comunale di Bari, solo oggi è in corso l'accatastamento del complesso ipogeo presso il Catasto Regionale delle Cavità artificiali e Grotte di Puglia, a cura del Gruppo Speleologico Vespertilio CAI Bari.



Bibliografia essenziale

LECCESE V. (1996) Camera dei Deputati: Ritrovamento di grotta con ipogeo presso Valenzano (BA) interrogazione a risposta scritta 4/02891 camera legislatura 13 ATTO CAMERA Sindacato Ispettivo interrogazione a risposta scritta : 4/02891 presentata il 08/08/1996 nella seduta numero 47.

D'ALELIO C. (1996) Un tesoro di Mille anni fa. Valenzano. La grotta nasconderebbe pavimentazioni e pitture di epoca medioevale, Ulteriore conferma dell'esperto che ha esaminato il sito trovato da volontari. Gazzetta del Mezzogiorno 1/8/1996.

D'ALELIO C. (1996) Alla scoperta dell'indifferenza, Valenzano. Cronaca di un ritrovamento archeologico che sembra non interessare a nessuno. La città Cronaca di Bari 27/07/96.

Longitudine **16,88580** • Latitudine **41,05441** • Valenzano (Ba)



Panoramica dell'area della Cava Costantinopoli presso Canosa

Nell'area di Canosa di Puglia affiora estesamente la Formazione della Calcareniti di Gravina, in località Costantinopoli si possono osservare i termini più settentrionali della formazione, probabilmente attribuibili al Pleistocene. La cava storica, dello stesso nome della località in cui si apre e prossima alla zona archeologica di San Pietro, è considerata genericamente di età Romana. L'estrazione storica delle calcareniti è avvenuta, comunque, in una area messa in evidenza dall'erosione del fiume Ofanto e che corrisponde in letteratura ad un terrazzo fluviale. Nel corso dei secoli, le calcareniti della zona sono state scavate o estratte più volte per scopi abitativi ed edificatori. I fronti della cava sono alti da 4 a 8 metri, e attualmente sono nuovamente colonizzati dalla vegetazione spontanea, in ogni caso, si possono osservare due facies della stessa calcarenite, nettamente separate da un intervallo deposizionale, rimarcato da una netta discordanza stratigrafica, ovvero da strati piano-paralleli passanti bruscamente a strati clinostatificati. I termini più bassi, spessi circa 3 m, sono a grana media con assetto orizzontale, molto compatti e fortemente bioturbati. I termini più alti, hanno spessore dai 3 ai 5 metri; si tratta di calcareniti a grana media e calciruditi, clino-

stratificate. Entrambi i depositi sono indicativi di un ambiente deposizionale ad alta energia in facies supra ed infralitorale. Aspetto insolito e di non chiara interpretazione è la presenza di grandi monoliti dei termini più bassi, distaccati dalle pareti e disposti verticalmente sul piano di cava. Nella parte sud della cava, si può osservare un tratto di fronte di roccia sporgente, alto circa 8 m e largo 20 modellato a forma di fungo e con alla base alcuni piccoli ipogei, a richiamare un habitat rupestre del tipo di quelli dei monasteri orientali. Il nome dell'area è legato alla presenza a Canosa di Puglia della miracolosa icona bizantina della Madonna di Costantinopoli, una volta conservata nell'area archeologica di San Pietro e poi ricollocata nella omonima chiesa seicentesca all'interno della città.



Bibliografia essenziale

CALDARA M., GISSI F. (1997) Le "biocalcareniti di Gravina" del margine Ofantino delle Murge: considerazioni stratigrafiche, paleoambientali e tettoniche, Bonifica 153 VIII (3), pp. 153-171.

IANNONE A., PIERI P. (1980) Caratteri neotettonici dei fogli 176 "Barletta" e 177 "Bari". - Prog. Fin. Geodin., pubbl. 356, 85-110, Napoli.

CALDARA M., CIARANFI N., MARINO M. (1994) - I depositi Plio-Pleistocenici di avanfossa al bordo dell'Appennino meridionale tra Oliveto Lucano e Garaguso (Basilicata) - Boll. Soc. Geol. It., 112 (1993), pp. 893-908, figg. 3, tabb. 2, Roma.

CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati del sottosuolo. Mem. Soc. Geol. It., 24, pp. 243-260, Roma.

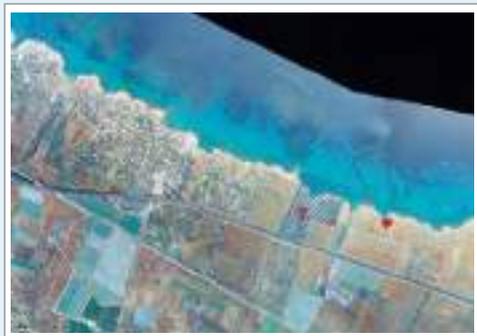
Longitudine **16,06309** • Latitudine **41,21501** • Canosa di Puglia (Bat)



Rari affioranti lungo la costa in località Le Macchie, da notare la diversa inclinazione degli strati

In località Le Macchie, poco a sud dell'abitato di Cozze, lungo la costa adriatica della Puglia, si trova un tratto di costa caratterizzato dalla presenza di un piccolo boschetto composto interamente da *Juniperus italicus* (Specie protetta comunitaria e in via di estinzione) prospiciente una poco estesa lama in parte invasa dal mare. Il boschetto occupa uno spazio poco più di un ettaro, ma la sua presenza ha permesso il mantenimento di un piccolo lembo di duna olocenica non consolidata che fino ad un decennio fa si estendeva per circa un chilometro verso sud. I depositi dunali oggi sono poco diffusi quasi completamente erosi, se non assenti in questo tratto di costa, ed i più vicini si possono osservare solo molto più a sud, in zona il Capitolo e fra Torre Canne e Torre San Leonardo, presso l'abitato di Ostuni (cfr. CGPo061). Le dune poggiano sia sulle calcareniti che sui calcari mesozoici, che nell'area appartengono rispettivamente alla Calcarenite di Gravina che al Calcare di Bari. Nella stessa area, elemento altrettanto importante è la lama che seppur di piccola estensione testimonia di processi di incisione del locale basamento carbonatico ad opera delle acque incanalate probabilmente connessa ad un periodo con livello di base più basso dell'attuale; essa che incide i calcari

a nord del bosco a Ginepri, è nota dal punto di vista archeologico per le sue 5 cavità artificiali, abitate fin dal Neolitico antico. Dal punto di vista paesaggistico e naturalistico la copertura vegetale è a specie sclerofila della macchia mediterranea. Le piante sono letteralmente scolpite dall'azione del vento e si integrano con la morfologia irregolare del territorio. Dal punto di vista architettonico l'area è di notevole rilevanza per la presenza di trulli e pagliare di piccole dimensioni, disposti a distanze regolari a confermare la stretta relazione tra uomo e le metodologie costruttive basate sull'impiego dei materiali litoidi locali.



Bibliografia essenziale

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, schede PU_555, 556, 557, 558, 559 su www.catasto.fs Puglia.it.

Longitudine **17,15405** • Latitudine **41,03223** • Polignano a Mare (Ba)

Parete di affioramento in contrada Grottole con esemplari di *Ophiomorpha*

La Strada Provinciale 166 (San Vito – Conversano), poco dopo il sottopasso ferroviario in località Santa Maria delle Grottole, corre in una trincea stradale profonda al massimo un metro e mezzo e lunga circa 60 m, scavata nelle Calcareniti di Gravina. Sulle pareti della trincea, si può osservare una particolare *facies* delle Calcareniti di Gravina, abbastanza comune nel tratto costiero tra Mola di Bari e Fasano, che presenta un'elevatissima concentrazione di bioturbazioni, ovvero tracce fossili (icnospecie) prodotte dall'azione di organismi che vivono entro i sedimenti o all'interfaccia acqua-sedimento. In particolare, si possono riconoscere tane di vermi infaunali (che vivono nei sedimenti) del tipo *Ophiomorpha*. Le tracce lasciate da tali organismi sono riconoscibili perché sono costituiti da strutture calcarenitiche tubulari, lunghe fino ad un metro e dal diametro variabile da 1 a 3 cm. Ciascun tubulo risulta fittamente intrecciato a quelli adiacenti; essi sono perfettamente riconoscibile perché se attentamente osservati, nei suoi esemplari meno erosi, la superficie di ciascun tubulo è composta da palline fecali del diametro di 2-3 mm, che danno un particolare aspetto composito alla superficie degli stessi tubuli. Procedendo verso le quote più elevate, da

San Vito in direzione di Conversano, l'affioramento si trova in corrispondenza di un brusco cambio di quota, che fa del sito un ottimo punto panoramico sulla costa nord di Monopoli. Nella zona, sempre in prossimità della trincea, sorgono la chiesetta della Madonna delle Grottole e la Masseria Grottole, oggi sede della Fondazione Maria Rossi Onlus.

Dettaglio degli esemplari di *Ophiomorpha*

Bibliografia essenziale

Di GERONIMO I. (1970) Geomorfologia del versante Adriatico delle Murge di SE (zona di Ostuni, Brindisi). *Geologica Romana IX* 1970, pp 47-58.

CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati del sottosuolo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, pp. 243-260.

GOLDRING R., POLLARD E. (1995) A re-Evaluation of *Ophiomorpha* burrows in the Wealden Group (Lower Cretaceous) of southern England. *Cretaceous Research*, 16 (1995), pp. 665-680.

Longitudine **17,17853** • Latitudine **41,00565** • Polignano a Mare (Ba)



Esempio degli ipogei ancora utilizzati di Lama Cazzigna

Masseria Cazzigna sorge in stretta vicinanza con il ponte della ex SS16 che scavalca Lama La Cazzigna, l'impluvio che ha origine in località Pezze di Greco e sfocia alla Forcatella (Fasano). L'edificio di epoca medioevale è stato edificato sopra un immenso complesso ipogeo, che ha interessato la Formazione delle Calcareni di Gravina, ed è costituito da una ventina di ipogei distribuiti intorno alla masseria per circa 200 m di raggio. Le calcareniti possono essere osservate lungo i versanti della lama per uno spessore di 9 metri. Essa appare suddivisa in 3 grossi banchi di cui, i banchi al tetto e al letto, ovvero il più alto e il più basso, sono più compatti e fungono da soffitto e pavimento degli ambienti scavati; il banco intermedio, spesso ben 4 metri, è interessato da una fortissima bioturbazione che ha reso la litologia più friabile e facile da scavare. L'originario ingresso della masseria era scavato nella roccia, si apriva sull'odierna SS16, e oggi è murato. La lama, nel tratto ove sorge l'edificio, presenta un'ansa imbrigliata da spessi muretti in conci di calcarenite. Il fondo della lama è stato piantumato ad agrumeto e sfrutta l'umidità raccolta dai depositi alluvionali del fondo lama. Oltre il ponte della SS16, in direzione Pezze di Greco, si possono osservare i ruderi di un ponticello in

calcareni dall'architettura molto semplice, ma certamente riconducibile all'antico tracciato della via Traiana Minucia. La consuetudine in epoca antica di scavare rifugi nelle calcareniti e di sfruttare ogni possibilità offerta dalle condizioni geomorfologiche per integrarvi le attività umane è nota; rara è però una così densa stratificazione abitativa, che parte dal periodo preromano. L'aspetto è così suggestivo e coinvolgente le infrastrutture moderne, in apparentemente in spiccato contrasto, in realtà si integrano perfettamente tra loro e con la situazione geomorfologica locale.



Ponticello su Lama Cazzigna di epoca forse romana



Bibliografia essenziale

DI GERONIMO I. (1970) Geomorfologia del versante Adriatico delle Murgie di SE (zona di Ostuni, Brindisi). *Geologica Romana* IX 1970, pp 47-58.

CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati del sottosuolo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, pp. 243-260.

GOLDRING R., POLLARD E. (1995) A re-Evaluation of Ophiomrpha burrows in the Wealden Group (Lower Cretaceous) of southern England. *Cretaceous Research*, 16 (1995), pp. 665-680.

Longitudine **17,41623** • Latitudine **40,82085** • Fasano (Br)



Uno dei cordoni dunari fossili del Pleistocene superiore presente in località Il Campo

Il sito rientra nel Parco Naturale Regionale "Isola di S. Andrea e litorale di Punta Pizzo", un'area naturale protetta ubicata a sud di Gallipoli, istituita con legge regionale n° 20 del 10 Luglio 2006. Dalla sommità del cordone dunare fossile di quota 24 m, facilmente raggiungibile dalla strada litoranea, è possibile osservare le diverse generazioni di dune fossili presenti in quest'area costiera. E' inoltre ben esposta la particolare struttura interna dei depositi eolici caratterizzati da calcareniti a granulometria medio-fine, molto ben classate e con evidente stratificazione incrociata ad alto angolo. Secondo Palmentola (1987) possono essere riconosciute in quest'area costiera cinque ordini di cordoni dunari tra quota 45 m e il mare. Essi si trovano in uno stato di conservazione sempre migliore quanto più ci si avvicina alla costa attuale. I cordoni poggiano in genere su un suolo sabbioso di colore rosso aranciato e sono costituiti da sabbie calcaree bioclastiche biancastre con un buon grado di diagenesi, tranne l'ultimo quello vicino al mare. In particolare nell'area del parco regionale si riconoscono tre generazioni di cordoni dunari. Il cordone più elevato raggiunge una quota di circa 28 m, segue poi il secondo cordone a quota circa 20 m ed infine un terzo

che raggiunge una quota di 14 m ubicato lungo la linea di riva attuale. Le prime due generazioni di cordoni dunari hanno età pleistocenica e mostrano un prevalente sviluppo longitudinale. Le dune rilevate in località Il Campo, attribuite al Pleistocene medio-superiore, mostrano un chiaro sviluppo longitudinale che potrebbe essere correlato ad un periodo climatico di forte aridità che avrebbe impedito lo sviluppo di cordoni dunari fitogenici e favorito invece la migrazione delle sabbie verso l'interno. Le dune fossili di località Il Campo permettono di ricostruire l'evoluzione della fascia costiera a sud di Gallipoli in un intervallo di tempo compreso tra il Pleistocene medio e l'Olocene.



Vista di un cordone dunare



Bibliografia essenziale

HEARTY P.J., DAI PRA G. (1987) - The age and the stratigraphy of Middle Pleistocene and younger deposits along the Gulf of Taranto (southeast Italy). *Journal of Coastal Research*, 8 (4), 882-905.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

PALMENTOLA G. (1987) - Lineamenti geologici e morfologici del Salento leccese. *Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e d'Ingegneria*, 11, 7-23.

Longitudine **18,01688** • Latitudine **39,98903** • Gallipoli (Le)



L'attività estrattiva ha messo in luce un piano di faglia al piede occidentale della Serra di Nociglia

Il sito è ubicato a sud di Nociglia, presso Masseria Palombara, poco distante dalla SS 275 Maglie-Leuca, in corrispondenza di una cava abbandonata di materiale inerte posta al piede occidentale della Serra di Montalto, una stretta dorsale allungata in direzione NNO-SSE lungo la linea mediana della penisola salentina. La Serra di Montalto mostra la piatta superficie sommitale a quota 105 m ed è l'unico rilievo morfostrutturale della penisola salentina modellato sulle unità mioceniche. Le attività di estrazione hanno portato alla luce un liscione di faglia debolmente immergente con angolo sub-verticale verso SSO. Il piano di faglia taglia litotipi riferibili alla Formazione di Leuca, di età Pliocene inferiore, prevalentemente costituita da breccie e conglomerati formati da elementi carbonatici eterometrici immersi in matrice sabbiosa, argillosa o carbonatica più o meno abbondante. Le microforme presenti lungo il liscione di faglia evidenziano la natura distensiva della faglia (faglia diretta o normale) e la componente essenzialmente verticale del movimento relativo tra i due blocchi rocciosi. Il liscione di faglia rende evidente come le strutture disgiuntive responsabili dello sviluppo delle dorsali morfostrutturali che caratterizzano il paesaggio del Salento meridionale

abbiano subito una attivazione durante la fase tettonica del Pliocene medio.



Le strutture presenti sul liscione indicano una faglia diretta con rigetto verticale



Bibliografia essenziale

BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1987) – Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. V – Note geologiche sulla zona di Castro. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 11, 127-146.

PALMENTOLA G. (1987) - Geological and geomorphological outlines of the Salento leccese region (Southern Italy). Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino. Lecce 12 dicembre 1987. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 11, 7-23.

SANSÒ P., MARGIOTTA S., MASTRONUZZI G., VITALE A. (2015) – The geological heritage of Salento leccese area (Apulia, southern Italy). Geoheritage, 7, 85–101

Longitudine **18,32851** • Latitudine **40,02490** • Surano (Le)



Dal santuario è possibile osservare ad Ovest Punta Ristola, il punto più meridionale di Puglia

Il santuario di Santa Maria di Leuca è posto all'estremità meridionale della Puglia e per questo viene anche denominato "*de finibus terrae*". Da questo sito panoramico è possibile osservare verso nord il versante polifasico che costituisce il bordo orientale della Penisola salentina modellato su unità che vanno dal Cretaceo superiore al Miocene Superiore; verso ovest invece si osserva Punta Ristola, il punto più meridionale della Puglia posto a latitudine 39°47'00", caratterizzata dall'affioramento fosforitico del Pliocene inferiore nell'area della Grotta Porcinara, sito di rilevante interesse archeologico (cfr CGP018). L'area è dominata dal faro di I^a classe progettato dall'ing. Achille Rossi che funzionò per la prima volta la sera del 6 settembre 1866. Il Santuario fu edificato nel 343 d.C. da Papa Giulio I sulle rovine dell'antico tempio dedicato alla dea Minerva, distrutto sotto l'imperatore Galerio (293-311 d.C.) e consacrato al culto della Madonna di Leuca proprio nel IV secolo d.C. Vuole la leggenda che il 13 aprile del 365 d.C. un maremoto catastrofico stesse per abbattersi sulle coste del Capo di Leuca per cui gli abitanti terrorizzati da questo evento naturale chiesero in gran numero l'aiuto alla Madonna che miracolosamente calmò le acque. L'evento può essere correlato al catastrofico terremoto

verificatosi il 21 luglio del 365 nel Mediterraneo orientale con epicentro nel mare a sud dell'isola di Creta. Si trattò del terremoto più forte registrato nel Mar Mediterraneo (con una magnitudo stimata tra 8.3 e 8.5), dovuto alla subduzione della placca europea sotto la placca egea a definire l'arco ellenico. A Creta il movimento tellurico provocò spostamenti cosmici di 9-10 m di altezza, individuati tramite la datazione con il radiocarbono di coralli e organismi marini associati a linee di riva sollevate sul livello del mare attuale. Molte città dell'isola furono distrutte; furono registrati danni anche nel Peloponneso (Patrasso e Olimpia) e nell'isola di Cerigo. Associato al terremoto fu uno tsunami che provocò onde di 9 m di altezza sulla costa meridionale di Creta; esso si propagò fino a Cipro e in Palestina verso est, alle coste della Calabria e della Sicilia verso ovest, e verso sud in Tunisia, in Tripolitania a Leptis Magna e a Sabratha, in Cirenaica, ad Apollonia (con onde di 15 m di altezza), a Cirene e ad Alessandria d'Egitto. Qui si registrarono onde di 12 m che penetrarono nell'interno per almeno 2 chilometri come testimoniato da Ammiano Marcellino presente all'evento (il "giorno dell'orrore"). Le vittime furono circa 45.000 vittime in tutto il Mediterraneo, di cui circa 5000 nella sola Alessandria.



Bibliografia essenziale

POLONIA A., BONATTI E., CAMERLENGHI A., LUCCHI R.G., PANIERI G., GASPERINI L. (2013) - Mediterranean megaturbidity triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunamis. Scientific Reports 3, Article number: 1285.

SHAW B., AMBRASEYS N.N., ENGLAND P.C., FLOYD M.A., GORMAN G.J., HIGHAM T.F.G., JACKSON J.A., NOCQUET J.M., PAIN C.C., PIGGOTT M.D. (2008) – Eastern Mediterranean tectonics and tsunamis hazard inferred from the AD 365 earthquake. Nature Geosciences, 1, 268 – 276.

STIROS S.C. (2010) - The 8.5+ magnitude, AD365 earthquake in Crete: Coastal uplift, topography changes, archaeological and historical signature. Quaternary International, 216, 54-63.

Longitudine **18,36840** • Latitudine **39,79640** • Castrignano del Capo (Le)



Vista da Nord di Torre Fiumicelli; la stabilità della struttura è minacciata dall'azione del moto ondoso

Torre Fiumicelli è posta lungo la costa adriatica della Puglia meridionale, pochi chilometri a nord di Otranto, in località Laghi Alimini. Qui, alte falesie lasciano il posto ad una spiaggia sabbiosa lunga più di 6 km, bordata verso l'interno da un cordone dunare rilevato sino a 15 metri. Alle sue spalle erano presenti aree paludose bonificate nei primi decenni del secolo scorso. Torre Fiumicelli rientra nel gruppo delle torri troncopiramidali a base quadrata. Essa è stata costruita con conci ricavati dalle tenere calcareniti plioceniche affioranti nell'area. La torre ha base quadrangolare di 10,5 m di lato e diagonali orientate circa N-S ed E-O; il suo punto più alto è circa a 8 metri s.l.m.. Essa conserva solo il piano terra, occupato da un ambiente voltato a botte, forse una cisterna come suggerisce una canalizzazione presente lungo lo spesso muro perimetrale. La torre, parzialmente ricoperta da un potente cordone dunare oggi in forte erosione, è sulla linea di riva con il piede al di sotto del livello del mare; il muro perimetrale NE è esposto al moto ondoso che ha prodotto un'ampia nicchia di abrasione. La posizione altimetrica della base della torre suggerisce che al momento della sua costruzione il locale livello del mare fosse alcuni decimetri più basso

dell'attuale cosicché una vasta porzione dell'ampia piattaforma rocciosa, oggi estesa tra 0 e 1 metro di profondità, risultava emersa a costituire una bassa punta rocciosa da cui era possibile traguadare Torre Sant'Andrea verso nord e Torre Santo Stefano verso sud. Torre Fiumicelli era così abbastanza distante dalla linea di riva da non essere raggiunta dalle onde di mareggiata. I dati raccolti nel bacino del Mediterraneo e i risultati dei modelli glacio-idro-isostatici indicano una posizione del livello del mare durante il XVI secolo a circa 20-30 cm al di sotto di quella attuale così che è possibile ipotizzare che la costa ionica del Salento è stata interessata da subsidenza tettonica almeno negli ultimi 500 anni. Ad una fase di abbondante alimentazione di sedimenti proveniente dal tributo solido del Fiume Ofanto verificatesi negli ultimi due secoli è da imputare la formazione di ampie spiagge e di rilevati cordoni dunari lungo la costa adriatica della penisola salentina. Torre Fiumicelli fu così inglobata nel sistema spiaggia-duna, scomparendo dalle carte topografiche del secolo scorso, data per distrutta nei cataloghi delle torri costiere di Terra d'Otranto ma risparmiata fino a tempi recenti dall'erosione del moto ondoso.



Bibliografia essenziale

CAPRARÀ, R. (1984) - Le torri di avvistamento anticorsare nel paesaggio costiero. In: Fonseca C.D. (ed.), *La Puglia e il mare*, Electa Editrice, Bari, Italy, pp. 227-266.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2014) - Coastal towers and historical sea level change along the Salento coast (southern Apulia, Italy). *Quaternary International*, 332, 61-72.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (in press) - Torre Fiumicelli (Otranto) e l'evoluzione storica del litorale adriatico salentino. *Studi Costieri*.

Longitudine **18,46441** • Latitudine **40,22491** • Otranto (Le)



L'olivo monumentale che segna la posizione della Vora Marsellona

Il Salento è caratterizzato dalla presenza di una rete idrografica endoreica sviluppata fra il Pleistocene superiore e l'Olocene sulle unità poco permeabili del Pleistocene medio-superiore (Depositi Marini Terrazzati). È possibile riconoscerci otto aree endoreiche con verso di deflusso omogeneo, separate da linee spartiacque poco evidenti o da aree, in genere estesi affioramenti di rocce carbonatiche, ove non esiste un drenaggio superficiale organizzato. Esse sono drenate da reticoli che per lo più terminano in inghiottitoi carsici aperti in rocce carsificabili o dove le coperture impermeabili si assottigliano notevolmente. Il bacino idrografico endoreico più esteso (214 km²) è quello del Canale Asso che drena l'area centrale del Salento meridionale costituita da una vasta superficie depressa compresa tra gli alti morfologico-strutturali delle Serre di S. Eleuterio, degli Angeli e di Collemeto. Il bacino ha forma allungata in direzione SE nei territori di diversi comuni. La rete idrografica sottesa al Canale dell'Asso ha nel tempo perso la sua originaria continuità a causa dell'apertura di numerosi inghiottitoi in corrispondenza delle aste di ordine minore. Un chiaro esempio di questo processo è costituito dalla Vora Marsellona, attuale recapito finale del Canale Sirgole, già affluente del Canale

dell'Asso. Il termine dialettale vora (*o aviso, ausu, ora, oria, etc.*) viene localmente utilizzato per indicare una depressione o una cavità carsica a sviluppo verticale nella quale possono confluire le acque superficiali. Secondo questa accezione il termine dialettale vora è un sinonimo di inghiottitoio carsico (nel linguaggio scientifico reso dai vocaboli inglesi *sink, sinkhole*), ossia una discontinuità carsica della litosfera, attraverso cui le acque superficiali penetrano e vanno ad alimentare le falde idriche profonde. Il sistema idrico originario può riattivarsi causa eventi piovosi intensi che determinano l'afflusso all'inghiottitoio di una quantità di acque superficiali eccedenti la capacità di infiltrazione della Vora Marsellona e la conseguente tracimazione nel Canale Asso.



Bibliografia essenziale

PALMENTOLA G. (1987) - Geological and geomorphological outlines of the Salento leccese region (Southern Italy). *Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino*. Lecce 12 dicembre 1987. *Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecniche e di Ingegneria Lecce*, 11, 7-23.

SANSÒ P., SELLERI G., VITALE A. (2008) - Studio della dinamica geomorfologica nelle aree endoreiche della Provincia di Lecce. *Amministrazione Provinciale di Lecce*.

Longitudine **18,15654** • Latitudine **40,13816** • Cutrofiano (Le)



Panoramica dei blocchi di maremoto siti in località Capilungo (Marina di Alliste)

Il sito insiste lungo la costa ionica del Salento, pochi chilometri a sud di Gallipoli, in località Capilungo. Nell'area è possibile rilevare la presenza di lastre calcarenitiche di grandi dimensioni (megablocchi) poggiati direttamente su un'ampia piattaforma intagliata nel locale substrato calcarenitico, posta a circa 2 m di quota e bordata verso mare da una rampa con pendenza del 15%. La piattaforma è segnata da numerose microforme carsiche costiere rappresentate principalmente da vaschette di dissoluzione che diventano via via più profonde e ampie procedendo verso la linea di riva. Nell'area sottoposta allo spray marino le vaschette sono coalescenti e danno luogo a forme pinnacolari separate da ampie e piatte depressioni. I megablocchi sono generalmente rappresentati da lastre calcarenitiche di dimensioni variabili sino a circa 6.0x2.6x1.6 m. Il volume dei blocchi varia sino a 25 m³ con pesi che raggiungono le 60 tonnellate. Essi sono stati staccati dal substrato lungo le superfici di strato e di frattura, generalmente dalla parte più bassa della rampa, molto vicino al livello del mare. Questo è chiaramente indicato dalla presenza di ampie vaschette di soluzione relitte sulla superficie superiore dei blocchi di dimensioni maggiori. Forme simili sono attualmente in formazione solo



nella parte più bassa della zona interessata dallo spray marino. Il fondo pianeggiante delle vaschette è normalmente basculato verso terra di circa 12-40°. Vaschette di soluzione più piccole (sub-orizzontali), si sono sviluppate dopo il trasporto dei blocchi. Le lastre calcarenitiche si presentano disposte in file di elementi embriciati. L'analisi della disposizione dei blocchi di forma allungata indica che il treno d'onda responsabile del loro trasporto era proveniente da Sud. Calcoli idrodinamici hanno permesso di escludere il trasporto dei megablocchi ad opera di mareggiate eccezionali mentre suggeriscono l'azione di uno o più maremoti. Secondo Mastronuzzi e Sansò (2000) i blocchi osservati potrebbero essere l'effetto di un maremoto prodotto nel Golfo di Taranto dal terremoto del 5 dicembre 1456. Esso fu il prodotto di tre distinti eventi sismici connessi all'attivazione quasi contemporanea di diversi segmenti di una importante struttura sismogenetica estesa tra Isernia e Ariano Irpino. Di conseguenza l'area maggiormente danneggiata fu enormemente estesa e comprese buona parte dell'Appennino meridionale. Probabilmente il maremoto che si abbatté lungo le coste ioniche salentine fu innescato da una frana sottomarina indotta da questo scuotimento sismico lungo i ripidi fondali antistanti la costa ionica salentina.

Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI, G., SANSÒ, P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Mar. Geol.* 170, 93-103.
- MASTRONUZZI, G., SANSÒ, P. (2006) - Coastal geomorphology and tsunami vulnerability. The case study of Apulia region (Italy). *Geogr. Fis. e Din. Quaternaria*, 29(2), 83-91.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2012) - Evidenze geomorfologiche di maremoti storici lungo la costa salentina (Puglia meridionale). In: De Simone E., Spedicato M. (Quaderni de l'Idomeneo, 13, 203-219.
- PIGNATELLI C., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2009). Evaluation of tsunamis flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.

Longitudine **18,04887** • Latitudine **39,92820** • Alliste (Le)



Vista panoramica del lato meridionale della dolina



La dolina da crollo è parte di un complesso sistema carsico sviluppatosi in corrispondenza della fascia costiera



Il violetto pedonale che permette l'accesso alla dolina

Il sito è ubicato in corrispondenza della fascia costiera ionica del Salento, a sud di Gallipoli, in località Capilungo della Marina di Alliste. La costa appare localmente caratterizzata da una piattaforma rocciosa, densamente urbanizzata, posta ad un paio di metri di quota che si raccorda con il livello del mare senza sensibili dislivelli altimetrici. In quest'area, il 22 Febbraio 2004 si venne ad individuare una dolina da crollo legata all'evoluzione di una cavità ipogea, parte di un articolato sistema carsico. Nell'area affiorano calcari micritici del Cretaceo superiore disposti in strati debolmente inclinati (5°- 10°) che in corrispondenza della fascia costiera, tra 10-15 m di quota e il livello del mare, sono ricoperti in trasgressione da calcareniti giallastre ben cementate riferibili sulla base di dati regionali al Pleistocene medio-superiore. Entrambi i corpi geologici ospitano una falda freatica superficiale potente 2-3 m circa e sostenuta dalle acque marine di invasione continentale. La superficie della falda è posta pochi centimetri al di sopra del livello medio del mare. Intensi processi di dissoluzione delle rocce carbonatiche sono prodotti dalla miscelazione di acque freatiche e marine, un fenomeno molto comune nelle aree carsiche costiere. I modelli di soluzione disponibili in letteratura mostrano



che alti tassi di dissoluzione sono ubicati lungo l'interfaccia (la superficie di separazione tra acque freatiche e acque marine) e in corrispondenza di aree di flusso concentrato e di sorgente. Nel caso di Marina di Alliste intensi processi di dissoluzione si sono verificati lungo il piano di contatto tra calcari mesozoici e calcareniti pleistoceniche, principale superficie di deflusso preferenziale delle acque di infiltrazione. A partire da questo piano si sono sviluppate le principali cavità presenti nell'area. Le cavità sono quindi migrate lentamente verso l'alto per crolli successivi della volta. Una di esse ha finito per intersecare la superficie topografica producendo una dolina da crollo. Sfortunatamente il processo carsico ha interessato un'area urbanizzata venendo così a determinare una situazione di rischio elevato. La mitigazione del rischio è stata ottenuta vietando l'uso delle abitazioni che avevano subito dei cedimenti importanti e recintando l'area. Inoltre è stato realizzato un breve percorso pedonale per permettere sia l'accesso al mare sia la visita del sito che è stato musealizzato con l'apposizione di tabelloni esplicativi della dolina da crollo e dei processi genetici responsabili della sua formazione. La piantumazione di arbusti e piante ai lati del sentiero didattico così realizzato rende più gradevole la visita.

Bibliografia essenziale

- ALBA A., BESUSSO L., DE NATALE F., INGROSSO E., LENTINI M., LEUCCI G., PAGLIARA V., SANSÒ P., SELLERI G., TREGLIA G. (2008) - La pericolosità carsica lungo la fascia costiera di Alliste in Provincia di Lecce. *Atti XI Incontro di Speleologia Pugliese "Spelaio 2006"*, Borgo Celano, 8-10 dicembre 2006, pp. 21-31.
- SANSÒ P., SELLERI G., VITALE A. (2009) - Assessment of sinkhole activity in coastal areas: the case-study of Marina di Alliste (Southern Apulia, Italy). *Abstract 2nd International Workshop "The catastrophic sinking in natural and anthropic environments"*, Rome, 3-4 december 2009, p. 85.
- SANSÒ P. (2014) - Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di), *Salento, anima di pietra*. Il Grifo ed., Lecce.

Longitudine **18,04751** • Latitudine **39,93283** • Alliste (Le)



Fenomeni di dissesto legati ad attività estrattiva in ipogeo

Il sito è ubicato a sud del centro abitato di Cutrofiانو, in località Signorella, ed è caratterizzato dalla presenza di una piccola depressione ubicata in un esteso uliveto. Essa è l'effetto morfologico di importanti fenomeni di dissesto connessi ad un'intensa attività estrattiva in ipogeo, oggi cessata. L'area, infatti, è stata interessata dalla fine del 1800 sino alla seconda metà del secolo scorso dalla realizzazione di numerose cave ipogee che sfruttavano le calcareniti del Pleistocene inferiore, localmente ricoperte da terreni sabbioso-argillosi riferibili alla Formazione di Gallipoli del Pleistocene inferiore finale (Siciliano) e da ridotti spessori di sabbie siltose quarzoso-micacee (Sabbie di Cutrofiانو) di età medio-pleistocenica. Il banco di calcarenite coltivato è a profondità di 35-50 metri nell'area a sud di Cutrofiانو mentre affiora nell'area a nord (località "Li Grutti"), nei pressi di Aradeo. Il banco presenta al tetto un livello a grana grossolana molto cementato, denominato "mazzaro" o "chianca", con spessore medio di circa 3 m. Il giacimento veniva raggiunto scavando un pozzo del diametro di 3 m, rivestito con conci calcarenitici. L'ultimo anello di rivestimento era posto in appoggio sul mazzaro che aveva quindi un'importante funzione per lo sviluppo delle gallerie, costituen-

do il livello di supporto che consentiva lo scavo nei sottostanti livelli. Una volta raggiunto il mazzaro, la forma del pozzo mutava da circolare a campana con una galleria da coltivare di 5 m. Adiacente al pozzo principale, veniva scavato un pozzo secondario (il lanterino) di dimensioni minori (1,40 x 0.60 m, oppure 2 x 0.80 m) per il passaggio del personale. Una volta raggiunto il banco coltivabile, lo scavo procedeva con gallerie a sezione di 5x5 m. La disposizione finale delle cave sotterranee era a croce o a pilastri sfalsati. Pilastri venivano lasciati nel corso dello scavo delle gallerie con la funzione di sostegno delle volte. Le cavità antropiche hanno subito negli anni importanti fenomeni di dissesto. Il crollo delle volte ha prodotto il richiamo verso il basso dei terreni sciolti di copertura e la formazione di più o meno ampie depressioni, alcune delle quali oggi ospitano laghetti alimentati dalla falda superficiale che, se lasciati indisturbati, evolvono verso biocenosi particolarmente ricche tendendo a rinaturalizzarsi molto velocemente.

Bibliografia essenziale

DE PASCALIS A., DE PASCALIS F., PARISE M. (2010) – Genesi ed evoluzione di un sinkhole connesso a cavità antropiche sotterranee nel distretto estrattivo di Cutrofiانو (prov. Lecce, Puglia). Atti 2° Workshop Int. "I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato", Roma, 3-4 dicembre 2009, pp. 703-718.

PARISE M., DE PASCALIS A., DE PASCALIS F., DONNO G., INGUSCIO S. (2008) – Cavità sotterranee a fini estrattivi, e loro connessioni con fenomeni di sprofondamento e subsidenza in agro di Cutrofiانو (Lecce). Atti "Spelaion 2006". Borgo Celano, pp. 55-69.

PARISE M., DELLE ROSE M. (2009) – Sinkhole development induced by underground quarrying, and the related hazard. Geophysical Research Abstract, 11, p. 214.

Longitudine **18,20376** • Latitudine **40,10039** • Cutrofiانو (Le)



Alcuni camini di soluzione sono visibili in sezione longitudinale in corrispondenza del ciglio della falesia

Il sito insiste lungo il litorale adriatico del Salento, in località Madonna di Roca Vecchia (Comune di Melendugno). Tale area costiera presenta un paesaggio molto suggestivo per la presenza di alte falesie e risulta estremamente interessante anche dal punto di vista archeologico. Quest'area è caratterizzata dalla diffusa presenza di camini di dissoluzione, particolari forme carsiche epigee che si sviluppano sulla superficie di substrati carbonatici al di sotto di una copertura non carsificabile per processi di cripto-soluzione. I camini sono esposti in corrispondenza di una superficie di erosione posta mediamente a 12-13 m di quota, corrispondente ad una stretta fascia, ampia mediamente 35 m e lunga circa 190 m, compresa tra il ciglio della falesia attuale ed il settore interno che ancora conserva la copertura colluviale. La superficie appare modellata sulle calcareniti appartenenti alla Formazione di Uggiano La Chiesa del Pliocene superiore. I camini mostrano generalmente forma cilindrica profonda mediamente 2 metri, con sezione orizzontale grossomodo circolare o leggermente allungata. Il diametro in corrispondenza della sezione orizzontale è compreso tra 0.5 m e 1.0 m. Le pareti interne dei camini appaiono rivestite da una concrezione carbonatica

laminata di colore rosso scuro, spessa qualche centimetro. Un significato scientifico rappresentato dai camini consiste nell'indicazione che il loro sviluppo e la posizione non sono influenzati dalla struttura geologica, cosa che porta all'ipotesi di una sostanziale isotropia dell'ammasso roccioso durante l'intervallo di tempo in cui sono stati attivi i processi di cripto-soluzione (fine Pleistocene medio – inizio Pleistocene superiore). Secondo Leucci *et al.* (2005), la genesi di queste forme sarebbe stata favorita dall'impermeabilizzazione della rete di fratture che interessano l'ammasso roccioso per la presenza di riempimenti di calcite. Questa condizione precedente all'avvio dei processi di cripto-soluzione, impedendo l'infiltrazione rapida e concentrata delle soluzioni acquose lungo le fratture, avrebbe permesso una più marcata dissoluzione superficiale.



Bibliografia essenziale

LEUCCI G., SANSÒ P., SELLERI G. (2005) – Studio integrato dei camini di dissoluzione carsica di Roca Vecchia (Salento orientale). Geogr. Fis. Din. Quatern., suppl. VII, 193-199.

MARSICO A., SELLERI G., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., WALSH N. (2003) – Cryptokarst: the case-study of the Quaternary landforms of southern Apulia (southern Italy). Acta Carsologica, 33(2), 137-149.

Longitudine **18,43003** • Latitudine **40,28592** • Melendugno (Le)



L'ampia falcata presente a Sud di Gallipoli è visibile dal ciglio della Serra di Castelforte

Il sito panoramico insiste sul ciglio di una ripida scarpata di faglia, bordo orientale della Serra di Castelforte, che permette la vista di una delle forme più caratteristiche del paesaggio fisico del Salento sud-occidentale. La penisola salentina si presenta come un tavolato irregolare debolmente inclinato dalla quota 150 m circa verso sud, a quella di 30 m circa nella parte a nord. Nella sua parte più meridionale è possibile riconoscere una serie di dorsali poco rilevate, le Serre, allungate in direzione NO-SE, via via più rilevate procedendo dall'allineamento Porto Cesareo (sulla costa ionica) - San Cataldo (sulla costa adriatica) verso sud. La massima quota viene raggiunta in corrispondenza di Serra di S. Eleuterio (195 m), nei pressi di Parabita. Queste dorsali sono modellate nei calcari mesozoici, hanno profilo trasversale decisamente asimmetrico, con il versante orientale corrispondente a scarpate di faglia più o meno degradate, assai più acclive di quello occidentale condizionato dalla giacitura degli strati. Su questo versante è presente una serie di superfici terrazzate dovute alla interazione fra oscillazioni glacioeustatiche del livello del mare e sollevamento regionale nel Pleistocene medio-superiore. Le Serre delimitano delle ampie aree depresse, colmate

da depositi plio-pleistocenici, caratterizzate dalla presenza di rilievi tabulari bordati da versanti a debole inclinazione che ne raccordano la superficie sommitale ai piedi delle Serre. Secondo D'alessandro *et al.* (1987) la Serra di Castelforte costituisce un blocco monoclinale immergente ad ovest e delimitato ad oriente da una ripida scarpata di faglia. Le scarpate di faglia sarebbero state completamente sommerse nel corso delle trasgressioni del Pleistocene inferiore e riesumate dagli agenti esogeni a seguito del sollevamento della regione verificatosi nel Pleistocene medio. Secondo Martinis (1962; 1967) e Palmentola (1987) le scarpate di faglia avrebbero invece subito una riattivazione tettonica nel corso del Pleistocene.

Bibliografia essenziale

D'ALESSANDRO A., LOIACONO F., RICCHETTI G. (1987) - Note illustrative alla Carta Geomorfica del Salento meridionale (F. 525 "Gallipoli", F. 526 "Nardò", F. 527 "Otranto", F. 536 "Ugento" e F. 537 "Capo Santa Maria di Leuca"). Quaderni Ricerche del Centro Studi Geotecnici e d'Ingegneria, 11, 207-222.

MARTINIS B. (1962) - Lineamenti strutturali della parte meridionale della Penisola Salentina. *Geologica Romana*, 1, 11-23.

MARTINIS B. (1967) - Sedimenti calabrianici sulle Serre Calaturo e di Castelforte (Penisola Salentina). *Riv. It. Paleont. e Strat.*, 73, 1023-1038.

PALMENTOLA G. (1987) - Lineamenti geologici e geomorfologici del Salento leccese. Quaderni Ricerche del Centro Studi Geotecnici e d'Ingegneria, 11, 7-30.

SANSÒ P., MARGIOTTA S., MASTRONUZZI G., VITALE A. (2015) - The geological heritage of Salento leccese area (Apulia, southern Italy). *Geoheritage*, 7, 85-101.

Longitudine **18,05901** • Latitudine **39,97829** • Racale (Le)



Panoramica di Torre Sasso in prossimità del ciglio del ripido versante costiero

Il sito panoramico di Torre Sasso permette di osservare la particolare morfologia della costa orientale della Penisola Salentina, allungata da Otranto a Leuca. La presenza di una antica torre di avvistamento, il suggestivo panorama e la bellezza del paesaggio rendono particolarmente affascinante la visita del luogo. La torre fu costruita probabilmente nella prima metà del XVI secolo e fa parte delle numerose torri costiere costruite lungo il perimetro costiero salentino per contrastare le incursioni piratesche. La costa tra Otranto e Santa Maria di Leuca è dominata dalla presenza di un versante costiero molto inclinato, esteso da 100 m circa di quota sino a 50 metri di profondità. Questa superficie corrisponde grossomodo al fianco di una scogliera corallina che si venne a formare lungo la costa sud-orientale del Salento circa 25 milioni di anni fa. Il deciso sollevamento regionale verificatosi nel Pleistocene medio e le variazioni glacioeustatiche del livello del mare hanno prodotto su questo ripido versante una gradinata di superfici terrazzate. La sostanziale stabilità tettonica della Penisola salentina negli ultimi 330 mila anni ha infine modellato una serie di forme policicliche intorno alla linea di riva attuale. Localmente è possibile riconoscere quattro superfici di abrasione. La superficie del primo ordine mostra il margine interno a circa 65 m, quella del secondo ordine è invece riconoscibile ad una quota di 40 m. Due superfici più basse caratterizzano la fascia costiera a 15-20 m e 8-10 m di quota. Il

rilievo è localmente ammorbidito da una breccia di versante polifasica che raccoglie reperti paleontologici delle fasi climatiche del Pleistocene medio e superiore. Da questo punto panoramico non è raro ammirare gli "Acrocerauni", i rilievi albanesi visibili lungo la dirimpettaia sponda del Canale d'Otranto. Già il De Giorgi (1885) notava come le due sponde dello stretto siano caratterizzate dalle stesse rocce, i calcari a rudiste del Cretaceo superiore. Ecco come l'autore descrive uno dei fenomeni più suggestivi: "Lasciamo ora per un momento l'Italia e volgiamo i nostri occhi alla sponda opposta dell'Adriatico. Nel tratto compreso tra Otranto e Leuca, nelle serene giornate di primavera e di estate lo spettacolo è veramente incantevole. Io l'ho goduto più volte dalla marina di Tricase all'uscita del sole; e tenterò qui di abbozzarvelo. Quell'angolo d'Italia è separato dall'Epiro da soli 80 chilometri di mare. Sulla costa italiana abbiamo delle basse colline (gli obscuri scopulos del Mantovano). ... Nelle prime ore del giorno, poco prima del nascer del sole per un fenomeno di curioso miraggio pare che l'Italia e la Grecia, queste antiche sorelle, corrano l'una incontro all'altra per abbracciarsi. La distanza che le separa sembra appena ridotta della metà. Il sole nasce dietro una delle insenature flessuose del Monte Elias (m. 1502 sul mare) e ne colora in rosso le cuspidi biancheggianti, di giallo arancio i contrafforti che si tuffano nell'Adriatico e di azzurro cenerognolo le montagne più lontane. Lo spettacolo dura pochi minuti. Il re dell'universo sale maestosamente dietro quelle montagne preceduto da una raggiata fiammeggiante, forma l'ultima frangia dorata alla curva dei monti e poi si affaccia, pieno di luce, di calore e di energia, come un conquistatore nell'apogeo della sua gloria. E' la prima della festa! L'Adriatico fino allora bruno, tetro, malinconico si trasforma per incanto in un gran lago di fuoco, e bacia la costa italiana imbiancandola con orlicci di spuma. Le colline pugliesi si colorano in rosso; ma le tinte su quella magica tavolozza di Mamma Natura mutano ad ogni istante. L'artista è il Sole!"

Bibliografia essenziale

SANSÒ P. (2012) - I Monti della Chimera (Albania sud-occidentale) tra realtà geologica e suggestivo miraggio. In: De Simone E., Ruggiero L., Spedicato M. - *Adversis obfirmor*. Cosimo De Giorgi tra riletture e nuove scoperte. Ed. Panico, Galatina, pp. 237-248.

Longitudine **18,39817** • Latitudine **39,95334** • Tricase (Le)





Il fondo della dolina è parzialmente riempito da sedimenti colluviali sabbioso-argillosi di colore rossastro

Il sito insiste lungo l'antica strada di collegamento tra Sternatia e Soletto, poco distante dalla superstrada a scorrimento veloce Maglie-Lecce. Qui è possibile osservare un'ampia e profonda dolina di soluzione normale di forma subcircolare che si apre su di un vasto pianoro caratterizzato dal tipico paesaggio agrario del Salento meridionale impreziosito dalla presenza di numerosi esemplari di ulivi secolari. La dolina è delimitata da versanti ben definiti modellati nei calcari mesozoici e ha il diametro maggiore di circa 85 m. La presenza sul fondo della dolina di un cospicuo spessore di depositi colluviali poco permeabili determina il ristagno delle acque superficiali in corrispondenza dei periodi piovosi. Le doline di soluzione normale sono delle piccole depressioni di forma subcircolare di origine carsica, connesse all'azione di dissoluzione del carbonato di calcio esercitata dalle acque superficiali contenenti quantità variabili di anidride carbonica. Le doline si sviluppano intorno ad un punto assorbente, generalmente determinato dalla presenza di fratture principali o all'intersezione di più fratture. Questi punti, denominati anche inghiottitoi carsici o *sinkhole* in inglese, realizzano il trasferimento delle acque superficiali nel circuito idrico ipogeo. La maggiore quantità

di acqua e la sua permanenza per un intervallo di tempo superiore che nelle aree circostanti determina tassi di dissoluzione della roccia carbonatica più elevati nell'immediato intorno dell'inghiottitoio e quindi la formazione di una depressione di forma conica delimitata da versanti la cui inclinazione è determinata dalla litologia. Il Lago del Capraro rientra negli Stagni Temporanei Mediterranei, habitat la cui conservazione è di importanza prioritaria a livello comunitario (Direttiva Comunitaria 92/43/CEE). Questo ambiente è esclusivo per una vasta gamma di organismi animali e vegetali che si sono adattati alle variazioni ambientali e stagionali a cui questo particolare habitat è sottoposto.



Bibliografia essenziale

- ALFONSO G., BELMONTE G., ERNANDES P., ZUCCARELLO V. (2011) – Stagni temporanei mediterranei in Puglia. Grifo ed., Lecce.
 MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1991) – Cenni sul paesaggio carsico della penisola salentina. Itinerari Speleologici, ser. II, 5, 73-85.
 SANSÒ P. (2013) – Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di) – Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.
 SANSÒ P., SELLERI G. (2004) – Caratterizzazione geomorfologica degli inghiottitoi carsici (vore) della Provincia di Lecce. Amm. Provinciale Lecce.

Longitudine **18,19310** • Latitudine **40,22480** • Soletto (Le)



Panoramica della depressione di Presicce vista dal lato Sud



I calcari del Mesozoico affioranti in corrispondenza del ciglio della scarpata di faglia di Serra Pozzomauro



L'abitato di Presicce, sul fondo di una depressione tettonica

Il sito panoramico permette di osservare la depressione di Presicce, un ottimo spunto per illustrare la struttura geologica del Salento meridionale e i condizionamenti che questa pone allo sviluppo urbano e alle attività antropiche in genere. Presicce è un centro urbano situato nel Salento sud-orientale, in corrispondenza di una stretta depressione allungata in direzione NW-SE. La depressione appare interposta tra due rilievi morfostutturali a profilo asimmetrico: la Serra di Pozzo Mauro ad occidente e la Serra del Cianci ad oriente. Entrambi i rilievi hanno il versante orientale, corrispondente ad una scarpata di faglia, più ripido di quello occidentale, che invece è condizionato dalla giacitura a franapoggio degli strati. La depressione mostra pertanto un profilo asimmetrico: al ripido gradino morfologico che delimita ad est la Serra di Pozzo Mauro si contrappone un'ampia superficie versante che raccorda il fondo della depressione di Presicce con la superficie sommitale della Serra del Cianci. I rilievi morfostutturali sono modellati nei calcari mesozoici mentre, in corrispondenza della depressione di Presicce, affiorano terreni sabbioso-limosi pleistocenici. Sondaggi geognostici eseguiti nell'area mostrano che le sabbie-limosi passano verso il basso a

depositi argillosi. Lo spessore complessivo può raggiungere i 60 metri. La conformazione del paesaggio fisico locale determina, quindi, deflussi superficiali significativi dal versante orientale, quello della Serra del Cianci. Le linee di deflusso preferenziale delle acque di ruscellamento convergono tutte verso il fondo della depressione, allungato al piede orientale della Serra di Pozzo Mauro. Qui una serie di inghiottitoi carsici, molti dei quali coperti da depositi colluviali, drenano le acque superficiali nel sottosuolo. Attualmente è visibile solo l'inghiottitoio carsico di Pozzo Mauro (PU_182). La presenza di una falda superficiale e la ridotta capacità di smaltimento degli inghiottitoi è responsabile di estesi fenomeni di allagamento a seguito di eventi meteorici intensi. Tra gli eventi più importanti si ricorda quello del 6-7/10/1957 quando si registrarono 293 mm di pioggia in 24 ore con notevoli danni. La situazione sembra essersi aggravata nel corso degli anni a causa della notevole espansione dell'area urbana che ha aumentato il volume delle acque di ruscellamento, rendendo necessarie importanti opere idrauliche per evitare gli allagamenti delle parti più basse della depressione.

Bibliografia essenziale

- DE GIORGI C. (1922) - Descrizione geologica e Idrografica della Provincia di Lecce, Ed. Salentina, Lecce.
 MARGIOTTA B., PALMENTOLA G., PATELLA D. (1979) - Lo smaltimento delle acque di ristagno superficiale nel Salento. Studio e ipotesi di intervento nella zona campione di Presicce. Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria Lecce, 1, Lecce.
 MARTINIS B. (1962) - Lineamenti strutturali della parte meridionale della penisola salentina. Geologia Romana, 1, 11-23.
 PALMENTOLA G. (1987) - Lineamenti geologici e geomorfologici del Salento leccese. Quaderni Ricerche del Centro Studi Geotecnici e d'Ingegneria, 11, 7-30.

Longitudine **18,25339** • Latitudine **39,89364** • Presicce (Le)



Particolare di carico di tegole e sassi da zavorra (Foto G. Mastronuzzi per A. Piscitelli)

Questo sito si trova all'interno della Baia di Saturo, lungo la fascia costiera della Marina di Leporano, circa 5 km a Sud-Est della città di Taranto, lungo la costa jonica pugliese. Il sito archeologico riveste interesse per contributo dei suoi studi alla ricostruzione del livello del mare. Le rocce affioranti lungo questo tratto costiero sono rappresentate da calcareniti dei depositi marini terrazzati, in questo tratto di età Tirreniana (MIS5), che presentano numerose fratturazioni e differenti gradi di tenacità. Queste caratteristiche hanno permesso di ottenere un profilo costiero fortemente frastagliato e caratterizzato dall'alternanza di numerose baie e di altrettanti promontori rocciosi. Proprio all'interno di una di queste insenature, la Baia di Saturo, è stato possibile ritrovare, al di sotto dell'attuale livello del mare, a circa -2.5 m, i resti di strutture archeologiche attribuite ad un periodo che va dal I sec. a.C. al I sec. d.C. Queste sono rappresentate da blocchi calcarenitici irregolari accumulati secondo la tecnica delle "pietre perse", a costruire una opera di protezione della insenatura come dei veri e propri "frangiflutti". Tale tecnica prevedeva l'accumulo "disordinato" di materiali lapidei - eventualmente anche di risulta - al fine di costruire barriere dal dorso piatto, calpe-

stabili, poco sopra il livello del mare. Gli stessi blocchi dovevano provenire da aree di cava limitrofe, come quelle riconosciute nella baia a Sud di Porto Pirrone, ma anche, come frequentemente avveniva, dalla zavorra delle navi in transito. Sulla loro superficie sono stati riconosciuti i resti di tegole e altri resti di un carico di nave mercantile affondata a causa della collisione con la barriera "frangiflutti". I modelli matematici che descrivono il moto ondoso e la tecnica costruttiva della barriera frangiflutti a pietre perse ci suggeriscono una quota del livello del mare circa un paio di metri più basso della posizione attuale. Nelle aree costiere interne, di estremo interesse è la zona archeologica con resti di ville romane di età imperiale e resti della Torre Saturo, ovvero di parte della rete di avvistamento anticorsara del XV secolo.

Bibliografia essenziale

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., ZONGOLO F. (2005) - The harbour of the mansio ad Speluncas (Brindisi, Italy): a key to the lecture of sea level changes in the past 2500 years? In: Maritime Heritage and Modern Ports 2005, 18-20 april 2005, Barcelona, Spain, R. Marcet i Barbe, C.A. Brebbia, J. Olivella (eds.), Wessex Institute of Technology, Transactions of The Built Environment, vol. 79, WIT Press 2005, 5-14.

CALIA A., GIANNOTA M., QUARTA G., SILEO M., DELLE ROSE M. (2011) - Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese: un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare. Geologia dell'Ambiente, Periodico della SIGEA, supp. 2/2011, 265-273.

CALIA A., GIANNOTA M.T., QUARTA G., ALESSIO A. (2000) - Ancient coastal quarries of southeastern of Taranto: identification and initial analyses of the characteristics peculiar to the lithotypes. Proc. 6th International Conference ASMOSIA, Venezia, 183-191.

DELL'AGLIO A. (1999) - Il parco archeologico di Saturo porto Perone, Leporano - Taranto, Scorpione Editore, Taranto.

Longitudine **17,30455** • Latitudine **40,37284** • Leporano (Ta)



Panoramica di un tratto del corso d'acqua

Il sito della Sorgente e Fiume Tara si trova subito a NO della zona industriale e portuale della città di Taranto; le acque sfociano subito ad ovest del Molo polisettoriale, estrema propaggine dell'area portuale di Taranto verso la piana di Taranto e Metaponto. Il suo nome, Tara, deriva da una leggenda secondo la quale, Taras, figura mitologica greca, sarebbe stato salvato da un delfino dopo il naufragio della sua nave, mentre era in viaggio per l'Italia, trovando rifugio e salvezza in uno specchio d'acqua dolce. La sorgente Tara, assieme alla sorgente Boraco e Chidro, rappresenta una sorgente "profonda" chiamata localmente *citro*; essa è costituita da circa venti emergenze idriche situate a circa 2 km in linea d'aria dalla linea di costa. Dalla confluenza di queste acque prende forma il

fiume omonimo lungo circa 4 km. La successione stratigrafica dalla quale emerge la sorgente Tara, è caratterizzata dalla presenza del Calcere di Altamura sul quale poggia in trasgressione la Calcarenite di Gravina e le eteropiche Argille subappennine, e quindi i depositi costieri ed alluvionali dell'Olocene. L'acqua dolce in risalita proviene dalla falda carbonatica profonda in pressione che risale lungo fratture e discontinuità. La salinità di queste acque risulta essere pari a 1.7-1.9 g/l, risultando più bassa di quella delle altre sorgenti; la sua portata media è di circa 3.500 l/s. Le circa venti emergenze idriche che danno origine alla sorgente Tara, sono distribuite su una superficie pianeggiante ricoperta da fitta vegetazione a canneti; alcune di esse si manifestano nelle zone d'acquitrino, denominate "polle", altre fra i depositi palustri. Il corso d'acqua ospita un ecosistema d'acqua dolce dove trovano habitat naturale diverse specie di uccelli, pesci e crostacei. Le sue acque sono utilizzate per scopi irrigui e industriali ma sono anche, storicamente, punto di balneazione della popolazione locale.

Bibliografia essenziale

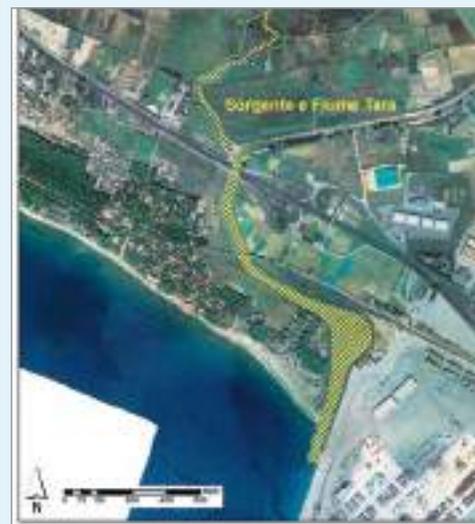
BALDASSARRE G., QUARTO R., SCHIAVONE D. (1983). Indagini geologiche e geofisiche per lo studio della sorgente Tara (prov. di Taranto). Geol. Appl. e Idrogeol., vol. 18, parte 1, pag 95-116.

MASTRONUZZI G. (2001). Indagine conoscitiva geologico ambientale del sistema del Mar Piccolo (Taranto): caratteri evoluzione, dinamica, valore e pericolosità di un potenziale geosito. In: Atelier Taranto. Comune di Taranto. Progetto Posidonia, Unione Europea, Commissione Europea - DG XVI, Art. 10 FESR, Azioni Innovatrici, Programma Terra, Progetto n.55 Posidonia, Comune di Taranto, VII Settore Governo del Territorio.

RUSSO M., SERRAVEZZA C. (1991). Caratteri idrogeologici di Murge e Salento: alcuni esempi di importanti sorgenti costiere. Itinerari Speleologici, II, 5, 97-120.

TULIPANO L., COTECCHIA V., FIDELIBUS M.D. (1990). An example of multitracing approach in studies of karstic and coastal aquifers. International Symposium and Field Seminar of Hydrogeological processes in Karst Terrains, Antalya, (Turkey).

Longitudine **17,14867** • Latitudine **40,51286** • Taranto





Panoramica della Salina Grande

L'area della Salina Grande è localizzata subito a Sud del seno di Levante del Mar Piccolo di Taranto ad Est del capoluogo jonico. Insieme ai residui lembi ancora con caratteri di naturalezza della Salina Piccola, più prossima all'abitato, alla Palude Erbara e alla Palude La Vela essa rappresenta una delle aree del territorio del comune di Taranto di maggior valore naturalistico. Nonostante il termine suggerisca aree per la produzione del sale, occorre evidenziare che, anche per la sua quota ben al di sopra del livello medio del mare, mai in esse è stato coltivato il sale almeno nelle forme con le quali è generalmente prodotto in altre aree del territorio pugliese. La depressione, chiusa, ma con fondo leggermente degradante verso il Mar Piccolo, cioè verso N-NE, è incisa nelle calcareniti dei depositi marini terrazzati attribuiti al MIS 5 Tirreniano (oggi in sostituzione con il termine Tarentiano), sino a raggiungere le sottostanti Argille subappennine. L'origine della depressione è probabilmente da mettersi in relazione alla profonda soluzione e successivo allontanamento, anche per via sotterranea, delle coperture carbonatiche a causa di una iperacidità delle soluzioni circolanti, probabilmente a causa della originaria copertura floro-vegetazionale. In tempi storici la de-

pressione era segnata dal fiorire di sali a seguito di periodi a forte precipitazione e forte evaporazione; quest'ultima richiamava per capillarità in superfici i sali comunque presenti del deposito alluvionale. Questo fiorire di sali rendeva biancheggiante la superficie del fondo della depressione e giustifica il termine salina. Alla fine del XIX secolo i flussi idrici captati dalla bonifica di tutta la depressione furono usati per l'alimentazione idrica del Regio Acquedotto a servizio dell'Arsenale Militare e della città. Oggi il fondo bonificato della salina è segnato da presenza di paludi e ristagni idrici che richiamano una importante avifauna. All'intorno della salina sono una serie di affioramenti di elevato interesse per la definizione del Tarentiano. In prossimità di Masseria Abbateresta è presente uno dei più interessanti affioramenti di quelle calcareniti caratterizzate dalla presenza di numerosi esemplari di *Persististrombus latus* (C.) e di altra fauna senegalese.

Bibliografia essenziale

- CIARANI N., NUOVO G., RICCHETTI G. (1971). Le argille di Taranto e di Montemesola (studio geologico, geochimico e paleontologico). *Boll.Soc. Geol.It.*, 90, 293-314.
- GRECO A.V. (1992). Le bonifiche nella storia del paesaggio del tarantino sud-orientale. In: *Umanesimo della Pietra Verde*, Martina Franca, 7, 109-140.
- RICCHETTI G. (1967). Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto). *Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania*, s.6, 18, 123-130.
- ROBBA E. (1969). Il Plio-pleistocene della zona di Taranto. *Riv. Ital. Paleont.*, 75, 3.
- VERRI A., DE ANGELIS D'OSSAT G. (1899). Cenni sulla geologia di Taranto. *Bollettino Società Geologica Italiana*, XVIII, 2.

Longitudine **17,30829** • Latitudine **40,43321** • Taranto



Panoramica della Palude del Conte

Il sito rappresentato dalla Palude del Conte si trova in'area compresa tra il promontorio di Torre Colimena e quello di Punta Prosciutto, lungo il litorale ionico del comune di Manduria, in provincia di Taranto. Questa estesa Palude rappresenta un'area retrodunale, connessa con il cordone dunare formatosi nel corso dell'Olocene lungo la fascia costiera jonica. La fascia costiera tra Torre Colimena e Punta Prosciutto è caratterizzata dalla presenza di una costa rocciosa bassa, con presenza di *pocket beach* sabbiose, un cordone dunare e l'area paludosa retrodunale. Proprio il cordone dunare, formatosi durante l'Olocene, ha permesso il ristagno dell'acqua e l'innalzamento della falda idrica costiera, creando le condizioni perché si formasse alle spalle uno stagno esteso e un'area paludosa che, purtroppo, risulta attualmente in parte bonificata, coltivata e interrata naturalmente. L'habitat di Palude del Conte si caratterizza per la presenza di praterie mediterranee con piante erbacee alte e giunchi (*Molinio-Holoschoenion*), steppe salate (*Limonetalia*), pascoli inondatai mediterranei (*Juncetalia maritimi*). Nell'area circostante la Palude prevale una vegetazione tipica di ambienti ad elevata salinità, con la presenza di diverse specie erbacee alofile, quali la *Salicornia* e

diverse specie di giunco e di stative, piante rare quali l'*Ipomoea sagittata* e l'orchidea palustre. L'area umida costituisce inoltre un habitat favorevole a numerose specie di uccelli stanziali e migratori, quali il martin pescatore, il tuffetto, l'usignolo di fiume, il beccamoschino ed il falco di palude, oltre che la testuggine palustre, varie specie di anatidi e una gran varietà di libellule. L'Unione Europea l'ha classificata tra gli habitat prioritari, in pericolo di estinzione, meritevole di conservazione. La Regione Puglia ha istituito con la legge regionale n. 5 del 15 Marzo 2006 (B.U.R.P. n. 35 - del 17/03/2006) la Riserva Naturale Regionale Orientata Palude del Conte e Duna costiera - Porto Cesareo. La Riserva Orientata Regionale si estende esclusivamente nell'ambito del territorio comunale di Porto Cesareo e comprende due siti di interesse comunitario (SIC): il SIC "Palude del Conte - Dune di Punta Prosciutto" ed il SIC "Porto Cesareo".

Bibliografia essenziale

- COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G. (1971). Sul Tirreniano della costa ionica salentina (Puglia) Datazione di un campione di coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 6, 105-112.
- DAI PRA G., HEARTY P.J. (1992). I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 637-644.
- DAI PRA G., STEARNS C.E. (1977). Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Geologica Romana*, 16, 231-242.
- DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000). The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43 - 65.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Holocene Coastal Dune Development and Environmental Changes in Apulia (Southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

Longitudine **17,75502** • Latitudine **40,29984** • Manduria (Ta)



CGPo310 I DEPOSITI DI MAREGGIATA E DI TSUNAMI DI PORTO CESAREO



Panoramica dell'area costiera di Torre Castiglione

Il sito rappresentato dai depositi di mareggiate e tsunami di Torre Castiglione si trova su un piccolo promontorio modellato sui depositi marini terrazzati, situato subito a Sud-Est del promontorio dove sorge la Torre omonima, tra le località di Punta Prosciutto e Porto Cesareo, lungo la costa ionica pugliese, in provincia di Lecce. Questo deposito è caratterizzato dalla presenza di un vasto accumulo di blocchi di calcarenite. La fascia costiera è caratterizzata da una superficie suborizzontale, debolmente digradante verso mare che termina con una falesia, il cui ciglio è ad una quota di circa 2 metri. Questa superficie, come le altre superfici che caratterizzano la fascia costiera pugliese che borda il Golfo di Taranto, corrisponde a una delle fasi di stazionamento del livello del mare verificatosi nel Pleistocene superiore. Su questa superficie è possibile riconoscere numerose forme tipiche del paesaggio costiero roccioso: si tratta di pinnacoli molto ben sviluppati e vaschette di dissoluzione che risultano dall'azione combinata dell'effetto erosivo del moto ondoso e del carsismo indotto dall'aerosol marino. L'accumulo dei blocchi calcarenitici si trova nella parte più alta della superficie ad una quota topografica di circa 4 m sul livello del mare: si tratta di blocchi deposi-

tati in seguito all'impatto di eventi meteomarinari di particolare intensità. Alcuni di essi provengono dalla zona infralitorale/sublitorale, come testimoniato dalla presenza sulla loro superficie di ampie vaschette di dissoluzione, tipiche di queste aree costiere o dalla presenza di bioconcrezioni di organismi di ambiente sommerso. Il blocco più grande ritrovato nell'area ha dimensioni di 3,2x2,8x1,8 m, ha un peso di circa 40 tonnellate e si trova a circa 30 m dalla linea di costa. Il rilievo geomorfologico e le numerose analisi condotte, anche sulla base di specifiche equazioni idrodinamiche e datazioni radiometriche eseguite sui Vermetidi, hanno permesso di collegare il trasporto e il deposito di questi blocchi al verificarsi di un evento marino caratterizzato da ondate estreme verificatosi durante l'ultimo millennio. Le estese aree a salicornia costituiscono aree di nidificazione di volatili.

Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1998). Morfologia e genesi delle Isole Chéradi e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia). *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 21: 131-138.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004). Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120: 173-184.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2007). Boulder accumulations produced by the 20th February 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy). *Marine Geology*, 242: 191-205.
- PIGNATELLI C., FERILLI S., CAPOLONGO D., MARSICO A., MILELLA M., PENNETTA L., PISCITELLI A., MASTRONUZZI G. (2010). Evidenza morfologiche ed applicazioni informatiche al fine della valutazione del limite di inondazione da tsunami. *Rivista Italiana di Telerilevamento*, 42 (2), 129-142.

Longitudine **17,82886** • Latitudine **40,28391** • Porto Cesareo (Le)



CGPo311 IL SINKHOLE DI LIZZANO



Panoramica del Sinkhole

Il sito rappresentato dal Sinkhole di Lizzano si trova sul piccolo promontorio della costa ionica, che è circa 200 m a Est della foce del fiume Ostone, immediatamente a Ovest della Marina di Lizzano, circa 20 km a Sud-Est della città di Taranto. Le rocce carbonatiche affioranti in quest'area, appartengono ai depositi marini terrazzati e presentano numerose fatture appartenenti a due principali allineamenti: il primo, con direzioni comprese tra 270 N e 300 N e il secondo, con direzioni comprese tra 140 N e 190 N. La costa rocciosa si presenta debolmente digradante, con una quota topografica massima di circa 4 m sul livello del mare, in corrispondenza della parte interna. Sulla superficie rocciosa, in prossimità del livello del mare, è possibile osservare un'ampia cavità occupata dall'acqua: trattasi di un Sinkhole (localmente chiamato "Spunnulata"), ovvero di una dolina da crollo, ovvero una particolare forma di origine carsica, sviluppatasi nelle rocce carbonatiche, in questo caso calcarenitiche, caratterizzate da differente permeabilità e resistenza meccanica. I Sinkhole sono il risultato del crollo della volta di una cavità carsica costiera preesistente e lo spazio interno è spesso occupato dall'emergenza delle acque di falda. Proprio per la vicinanza al mare, la salinità

dell'acqua dei Sinkhole varia sia nello spazio che nel tempo. Dal punto di vista geomorfologico, l'evoluzione di queste particolari forme è piuttosto rapida e il fenomeno assume un ruolo particolare nel modellamento della linea di costa. I Sinkhole sono un'importante risorsa per le biocenosi endemiche: queste risultano variamente distribuite in funzione dei parametri chimico-fisici (temperatura, salinità, pH, ossigeno disciolto) e biologici. Inoltre, queste particolari forme sono oggetto di tutela idrogeologica (D. Lgs. 152/99), esse appartengono al patrimonio speleologico salvaguardato dalla regione Puglia (L.R. N. 32 del 3/10/86) e rappresentano habitat di notevole importanza naturalistica, secondo la Direttiva "Habitat" 92/43/CEE (European Commission DG Environment, 2003).

Bibliografia essenziale

- BECCARISI L., ERNANDES P., DELLE ROSE M., ZUCCARELLO V. (2006). Valutazione dello stato di conservazione delle "Spunnulate" della costa di Porto Cesareo e Nardò (Provincia di Lecce) con un approccio vegetazionale. *Thalassia Salentina*, 29, 215 - 236.
- DELLE ROSE M., FEDERICO A. (2002). Karstic phenomena and environmental hazards in the Salento coastal plains (Southern Italy). 9th Congress "Engineering Geology for Developing Countries", Durban, South Africa, 16-20 september 2002, 1297-1305.
- DELLE ROSE M., PARISE M. (2002). Karst subsidence in South-Central Apulia, Southern Italy. *International Journal of Speleology*, 31(1/4), 181-199.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000). Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Marine Geology*, 170, 93-103.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004). Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120, 173-184.

Longitudine **17,44404** • Latitudine **40,32836** • Lizzano (Ta)





Panoramica del canale che separa il Mar Grande dal Mar Piccolo (Foto P. Fago per A. Piscitelli)

Il Canale di Porta Napoli rappresenta un ottimo punto panoramico per osservare la parte vecchia della Città di Taranto, oggi su una stretta isola, originariamente una penisola, allungata in direzione Nord Ovest – Sud Est, che separa il Mar Piccolo dal Mar Grande. Esso, inciso nei depositi marini terrazzati del Tirreniano e nelle Argille subappennine, è ciò che resta dell'originario canale, l'unico naturale, che metteva in comunicazione il Mar Piccolo con il Mar Grande. A seguito della profonda regressione del mare connessa all'ultima fase di glaciazione con conseguente abbassamento del livello del mare sino alla attuale isobata 150, questo canale, inciso nella successione dei sedimenti del Tarentiano (già Tirreniano) di età compresa fra circa 132 e circa 116ka, era parte del reticolo idrografico che incidava le valli oggi occupate dal Mar Grande e dal Mar Piccolo. Esso costituiva durante la prima urbanizzazione del territorio di Taranto, all'incirca nel 700 a.C., la via di accesso alle aree di approdo che erano ubicate lungo le spiagge subito a nord della attuale isola della città vecchia, ai piedi della falesia detta "salto di quota". L'attuale profondità di questo istmo, inferiore a 3 m, non è quella originale; infatti, la fascia costiera sulla quale poggiano le spalle del Ponte di Pietra sono aree recuperate al mare, colmate

dai detriti derivanti dalle fasi di distruzione e ricostruzione della città di Taranto. Infatti, rispetto alle dimensioni attuali il Canale di Porta Napoli era decisamente più ampio e profondo, almeno fino alla fine dell'IX secolo. Alla fine del X secolo, nel 927, la città fu completamente distrutta dai saraceni. Con la ricostruzione di Taranto ad opera di Niceforo II Foca a partire dal 967, si operò l'interrimento con macerie di estese aree di spiaggia e marine tanto all'intorno del Canale quanto ai piedi del salto di quota. Alla fine del XIX secolo esso era attraversato da un ponte ligneo e in muratura lungo il quale correva anche l'acquedotto del Triglio che portava acqua in Piazza Fontana dal sistema della Gravina di Leucaspide. In occasione dell'alluvione che colpì la città di Taranto alla fine del XX secolo, il 15 Settembre del 1883, le acque provenienti dal bacino idrografico del Mar Piccolo indussero gravi danni al Ponte di Porta Napoli che dovette essere demolito. La stessa Torre di Raimondello Orsini, ubicata in prossimità del canale di Porta Napoli che già versava in uno stato di incuria, riportò numerosi danni e dovette anch'essa essere demolita. Il Canale di Porta Napoli ha rappresentato fino alla fine del secolo scorso, quando è stato scavato il Canale Navigabile ai piedi del Castello Aragonese, l'unica via di scambio fra le acque del Mar Piccolo e quelle schiettamente marine del Mar Grande.

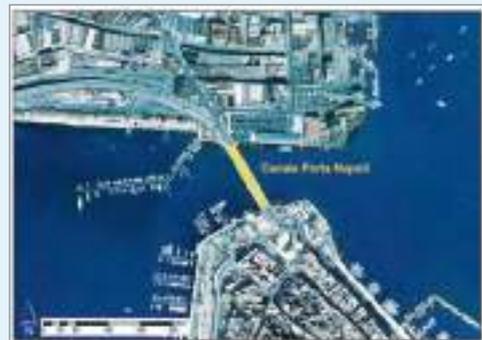
Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., SANSÒ P., TUCCIMEI P., VESICA P. (2003). Stop 3.1.1 The Navigable Channel and the Aragonese Castle. In G. Mastronuzzi e P. Sansò (eds.), Puglia 2003 – Final Conference. Quaternary coastal morphology and sea level changes (Otranto/Taranto – Puglia (Italy) 22-28 september 2003). Field Guide, Bari, Lecce 2003, pp. 105-106.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1998). Morfologia e genesi delle Isole Chéradi e del Mar Grande (Taranto, Puglia, Italia). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 21, 131-138.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). The last interglacial deposits. Workshop on Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution, Ostuni (Br) 30-31/05/2002, Field Guide, 21-23.

Longitudine **17,22677** • Latitudine **40,48012** • Taranto



Alla grotta si accede attraverso una scala dalla navata della chiesa soprastante



Ai piedi dell'altare è conservato un pavimento in ceramica del '700, di produzione laertina

La cavità carsica dedicata al primo vescovo di Lecce è situata poco al di fuori di Turi, non lontano dalla strada per Rutigliano. L'ipogeo si trova nell'omonima chiesa costruita, nel XVIII secolo, accanto all'ingresso del cimitero. La grotta si è formata nelle rocce cretacee della Formazione del Calcare di Bari (età: Cenomaniano - Turoniano). Il piano di calpestio si trova a circa 7 metri dal piano stradale. In origine dalla volta della cavità pendevano numerosi speleotemi, oggi quasi del tutto asportati. L'altare è stato costruito nel 1760 in una nicchia ed è delimitato a sinistra da una colonna di calcite e a destra dalla parete. Sulla sinistra dell'altare, una scalinata porta ad una breve galleria che conduce in un secondo ambiente ove sorge la Cappella del Lucernario, costruita nel 1727. Una menzione particolare merita il ricco pavimento in maiolica ai piedi dell'altare del Santo; questo è costituito da 238 formelle della dimensione di 20 x 20 cm circa, assemblate secondo una maglia ortogonale di 14 ricorsi orizzontali per 17 verticali per una dimensione totale di cm 280 x 340 circa. Le formelle riproducono soggetti astratti, zoomorfi, antropomorfi e paesaggistici. Dall'analisi dell'iconografia raffigurata, nonché sulla base di studi archeometrici, è possibile ipotizzare

che le maioliche siano state prodotte da forse due botteghe di ceramisti di Laterza (TA) e da più decoratori, uno dei quali è stato accreditato come il "Maestro della grotta di Turi". Alcune delle formelle riferite al "Maestro" si rifanno a stilemi diffusi nel '600 e trovano forse affinità con modelli d'ispirazione ispanica. Altre maioliche sono state riferite ad un secondo decoratore, di mano meno esperta. Le ceramiche mostrano una composizione tipica di quelle prodotte a Laterza nel XVII-XVIII secolo. A causa della presenza di mattonelle rotte o ritagliate, è possibile ipotizzare un eventuale riutilizzo o rimozione e rimessa in opera del pavimento. In virtù del ricco e variegato repertorio ornamentale e figurativo documentato si può ipotizzare che la grotta di Turi custodisca il più significativo catalogo decorativo della ceramica laertina della prima metà del '700. La grotta di Sant'Oronzo è un luogo sacro per i turesi fin dal XVII secolo. Numerosi sono i racconti che descrivono la scoperta della cavità e molti ricalcano schemi comuni a leggende che richiamano alla memoria altri luoghi sacri, non soltanto della Puglia.

Bibliografia essenziale

COMPARELLI A., MANGHISI V. (1992). La grotta di S. Oronzo a Turi (Bari). Atti del II Convegno di Speleologia Pugliese. Castellana Grotte, 5 - 6 dicembre 1992, 201 - 207.

LABATE D. (2013). Il tappeto pavimentale in maioliche di Laterza del '700, Grotta di S. Oronzo Turi (BA). In: Il tesoro nascosto della Grotta di S. Oronzo a Turi, 7-11.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_75 su www.catasto.fspuglia.it

SCANDALE E., TEMPESTA G. (2013). Analisi e caratterizzazione composizionale delle mattonelle pavimentali in maiolica laertina della grotta di S. Oronzo nella città di Turi. In: Il tesoro nascosto della Grotta di S. Oronzo a Turi, 13-27.

Longitudine **17,01629** • Latitudine **40,92510** • Turi (Ba)





Vista della sponda meridionale

Nel cuore di Foresta Umbra, il laghetto è tra i pochi bacini sul Gargano allagati per tutto l'anno. Esso si trova a circa 790 m di altitudine, ha una forma ellittica con asse maggiore di circa 130 m e una profondità massima di circa 2 m. Il laghetto occupa la parte centrale di un'ampia dolina impostata nella zona di testata di una breve incisione che si sviluppa per alcune centinaia di metri verso SSW. Le acque di ruscellamento, che provenienti dai versanti circostanti si raccolgono nella depressione, sono trattenute da uno sbarramento artificiale. La dolina è uno degli angoli più suggestivi del Parco del Gargano ed è meta di escursionisti. Tutta l'area circostante è attraversata da numerosi sentieri facilmente percorribili a piedi e ben segnalati. Il territorio della Foresta Umbra, pur profondamente inciso da impluvi naturali, è privo di corsi d'acqua perenni a causa della natura carsica della zona. In particolare, nell'area della Caserma Sansone, del Laghetto d'Umbra e del Centro visite del Parco del Gargano affiorano rocce calcaree mesozoiche riferibili alla Formazione dei Calcari di Mattinata, del Cretaceo inferiore. La successione è costituita da strati di calcari a grana fine e breccie calcaree con liste e noduli di selce, localmente, con evidenti elementi fossili

costituiti da frammenti di rudiste e coralli (cfr. Foglio 384 della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000). Per diverse decine di milioni di anni il massiccio garganico è stato soggetto all'azione dell'acqua di pioggia che, col tempo, ha determinato la formazione di un complesso sistema carsico sotterraneo e, in superficie, mediante l'azione di corrosione ha prodotto innumerevoli doline e valli carsiche. Infatti, il paesaggio presenta un'alta densità di doline e da alcune stime effettuate su tavolette IGM in scala 1:25.000 risulta che, nelle aree più elevate del Gargano, il numero di doline per chilometro è ben superiore alla decina. Numerose depressioni carsiche presentano il fondo coperto da un sottile strato di depositi residuali a grana fine, poco o nulla permeabili e, pertanto, possono essere allagate dalle piogge per periodi variabili. Questi laghetti carsici sono gli unici ambienti umidi nelle aree pugliesi caratterizzate da un substrato calcareo affiorante (Gargano, Murge e Salento). Alcuni bacini si riempiono d'acqua in autunno-inverno e si prosciugano in estate. In passato questi piccoli stagni temporanei costituivano una riserva d'acqua per il consumo umano e l'agricoltura.

Bibliografia essenziale

- BABOÇI K., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1993). La grande superficie sommitale del Promontorio del Gargano. Prime considerazioni sulla genesi e l'evoluzione. *Bonifica*, n. 8 (3), 43-52, Bastogi, Foggia.
- BOENZI F. (1984). Osservazioni geomorfologiche preliminari sul Promontorio del Gargano. *Dip. Geol. Geof. Univ. Bari, Studi Geologici e Morfologici sulle regioni Pugliese e Lucana*, XXX, 24 pp.
- BOENZI F., CALDARA M. (1999). Il Gargano: l'uomo e l'ambiente geologico. *L'Universo*, n. 6, 736-754.
- CALDARA M., PALMENTOLA G. (1991). Lineamenti geomorfologici del Gargano con particolare riferimento al carsismo. *International Conference on Environmental Chance in Karst Areas, Apulian excursion, September 23th -27th, 1991, Itinerari speleologici*, s. II, n. 5, 53-66.

Longitudine **15,99648** • Latitudine **41,81738** • Monte Sant'Angelo (Fg)



Col tempo, sulle superfici di cava è attecchita la vegetazione, in parte spontanea

La provincia di Taranto è attraversata da una serie di profondi solchi erosivi, localmente denominati "gravine". Esse tagliano le ampie superfici subpianeggianti che, raccordate da una serie gradini morfologici, scendono gradatamente verso il Golfo di Taranto assumendo forme particolarmente aspre, proprio in corrispondenza dei salti di livelletta. Le gravine costituiscono spesso degli elementi paesaggistici di rilevante interesse sia naturalistico che storicoculturale per la presenza diffusa, lungo le pareti subverticali, di chiese e villaggi rupestri medievali che testimoniano un'antica frequentazione antropica. Tra le più suggestive gravine nel territorio di Grottaglie possono essere ricordate da NO a SE, quelle di Riggio, di Fantiano, del Fullonese e la Lama di Pensiero. Il breve e profondo solco erosivo della gravina di Fantiano è caratterizzato da un fitto bosco di pino d'Aleppo a cui si associano essenze tipiche della macchia mediterranea. Lungo le sue pareti a strapiombo è conservato un villaggio rupestre medievale, non ancora completamente studiato. In questo, come in molti casi simili, è invece di eccezionale interesse "leggere" il rapporto che legava l'uomo al suo territorio, studiare come l'ambiente condizionava la particolare scelta insediativa e a sua volta come ne

veniva condizionato. È parte integrante del sito l'adiacente cava di Fantiano, scavata sul lato sud dell'omonima gravina. L'area suscita un certo interesse scenico per la presenza di torrioni di roccia, risparmiati in più punti dalle attività estrattive, e l'articolato sistema di ampi spazi di cava posti su livelli differenti. Tra gli anni cinquanta e settanta del novecento l'area è stata sfruttata per la produzione di conci di calcarenite e sabbia calcarea, sia con mezzi rudimentali (nella prima fase di attività) che con moderni macchinari. Lungo le pareti è possibile distinguere i segni tipici dell'estrazione manuale, profondamente diversi da quelli, più moderni, riconducibili all'utilizzo delle macchine. Fino a pochi anni fa parte dell'area è stata deturpata con l'abbandono incontrollato di rifiuti. Oggi, rimossi i materiali abbandonati, la cava è stata trasformata in un suggestivo teatro all'aperto.



Bibliografia essenziale

- D'ELIA F. (2009). Grottaglie, un teatro all'aperto per il recupero e la valorizzazione delle cave di Fantiano. *Geocentro Magazine bimestrale dei Geometri e Geometri Laureati*, anno i (6) novembre - dicembre 2009, 32-36.
- MARANGELLA A., PARISE M. (2007). Caratteri geomorfologici e naturalistici delle gravine di Grottaglie. *Atti del convegno "Spelaion 2007"*, 7-9 dicembre 2007, Altamura, 199-209.

Longitudine **17,41445** • Latitudine **40,55868** • Grottaglie (Ta)



L'altare del Santo si trova in fondo alla cavità, lunga circa 50 m

Il Gargano è stato, sin dal passato più lontano, uno tra i luoghi pugliesi in cui più si è affermata la cultura rupestre. Nel territorio di Cagnano Varano il popolamento rupestre è caratterizzato da diverse tipologie insediative ipogee come sepolcreti, chiese ed insediamenti abitativi e produttivi. Tra queste emergenze spicca la grotta di San Michele, dove la tradizione vuole che l'Arcangelo vi si fermò prima di recarsi a Monte Sant'Angelo. L'ipogeo sacro presenta un altare maggiore a lui dedicato, e due altari minori dedicati a San Raffaele e alla Santissima Annunziata. La cavità è in contrada Puozzone, a circa 100 m di altitudine, a 2,5 km dall'abitato e a meno di un chilometro dalla costa meridionale del Lago di Varano. L'ingresso, rivolto a meridione, si affaccia sulla Valle dell'Angelo e sul Canale di San Michele. La cavità carsica ha uno sviluppo suborizzontale, è lunga circa 50 m, larga tra 6 e 15,5 m ed altra tra 3 ed i 7 m. Dalla volta irregolarmente modellata dal carsismo pendono sottili stalattiti a cui corrispondono, a luoghi sul pavimento in pietra, piccole stalagmiti. In diversi punti della grotta i fedeli riconoscono, nelle morbide forme delle concrezioni calcitiche, un'ala dell'Arcangelo, un toro (figura legata al Santo), ed il volto di Padre Pio. Infine, dietro l'altare maggiore, si trova una conca carsica che si riempie dell'acqua di stillicidio; la "pila" di Santa Lucia raccoglie l'acqua che viene ritenuta miracolosa per la vista. A parte l'interesse puramente geologico, il sito presenta una certa signifi-



catività dovuta alla presenza, al suo interno, di testimonianze di una remota frequentazione antropica che, a partire dal Medioevo, risulta legata alla sacralità del luogo. La grotta non è stata mai oggetto di ricerche archeologiche sistematiche, ma sembra accertato che la sua frequentazione si sia protratta sin dal Paleolitico. In particolare, studi condotti su un deposito del Paleolitico superiore hanno permesso di documentare attività di caccia agli equidi in un paesaggio caratterizzato da praterie nelle aree oggi sommerse dalle acque del Lago di Varano. La cavità venne trasformata in chiesa probabilmente già durante l'Alto Medioevo dedicata al culto dell'Arcangelo; la prima attestazione certa del culto micaelico risale alla seconda metà del '600. L'ipogeo è stato a più riprese modificato ed integrato con opere in muratura. Il pavimento, fra le pere più pregevoli, esteso per circa 190 mq, è costituito da elementi calcarei che, alcuni punti, sembrano essere posti in opera durante restauri effettuati in epoche antiche. La caratteristica che lo rende particolare è la presenza di incisioni che riproducono l'impronta di piedi, meno frequentemente di mani ed alcuni tratti di scrittura. In alcuni casi le incisioni si interrompono bruscamente ai bordi delle basole, suggerendo che i segni dovevano proseguire su elementi adiacenti sostituiti. La pratica di incidere il pavimento o le pareti del luogo sacro, in analogia con quanto si osserva presso la grotta di Monte Sant'Angelo (cfr CGP0039) e la chiesa abbaziale di Pulsano suggeriscono un inquadramento temporale potenzialmente risalente anche al Medioevo. Un elemento in grado di fornire una datazione attendibile per almeno una fase di frequentazione della grotta è costituito da affreschi medievali (tra cui immagini di santi, una Crocifissione ed una Madonna col Bambino).

Bibliografia essenziale

FAVIA P., MASSIMO G., MONACO F. (2013). La grotta di San Michele a Cagnano Varano. In: *Agiografia e iconografia nelle aree della civiltà rupestre*. Atti V conv. int. sulla civiltà rupestre, Fasano (BR), 17-19 nov. 2011, Fondazione Centro Italiano di Studi sull'Alto Medioevo - Spoleto, 375-407.

Longitudine **15,74230** • Latitudine **41,84065** • Cagnano Varano (Fg)



L'isolotto visto dal lungolago lesinese

Il lago di Lesina si estende per circa 20 km lungo l'asse E-O e per più di 3 km lungo N-S. Nel mezzo del lago, a circa 400 m nord della cittadina di Lesina, si trova il così detto "isolotto di San Clemente". Questa piccola area emersa è stata chiaramente disegnata nelle carte storiche. Pacilio (2005) riporta che nel 1703 l'isolotto è stato rappresentato nella carta del Pacichelli come un'area ricca di vegetazione. Durante il secolo XIX in loco erano ancora visibili resti murari in *opus reticulatum* e tracce di pavimento con tasselli di forma quadrangolare. Oggi, dalla terraferma l'isolotto è appena visibile per alcuni metri quadrati, meglio se in condizioni di bassa marea. La sua posizione è segnalata da una croce in ferro, la "croce di San Clemente" eretta negli anni 50, dato che si credeva che in quel luogo vi fosse il monastero di San Clemente, costruito presso Lesina nel XII secolo. Prospezioni geofisiche eseguite in laguna per una superficie di circa 160.000 m² hanno permesso di definire sia l'estensione delle strutture antropiche, sepolte da un sottile strato di sedimenti, che l'andamento della superficie del fondo lagunare. In particolare, la ricostruzione della morfologia del fondale ha evidenziato un rilievo sommerso orientato lungo la direzione NO-SE ed allineato con



Stralcio della carta geografica della Sicilia
Prima ossia Regno di Napoli.
Disegnata da Gio.
Ant. Rizzi Zannoni Padovano, Accademico di Göttinga e
d'Altorf e fatta incidere per ordine
del Re delle Due Sicilie in Parigi nel 1771



l'attuale promontorio di Lesina. Scavi archeologici effettuati a sud della croce hanno fornito elementi per la definizione delle fasi di frequentazione e la ricostruzione delle modalità d'uso delle strutture individuate. I saggi hanno restituito vestigia di epoca romana (murature e pavimenti) attribuibili ad una villa databile ad un'età tardo repubblicana - primo imperiale (II- I sec. a.C.); la villa sembra costruita su strutture in muratura più antiche; alcune evidenze suggeriscono che quegli stessi luoghi siano stati frequentati in epoca preistorica e protostorica. A parte il fascino stimolato da antiche testimonianze celate dallo specchio d'acqua lesinese, l'interesse geologico di questi luoghi è legato alla possibilità di leggerli le recenti variazioni del livello del mare. Infatti, grazie allo studio, in chiave geologica, di strutture come questa, alcuni ricercatori sono riusciti ad ipotizzare che, lungo le coste pugliesi, il livello del mare era circa 2 m più basso dell'attuale intorno all'anno 0.

Bibliografia essenziale

AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). I siti archeologici pugliesi come markers delle variazioni del livello del mare. Ambiente e paesaggio nella Magna Grecia: Atti del XLII Convegno di Studi sulla Magna Grecia. Taranto 5-8 ottobre 2002, 516-521.

PACILIO G. (2005). Lesina: Scavi nella laguna, note preliminari. Atti del 25° Convegno Nazionale sulla Preistoria - Protostoria - Storia della Daunia; San Severo 3 - 4 - 5 dicembre 2004, 199-208.

Longitudine **15,35116** • Latitudine **41,86953** • Lesina (Fg)



Vista del margine meridionale (Foto M. Caldara per A. Piscitelli)

La morfologia dell'immediato entroterra barlettano è caratterizzata da ripiani disposti a gradinata verso il mare, delimitati a monte e a valle da scarpate. Molte di queste scarpate corrispondono a paleolinee di riva mentre i ripiani coincidono con paleosuperfici di abrasione. La depressione che caratterizza il paesaggio in località di Sant'Antonio a Callano si inserisce in questo quadro geomorfologico. La cavità subaerea ha una forma ellittica, di poco allungata lungo l'asse E-O e aperta verso il quadrante settentrionale; essa presenta fianchi ripidi per buona parte del perimetro; il coronamento raggiunge altitudini massime di poco superiori ai 20 m a meridione, mentre la parte del perimetro che si affaccia verso settentrione è più bassa di circa 5 m; il fondo piatto si trova a circa 11 m sul livello del mare. Dato il contesto geologico generale e l'aspetto della depressione, la forma può essere classificata come una dolina da crollo. Dalla dolina si origina una breve vallecchia che si interrompe su un ripiano, posto immediatamente a nord a quote di circa 8 - 10 m sul livello del mare, inciso dal Torrente Camaggi. Secondo quanto emerso da uno studio preliminare la dolina potrebbe essersi formata a seguito di uno stazionamento del mare durante il Quaternario. In pratica, come è avvenuto più volte lungo il litorale pugliese, il

mare avrebbe scolpito una falesia, intercettando (e eventualmente allargando) una cavità sotterranea di verosimile origine carsica o pseudocarsica. Successivamente, la volta del vano sotterraneo sarebbe crollata sotto il suo stesso peso, generando una dolina da crollo aperta in corrispondenza della paleolina di costa. La dissoluzione delle rocce carbonatiche potrebbe essere stata favorita dalla presenza di un acquifero superficiale in vicinanza del mare; in tal caso l'area sarebbe stata interessata dalla corrosione accelerata indotta dal miscuglio di acque dolci e saline. La presenza di scaturigini di acqua dolce continentale è testimoniata dalla stessa roccia in cui si è formata la dolina; questa, infatti, è costituita da alcuni metri di "travertini" originatisi per precipitazione di carbonato di calcio da acqua fredda, cioè non in condizioni idrotermali. Si tratterebbe, cioè, di travertini meteogenici. Tali rocce, di età non ancora con precisione determinata, risalirebbero al massimo al Pleistocene medio e sono molto diffuse nell'area a sud di Barletta. Studi preliminari effettuati nelle vicinanze hanno mostrato la presenza di rocce accumulate in ambienti umidi poco profondi a salinità variabile tra condizioni salmastre (livelli inferiori) e dulcicole. Queste rocce offrono la possibilità di osservare corpi lenticolari, biodetritici, a tessitura grossolana, caratterizzati da impronte di vegetali. In molti casi, la precipitazione prevalentemente chimica del carbonato di calcio ha permesso la conservazione, sotto forma di impronte e calchi, di strutture e tessuti deperibili che, in genere, non si conservano allo stato fossile.

Bibliografia essenziale

CALDARA M., LOPEZ R., PENNETTA L. (1997). L'entroterra di Barletta: considerazioni sui rapporti fra stratigrafia e morfologia. *Il Quaternario*, 9(1) 1996, 337-344.

CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2005). L'ambiente fisico nell'area dell'insediamento. In: "Il Neolitico di Masseria Candelaro", volume a cura di Cassano S., Manfredini S., Grenzi Ed., 27-40.

Longitudine **16,32250** • Latitudine **41,29222** • Barletta (Bat)



Veduta d'insieme dell'affioramento (Foto M. Caldara per A. Piscitelli)

Il sito si trova a Sud-Est della zona industriale di Barletta, 700 metri a Sud della SS 16, e lungo un poco profondo solco erosivo tributario dell'area umida di Ariscianne (CGPo331). Esso coincide con un piccolo scavo abbandonato, profondo circa 3 m, situato in un'area coltivata. La morfologia della zona è terrazzata, presentandosi come una gradinata, geologicamente costituita da "depositi marini terrazzati", di età Pleistocene medio. Essi poggiano su un substrato costituito dalle unità cretacee dell'Avampaese Apulo e da quelle pleistoceniche riferibili alle formazioni della Calcarenite di Gravina e delle Argille subappennine. Salvemini (1984) riconosce nell'entroterra di Barletta 5 ordini di terrazzi disposti tra 115-110 m e 15-5 m di quota. Ciaranfi et alii (1992) riconoscono nell'area 7 linee di costa situate a diverse quote; infine, nella stessa area Caldara et alii (1997) distinguono invece 6 linee di costa. I depositi terrazzati mostrano composizioni variabili da silicoclastiche a carbonatiche, e caratteri di facies tipici di ambienti marini. Si rinvencono spesso in eteropia con depositi di transizione e/o continentali. La zona del sito, in contrada Sant'Antonio a Callano, è uno di tali ripiano, posto alla quota di circa 20 m e caratterizzato prevalentemente da litotipi carbonatici accumulatisi in ambienti

variabili da paralico a palustre, in eteropia con depositi argillosi e sabbie limose di ambiente lagunare. In particolare, l'aspetto caratterizzante dell'affioramento, qui facilmente osservabile, consiste nella presenza di travertini di origine non idrotermale, ossia "meteo genici", a luoghi caratterizzati da elevata porosità e da calchi di piante di ambiente umido (ad es. tifa e fragmite), anche in posizione di vita. In minore percentuale si osservano sedimenti più compatti e a grana fine, a luoghi laminati per la presenza di tappeti algali. Le faune, in genere oligotipiche, sono caratterizzate da piccoli molluschi (sia di acqua dolce che salmastra) e da microorganismi (foraminiferi ed ostracodi) ubiquitari e tolleranti ambienti a salinità variabile dal salmastra al sovrasalato. Le associazioni fossilifere suggeriscono inoltre che nell'area fossero presenti specchi d'acqua, permanenti o effimeri (a seconda dei periodi), con profondità non superiore a 1-2 m. Stime effettuate con il metodo della racemizzazione degli amminoacidi hanno suggerito che i depositi di travertino di Barletta si siano accumulati durante il Pleistocene medio. A parte il potenziale scientifico, non ancora del tutto esplorato, l'affioramento in località Sant'Antonio a Callano offre la possibilità di osservare corpi lenticolari al cui interno si sono conservate impronte di strutture e tessuti vegetali che, per la loro deperibilità, in genere presentano basse probabilità di conservazione allo stato fossile.

Bibliografia essenziale

CALDARA M., LOPEZ R., PENNETTA L. (1997). L'entroterra di Barletta: considerazioni sui rapporti fra stratigrafia e morfologia. *Il Quaternario*, 9(1) 1996, 337-344.

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1992). Nota alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro meridionale). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41 (1), 449-460.

SALVEMINI A. (1984). Osservazioni preliminari sui depositi quaternari affioranti nella tavoletta 176 - 1 NO "Barletta". *Geologia Applicata e Idrogeologia*. Vol. 19, 17-19.

Longitudine **16,33028** • Latitudine **41,29276** • Barletta (Bat)

CGPo321 LE MURA MESSAPICHE E I DEPOSITI FOSSILIFERI DI TURI



Il deposito fossilifero caratterizza anche i blocchi con cui sono state costruite le mura difensive

Nel periodo messapico, Manduria era circondata da una triplice cinta muraria i cui tratti furono realizzati in più fasi tra il V ed il III - II secolo a.C. Oggi, le mura ed il fossato osservabili nell'area archeologica della città costituiscono sono tra le testimonianze più complete e meglio rappresentate dell'abitato messapico. Le mura, in particolare quelle della prima e terza cerchia, sono state costruite con grandi blocchi calcarenitici a forma di parallelepipedo, associati e sovrapposti senza impiego di malta. I blocchi della prima e terza cerchia sono stati ricavati con materiale locale proveniente dallo scavo degli adiacenti fossati. L'imponente fossato della terza cerchia muraria è largo più di 6 m e in alcuni punti, profondo sino a 5 m. All'interesse di tipo puramente storico-culturale della vasta area archeologica se ne associa uno di tipo geologico-paleoecologico. Infatti, in questi luoghi affiora la Formazione della Calcarenite di Gravina, i cui termini sono essenzialmente rappresentati da litotipi calcarenitici e biocalciruditi, accumulatisi in facies litorale. La roccia affiorante presenta un assetto suborizzontale, con unità mal distinte per l'assenza di evidenti giunti di stratificazione. Il contenuto paleontologico è costituito da foraminiferi, alghe calcaree, molluschi ed echini. Localmente l'età della calcarenite può essere riferita al Pleistocene inferiore, per la

presenza fossile di *Arctica islandica*. A parte la buona esposizione, sia lungo le pareti dei fossati che sulle superfici di roccia che ospitano le tombe della vasta necropoli, è di grande interesse lo straordinario aspetto della roccia in posto costituita, per ampi tratti, da un ricco deposito fossilifero, caratterizzato da un'associazione oligotipica dominata da ostreidi. Le valve di ostrica, per lo più spaiate, sono disposte caoticamente nel sedimento, formando la quasi totalità del deposito; gli spazi tra un bioclasto e l'altro sono occupati da una matrice biocalcarenitica grossolana, povera della frazione fine. All'interno del banco, spesso alcuni metri, non sono visibili evidenti superfici di strato, mentre poco diffuse sono le fratture. La spettacolarità di questa roccia è meglio apprezzabile muovendosi all'interno dei fossati. I caratteri peculiari del deposito fossilifero sono altresì osservabili nei grandi conchi calcarei, con i quali sono state costruite le poderose mura. In sintesi, una visita al parco archeologico di Manduria offre numerosi spunti di riflessione sulle condizioni geologiche e paleoecologiche che hanno caratterizzato l'area al tempo della sua formazione e permette di osservare un esempio non comune di deposito calcarenitico, accumulatosi in ambiente litorale e dominato da condizioni di alta energia del moto ondoso.



Bibliografia essenziale

RICCHETTI G. (1972). Osservazioni geologiche e morfologiche preliminari sui depositi quaternari affioranti nel F. 203 Brindisi. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, 81, 543-566.

Longitudine **17,64103** • Latitudine **40,40717** • Turi (Ba)

CGPo322 LA PALUDE FRATTAROLO-LAGO SALSO



Tratto terminale del Fiume Candelaro

Lungo la costa del Tavoliere di Puglia sono presenti le più vaste e più studiate zone umide pugliesi. In particolare, queste sono la Palude Frattarolo, relitto dell'ex Lago Salso presso la foce del T. Candelaro, e le Saline di Margherita di Savoia, relitto del Lago di Salpi. I due bacini originariamente facevano parte di un'unica laguna che all'inizio dell'Olocene si estendeva tra il Gargano ed l'Ofanto. Durante il periodo romano il bacino si suddivise in due parti specchi d'acqua: il più grande (Lago di Salpi) si trovava a sud, il meno esteso (Lago Salso) a nord. Quali siano stati i meccanismi che favorirono questa suddivisione è difficile dirlo, secondo Livio ciò sarebbe avvenuto a seguito di un aumento della portata solida dei corsi d'acqua provenienti dall'Appennino. Le cause dell'aumento della portata solida dei fiumi potrebbero essere climatiche, ma non sono escluse quelle antropiche (disboscamento). Da quel momento ciascun bacino si evolse in maniera indipendente. Il primo tentativo di bonifica delle paludi sipontine fu effettuato nel XVI secolo, mentre gli interventi per colmata (attuati deviando le acque del T. Cervaro e del F. Ofanto nel bacino di Salpi) sono riconducibili soprattutto alla prima metà del XIX secolo. Le azioni di bonifica divennero più intense e mirate

nel XX secolo. Attualmente, dell'ampia laguna neolitica rimangono piccole aree umide, tra le quali la Palude Frattarolo, relitto del Lago Salso, e le Saline di Margherita di Savoia. Lo studio di alcune carote terebrate nell'area di Coppa Nevigata ha permesso di elaborare alcune ipotesi circa l'evoluzione del Lago Salso negli ultimi 6500 anni circa. In particolare, i livelli più antichi si sono depositi in una laguna semi chiusa che si andava evolvendo, tra 6.340 e 4.880 anni fa, in un ambiente sempre più isolato dal mare. In quel lasso di tempo il territorio circostante era caratterizzato da un querceto misto. Tra 4.880 e 3.230 anni fa la laguna divenne uno specchio d'acqua chiuso, una vegetazione aperta ammantava le aree circostanti. Nel record stratigrafico non si sono conservati gli orizzonti riferibili al periodo tra 3.230 e 180 anni fa. La parte più alta della successione si è accumulata in un ambiente di acqua dolce poco profondo. Oggi, l'area della Palude Frattarolo - Lago Salso è una distesa di acquitrini con pozze d'acqua dolce e salmastra attraversata dal Candelaro.



Bibliografia essenziale

CALDARA M., PENNETTA L., SIMONE O. (2002). Evolution of the Salpi Lagoon (Puglia, Italy). *Journal of Coastal Research*, Special Issue 36, 124-133.

DI RITA F., SIMONE O., CALDARA M., GEHRELS W.R., MAGRI D. (2011). Holocene environmental changes in the coastal Tavoliere Plain (Apulia, southern Italy): A multiproxy approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310 (2011), 139-151.

Longitudine **15,87313** • Latitudine **41,57123** • Manfredonia (Fg)

CGPo323 **LA CRESTA DI MONTE SIDONE
E IL MONTE CORNACCHIA**



La cima del Monte Sidone vista da Nord

Situato nel mezzo del Subappennino Dauno, il crinale che unisce le cime dei monti Sidone, Pescara e Cornacchia può essere considerato il "tetto della Puglia", infatti, tutti e tre i monti superano quota 1000 metri e il Monte Cornacchia, con i suoi 1.151 metri, è il monte più alto della regione. Il territorio circostante presenta caratteri fisici, climatici e flora-faunistici simili a quelli che caratterizzano le aree montane delle province di Benevento e di Potenza, in contrapposizione con quelli tipici del resto della provincia di Foggia. L'orografia è scolpita da numerosi torrenti (tra cui il Celone e il San Lorenzo) che scorrono al fondo di valli profondamente incise che formano un reticolo idrografico a regime torrentizio. Dalle alture ci si affaccia su alcuni dei pittoreschi paesi dell'Appennino Dauno pugliese come Faeto, Celle di San Vito, Castelluccio Valmaggiore e Biccari. L'area, frequentata dagli escursionisti, è attraversata da uno dei "Sentieri Frassati", una rete di percorsi che il Club Alpino Italiano ha tracciato in tutta Italia in onore del beato Pier Giorgio Frassati (1901-1925), appassionato escursionista amante della montagna; percorrendo il sentiero è possibile apprezzare le bellezze naturalistiche dell'area protetta "Lago Pescara - Monte Cornacchia - Bosco Cerasa". Il pa-

esaggio è ammantato da fitte macchie di latifoglie decidue o da boschi di conifere che si alternano alle aree più aperte dei pascoli d'altura. Animali domestici a parte, liberi al pascolo, in tutta la zona si possono ammirare varie specie di mammiferi selvatici e di uccelli. Per l'appassionato di Scienze della Terra l'area suscita interesse per i caratteri geomorfologici, dovuti a fenomeni che determinano una rapida evoluzione del rilievo (frane e dissesti), geo-strutturali (presenza di strutture tettoniche) e per alcuni aspetti geologico-stratigrafici; in particolare, lungo il crinale è possibile, seppur in maniera discontinua, osservare i caratteri dell'alternanza calcareomarnoso-argillosa del Flysch di Faeto (Miocene, Burdigaliano-Tortoniano inferiore) e delle Marne argillose del Topo Capuana (Miocene, Tortoniano). Lungo la sella che separa la cima del Monte Sidone dal Topo Pescara, affiorano calcari marnosi (parte inferiore del Flysch di Faeto) sulle cui superfici di strato si possono osservare evidenti tracce fossili tra cui, con un po' di fortuna, le eleganti bioturbazioni da nutrizione appartenenti al genere *Zoophycos*.



Bibliografia essenziale

- AA. VV. (1999). Guide Geologiche Regionali. Puglia e Monte Vulture, prima parte. A cura della Società Geologica Italiana. BE-MA editrice, 288 pp.
- FIORE A., VALLETTA S. (a cura di) (2010). Il Patrimonio geologico della Puglia - territorio e geositi. Supplemento a Geologia dell'Ambiente, 4/2010: 160 pp.
- SANTO A., SENATORE M.R. (1988). La successione stratigrafica dell'unità dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore - Foggia. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 431-438.

Longitudine **15,16509** • Latitudine **41,36572** • Biccari (Fg)

CGPo324 **L'ALTA VALLE DEL CELONE**



Alta valle del Fiume Celone vista dall'abitato di Faeto

Il Torrente Celone nasce dalla fonte Aquilone, alle pendici del monte San Vito (1.015 m); il fiume raccoglie le acque delle sorgenti dei vicini monti Perazzone, Vetruscilli e Cornacchia e via via numerosi altri. Da qui incomincia un percorso di circa 70 km che termina nel torrente Candelaro, ai piedi del Gargano. Nelle aree di testata il Torrente Celone ed i suoi affluenti incidono un substrato costituito essenzialmente da un'alternanza di calcareniti, calcari marnosi e argille con caratteri torbiditici appartenente alla Formazione miocenica del Flysch di Faeto. Il territorio montano del Celone è caratterizzato dalla presenza di fitti boschi ed ampi pascoli; molte sono le specie arboree autoctone come faggio, quercia, frassino, pioppo, salice e ippocastano. Il bosco offre rifugio di una ricca comunità faunistica; allo stesso modo, le sponde del torrente conservano un ambiente ripariale ancora ben strutturato di una certa rilevanza naturalistica. Nella valle tra Faeto e Celle di San Vito, tra i boschi si trovano numerose e suggestive sorgenti a cui i locali hanno sempre attribuito proprietà curative. Tra le più note ci sono il Piscero, la fonte di San Vito, la fontana di Scirtone. Il ruolo dell'acqua nell'eterna ricerca di un equilibrio tra uomo e natura è evidenziato dalla presenza di

numerosi mulini costruiti lungo il fondovalle. Il funzionamento dei mulini si basava sullo sfruttamento dell'energia idraulica. L'acqua del fiume veniva derivata in un bacino di accumulo sino a raggiungere il livello sufficiente a generare la forza necessaria per muovere il meccanismo di molitura. Al momento opportuno veniva aperta una saracinesca di una condotta forzata che portava l'acqua verso le pale (in legno) della ruota motrice che azionava le macine. Purtroppo i mulini dell'alta valle del Celone avrebbero bisogno di essere maggiormente tutelati, di essere sottoposti ad interventi conservativi e valorizzati. Tra i meglio conservati, anche perché ristrutturato, è il Mulino Nuovo in località "La Creta" nel territorio di Faeto. Passeggiando per i numerosi sentieri nei dintorni di Faeto e tra questo paese e Celle di San Vito è frequente imbattersi in altre espressioni della realtà rurale del passato come masserie e in antiche nevieri. In definitiva, questo territorio, dall'aspetto impervio, ammantato da boschi e pascoli, con i suoi fontanili, casolari e mulini ad acqua mostra parte del difficile rapporto tra uomo e natura affrontato con spirito di sacrificio, di adattabilità e di dedizione.



Bibliografia essenziale

- DAZZARO L., RAPISARDI L. (1996). Schema geologico del margine appenninico tra il F. Fortore e il F. Ofanto. Memorie della Società Geologica Italiana, 51: 143-147.
- SANTO A., SENATORE M.R. (1988). La successione stratigrafica dell'unità dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore - Foggia. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 431-438.
- PIROZZOLI A., PIROZZOLI N. (2004). Quando l'acqua dava pane. Artigrafiche, 168.

Longitudine **15,16737** • Latitudine **41,32716** • Faeto (Fg)



Depositi calcareniti caratterizzati dalla presenza a più livelli di crosta calcarea (localmente detta anche crusta)
(Foto M. Caldara per A. Piscitelli)

In località Montaltino, poco a sud del Canale Giardino e a sud-ovest del Monte di Salpi, affiorano i depositi del Pleistocene medio appartenenti alle Sabbie di Torre Quarto, del Sintema di Cerignola (cfr. Foglio 422 "Cerignola" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000). Questi depositi, attribuiti da Autori precedenti all'unità informale dei "depositi marini terrazzati", sono costituiti prevalentemente da sabbie giallastre, in genere poco cementate, in strati di spessore variabile, con intercalazioni argilloso-siltose e ciottolose. Le sabbie sono in genere laminate, o bioturbate. La parte più esposta di tali depositi, così come accade in molte altre aree del Tavoliere, è affetta dalla diffusa presenza di una crosta calcarea. La crosta calcarea (*caliche* in spagnolo o *calcrete* in inglese) è un accumulo di carbonato di calcio indurito o semi-indurito, costituito da calcite, e talvolta da aragonite, e dovuto a processi pedogenetici. La precipitazione di carbonato avviene nei vuoti fra un granulo e l'altro di depositi permeabili (ad es. ghiaie e sabbie). L'arricchimento di carbonati avviene per evaporazione di soluzioni che permeano il sedimento, per lo più in aree caratterizzate da substrati geologici calcarei, in regimi climatici aridi e semiaridi. Nel Tavoliere, pur presentando una certa variabilità a seconda delle condizioni locali, la

crosta si presenta in genere stratificata, laminata e indurita nella parte alta, assumendo l'aspetto di un fitto reticolo di noduli di varie dimensioni nella parte bassa; talvolta lo sviluppo della crosta avviene secondo direttrici subverticali, tanto da conferire all'ammasso roccioso un aspetto colonnare. Localmente si ritrovano noduli o lenti di crosta pulverulenta. Il colore del deposito varia da un grigio molto chiaro, al bianco nelle sue componenti più pure. La porzione arricchita in carbonato di calcio si sviluppa in profondità per alcuni metri. Questi depositi, comuni in Puglia, prendono il nome di crosta pugliese. La formazione, secondo alcuni autori è limitata al Pleistocene superiore, ma è accertato che nel Tavoliere il processo si è ripetuto più volte nel tempo ed ha interessato, con modalità diverse, tutte le litologie. In tutto il Tavoliere gli affioramenti naturali sono rari, per cui non è sempre possibile osservare questo fenomeno lungo esposizioni relativamente ampie, a meno che non ci si trovi presso sbancamenti per costruzioni o tagli stradali. Nel sito in oggetto i caratteri tipici della crosta possono essere esaminati lungo una scarpata artificiale che costeggia una strada secondaria che si diparte verso est dalla Strada Provinciale 66, sul lato opposto rispetto ai ruderi di Montaltino.



Bibliografia essenziale

BONARDI G., D'ARGENIO B., DI NOCERA S., MARSELLA E., PAPPONE G., PERRONE V., PESCATORE T.S., SENATORE M.S., SCROSSO I., CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1992). Carta Geologica dell'Appennino Meridionale. Memorie della Società Geologica Italiana, 41 (1988).

CALDARA M., CAPOLONGO D., DEL GAUDIO V., DE SANTIS V., PENNETTA L., MAIORANO P., SIMONE O., VITALE G. (2011). Foglio 422 Cerignola. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze, 96 pp.

CARNICELLI S., FERRARI G.A., MAGALDI D., BILWILLER G., DI NOCERA S., PALMENTOLA G., PENNETTA L., ZAMPARELLI V. (1989). Les accumulations carbonatées de type ((calerete) dans les sols et formations superficielles d'altie meridionale. Méditerranée, 68(2-3): 51-59.

Longitudine **15,97334** • Latitudine **41,39406** • Cerignola (Fg)



Particolare del canale collettore Foca

Il tratto costiero di San Cataldo, posizionato nella parte bassa dell'Adriatico, costituisce una delle meravigliose aree umide presenti lungo il litorale salentino, protetta nell'entroterra da una folta pineta, attualmente centro turistico molto frequentato e come testimoniano i resti ancora visibili del *porto romano di Adriano*, un sito storicamente privilegiato per l'approdo dal mare, attualmente in parte sommerso e posizionato lungo costa in corrispondenza del centro abitato. Questo contesto costiero era nel passato completamente occupato da un'estesa area umida paludosa formata dall'emergenza in più punti delle acque della falda superficiale ospitata nei depositi calcarenitici e il cui deflusso verso mare era in parte ostacolato dalla presenza di un cordone dunale. Per risanare almeno parte dell'area e renderla fruibile al turismo balneare, nella prima metà del secolo scorso fu realizzato un bacino di bonifica di forma rettangolare nella zona a nord dell'attuale centro abitato, collegato a mare dal lungo canale collettore "Foca", che sfociava a mare, drenando parte delle acque di falda, in corrispondenza di *Torre Veneri*. L'insufficiente dimensionamento del sistema di bonifica, portò successivamente alla realizzazione di un secondo bacino, più esteso, di forma

irregolare e collegato al precedente che attualmente è sede di un piccolo porticciolo. L'azione drenante dei bacini e dei canali comunque, non si è rivelata sufficiente, e l'abbassamento temporaneo del livello della falda superficiale ha provocato fenomeni di subsidenza localizzata che hanno permesso alle acque di riemergere e riprendere gli spazi occupati in precedenza, formando una piccola laguna in perfetta sintonia paesaggistica con la pineta che la protegge e che la rende *habitat* ideale per aironi ed altri uccelli migratori meta di interesse per appassionati naturalisti. La zona necessiterebbe di importanti interventi per limitare i fenomeni di profondo degrado e inquinamento che ne limitano l'eventuale fruizione.



Bibliografia essenziale

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) – Carta geologica delle Murge e del Salento. Mem. Soc. Geol. It., 42, Roma

DE GIORGIO G. (2010). Il ruolo dei fattori fisici, idrogeologici ed antropici nell'equilibrio ambientale dell'area umida protetta "Litorale di Ugento". Tesi di Dottorato in Geomorfologia e dinamica ambientale, XXII ciclo.

Longitudine **18,29671** • Latitudine **40,39599** • Lecce



Panoramica dell'invaso di Torre Bianca

Lungo la fascia orientale del Tavoliere delle Puglie, dove i pianeggianti terreni agricoli cominciano gradualmente a sollevarsi verso il subappennino dauno, è presente una piccola oasi di notevole interesse naturalistico costituita da un invaso artificiale poco esteso, di forma grossomodo circolare, sotteso dalla diga in terra zonata di Torrebianca, che interrompe le ampie distese di terre argillose coltivate a grano e seminativi dell'area. La forte vocazione agricola ed i crescenti fabbisogni idrici del territorio sono stati gli attori principali che hanno condotto alla realizzazione di questo invaso artificiale, le cui acque, accumulate in seguito allo sbarramento del Torrente Celone, vengono utilizzate per soddisfare principalmente i fabbisogni agricoli e industriali dell'area, ma la cui realizzazione ha dato origine ad un'area umida continentale, ideale per lo svernamento e la riproduzione degli animali. In particolare, le sponde, rimaste naturali per buona parte dell'invaso, e la crescita della vegetazione spontanea, hanno attirato una gran quantità di avifauna, costituendo in tal modo un elemento di connessione ecologica per le rotte migratorie. La realizzazione dell'invaso dell'area è stata inoltre resa possibile dalla geologia del luogo, caratterizzata da una spessa coltre di argille grigio-azzurre plio-pleistoceniche,

di permeabilità molto contenuta che impediscono alle acque di infiltrarsi nel sottosuolo ed alimentare la falda idrica del Tavoliere. A tetto di questa formazione, in contatto diretto con le acque dell'invaso, vi è uno strato di spessore limitato e variabile di argilla limosa e sabbiosa, di origine alluvionale, anch'essa quasi impermeabile. Queste unità, a permeabilità estremamente ridotta, rendono possibile la tenuta delle acque dell'invaso. Sulle sponde presenti nella parte meridionale inoltre, si rinviene un intervallo costituito da depositi ghiaiosi generalmente sciolti in matrice sabbioso-limosa o sabbiosoargillosa, a cui sono intercalati conglomerati. L'invaso di Torrebianca quindi, costituisce un interessante esempio di come l'uomo abbia saputo trarre beneficio dai caratteri geologici ed ambientali presenti nell'area, soddisfacendo istanze di carattere sociale connesse alla carenza di risorse idriche e modificando il monotono paesaggio originario con uno di tipo lacustre a forte valenza naturalistica, in cui hanno trovato habitat favorevole numerose specie faunistiche e vegetali, alcune delle quali di interesse comunitario.



Bibliografia essenziale

Quaderni del Consorzio per la Bonifica della Capitanata 1.05 (2004) - Claudio Grenzi Editore.

Longitudine **15,42143** • Latitudine **41,42866** • Lucera (Fg)



Dettaglio del portale di ingresso ancora parzialmente immerso dopo una piena (Foto V. Iurilli per G. De Giorgio)

La galleria Pantano-Mondragone è l'emissario sotterraneo artificiale realizzato all'inizio del sec. XX per prosciugare una zona di ristagno (il Pantano) al fondo di un bacino endoreico situato a sud dell'abitato di Ruvo di Puglia. Attraverso la galleria le acque sono convogliate verso un inghiottitoio carsico situato a nord dell'abitato stesso. Lo stagno si forma in una ristretta porzione della ben più vasta depressione colmata da depositi impermeabili pleistocenici, costituiti da uno strato argilloso di base, spesso circa 20 m nell'area più depressa, e da una sottile copertura di depositi alluvionali più recenti e riporti artificiali. L'area allagabile sarebbe estesa tra i 2 e i 5 ha. Il manufatto consiste in una galleria scavata nell'ammasso calcareo mesozoico con una sezione solo in piccola parte rivestita in conci di pietra calcarea. La sua lunghezza complessiva è circa 1700 metri e corre ad una profondità di 10-15 m dal p.c. con pendenza costante (0,1%). Il suo sbocco è in una cavità naturale (un inghiottitoio carsico), che pertanto risulta accessibile, sia pure per breve tratto. Ulteriori dettagli sono riportati nella scheda (PUCA_99) del *Censimento regionale delle cavità artificiali*. (www.catasto.fspuglia.it). La costruzione fa parte di un progetto di sistemazione dell'area avviato alla fine del sec. XIX; iniziata nel primo dopoguerra, si concluse nel 1929. L'opera assume particola-

re rilievo in quanto singolare nel panorama pugliese e pertanto di grande valore identitario per la comunità locale. Attualmente è in stato di abbandono e necessita di interventi manutentivi al fine di liberare il suo corso da detriti e depositi di terreni che ne restringono la sezione e garantire i deflussi anche in condizioni eccezionali di piena. Tali interventi consentirebbero anche di svilupparne le ottime potenzialità di fruizione ed utilizzo a scopo geognostico e tecnico-scientifico. Oggi la cavità è interessata sporadicamente da deflussi idrici apprezzabili. È quindi ipotizzabile un suo recupero integrale ed utilizzo per indagini dirette (idrogeologiche, geotecniche, ambientali) sulle caratteristiche litologiche, stratigrafiche e geomeccaniche delle rocce in cui è attestata, che sono rocce di fondazione dell'abitato, o anche per l'accesso al sottosuolo urbano con vari fini di monitoraggio (p.es. a seguito di problemi idrogeologici o sismici). Risulta utile quale percorso didattico per progetti di insegnamento sulle peculiarità del sottosuolo pugliese e, con l'esecuzione di opere più significative, per un utilizzo quale spazio attrattivo turistico s.l. dalle molteplici potenzialità (p.es. in una rete di geoturismo).

Bibliografia essenziale

IURILLI V. (2012) - Comune di Ruvo di Puglia. Relazione in: "Studio di fattibilità per il monitoraggio e la messa in sicurezza delle aree urbane a rischio di stabilità statica e vulnerabilità strutturale - Microzonazione di 1° livello dei centri abitati delle province di Bari, Taranto e Barletta-Andria-Trani - Cipe 20/2004"; Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari.

IURILLI V., BERARDI L. (2010) - La galleria di bonifica Pantano-Mondragone a Ruvo di Puglia (BA). Atti del XV Incontro Regionale di Speleologia Pugliese "Spelaion 2010", Bari, 10-12 dicembre 2010, pp. 27-36.

Federazione Speleologica Pugliese - Catasto delle grotte e della cavità artificiali della Puglia, scheda PU_CA_99 su <http://www.catasto.fspuglia.it/>
Società Speleologica Italiana - Catasto Nazionale delle Cavità Artificiali, sito verificato il 10 novembre 2014: <http://catastoartificiali.speleo.it/applications/1.0/>

Longitudine **16,48915** • Latitudine **41,11615** • Ruvo di Puglia (Ba)



Canalizzazioni realizzate nella roccia per il recupero delle acque meteoriche.

Nel territorio di Grottaglie sono presenti diverse decine di cavità artificiali, per lo più attestate entro la Calcarenite di Gravina, create o rielaborate dall'uomo ed adibite ai più svariati usi. In particolare il sito in oggetto è stato individuato come rappresentativo di uno degli utilizzi più importanti ai quali le cavità sotterranee sono state storicamente adibite nel territorio pugliese: lo stoccaggio dell'acqua piovana. È infatti noto come, prima dell'arrivo dell'Acquedotto Pugliese l'approvvigionamento idrico costituiva un problema vitale per la popolazione ed il bestiame, data la scarsità ed esiguità di falde idriche a profondità facilmente raggiungibili e la natura carsica del territorio, che favorisce la rapida infiltrazione delle acque meteoriche o l'allontanamento delle stesse verso mare per mezzo di corsi d'acqua episodici. Il "Cisternone del Fullonese", sito esemplare dei sistemi idrici rupestri quindi, costituisce un esempio notevole, per dimensioni e tecnologie costruttive, di un complesso sistema per la raccolta, il filtraggio e lo stoccaggio delle acque meteoriche che venivano drenate da un ampio bacino, esteso su un pianoro di nuda roccia calcarenitica affiorante e ubicato nella parte sommitale della gravina situata sul versante occidentale dell'abitato. In tale

affioramento è stato intagliato un complesso sistema di canali di drenaggio che confluiscono in diverse cisterne di accumulo e decantazione interconnesse con il Cisternone. Al Cisternone si accede tramite una piccola apertura su una parete di una cavità. Si tratta di un vano interamente scavato nella calcarenite, a meno della copertura in conci di calcarenite, interamente intonacato. Ha base rettangolare e sezione trapezoidale, altezza di circa 8,5 m, larghezza alla base di circa 8,8 m e lunghezza di circa 14 m per un volume utile di circa 490 metri cubi. Il fondo del vano è stato realizzato con una debole inclinazione per favorire la sedimentazione in un'area limitata soggetta a periodica pulizia. In volta, sono presenti tre aperture: una sul lato NE di immissione delle acque provenienti dal complesso idraulico di canali e cisterne prima descritto; una centrale per l'attingimento; l'ultima, sul lato SO, di troppo pieno verso altri sistemi di accumulo o verso l'alveo della gravina. Il sistema è stato una delle maggiori riserve idriche disponibili per la popolazione di Grottaglie fino ai primi del novecento, quando il comune è stato servito dall'Acquedotto Pugliese.



Bibliografia essenziale

MARANGELLA A., PARISE M. (2010). Caratteri geomorfologici e naturalistici delle gravine di Grottaglie. Atti XII Incontro Regionale di Speleologia Pugliese "Spelaion 2007".

MARANÒ P. (2007) - Le cisterne per la raccolta dell'acqua piovana a Grottaglie (Taranto, Puglia). Atti del I Conv. Spel. Cav.Artif., Castellana-Grotte, in Grotte e dintorni, IV, (12),135-151.

Longitudine **17,42776** • Latitudine **40,54084** • Grottaglie (Ta)



L'interno della Cripta

La Cripta di San Salvatore rappresenta il maggiore sito di culto bizantino nel comune di Giurdignano ed uno tra i più significativi del Salento e risale ai secoli VIII-X. Alla cavità si accede dalla sovrastante chiesetta di San Vincenzo Ferreri, del XVIII secolo. Come per la gran parte delle cavità antropiche pugliesi la sua realizzazione è stata resa possibile dalle caratteristiche di lavorabilità e resistenza dei litotipi calcarenitici in cui è stata realizzata, nel caso di specie pliocenici, caratterizzati da tonalità cromatiche tenui, generalmente biancastre e giallo molto chiaro e con una tessitura fine che li rendono visivamente quasi omogenei. La pianta della cavità è all'incirca quadrata con larghezza compresa tra 8,5 e 9 metri e lunghezza simile che, comprese le absidi, arriva ad attestarsi tra i 10 e gli 11 metri. L'ambiente è suddiviso in tre navate e la stabilità della volta è assicurata dalla presenza di quattro pilastri che individuano nove campate quadrate di circa 2,5 metri di lato. Le navate terminano con absidi semicirculari nelle quali sono ubicati gli altari. Alla base dei pilastri e di tutte le pareti perimetrali è stata ricavata una seduta continua. Il soffitto è particolarmente interessante in quanto scolpito in modo tale da riprodurre differenti tipologie di copertura usualmente

ritrovantesi negli edifici di culto: a cupola e a cassettoni. Gli interventi di restauro hanno condotto anche al ritrovamento di numerose sepolture. Di grande rilievo sono anche gli affreschi presenti.



Decorazioni della volta



Bibliografia essenziale

LARGIOLLI T., MARTINIS B., MOZZI G., NARDIN M., ROSSI D., UNGARO S. (1969) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 214 "Gallipoli". Poligrafica & Cartevalori Ercolano (NA).

CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note alla carta geologica della Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41, 449-460.

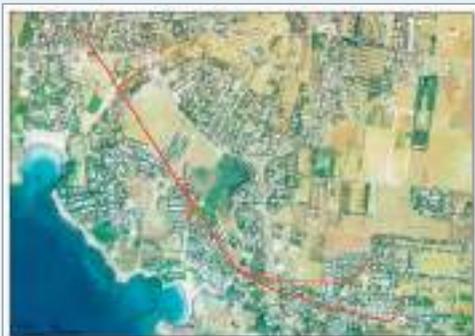
<http://www.iccd.beniculturali.it/>

Longitudine **18,43117** • Latitudine **40,12188** • Giurdignano (Le)



Vista esterna di una cisterna dell'acquedotto (Foto di Cooperativa Polisviluppo Taranto per G. De Giorgio)

L'acquedotto romano di Saturo costituisce una interessante opera di ingegneria idraulica realizzata in epoca romana intorno al I secolo d.C., rappresentando così una delle fonti di approvvigionamento idrico più importanti per la zona meridionale della città di Taranto. Il suo tracciato, il cui tratto iniziale è posizionato in corrispondenza della loc. *San Marco*, sul fianco nord-occidentale della località *Aulone*, si sviluppa per una lunghezza complessiva di 12 km, e risulta articolato in un sistema di gallerie artificiali principali e secondarie scavate prevalentemente nelle calcarenitici pleistoceniche e, subordinatamente, nei calcarei cretacei. Gli ingegneri idraulici romani pensarono di realizzare un acquedotto in questa zona in quanto era presente una situazione idrogeologica idonea all'utilizzo ed al trasporto di acque sotterranee potabili. Le calcareniti affioranti nella zona di origine dell'acquedotto infatti, ospitano una falda superficiale sostenuta alla base dall'unità impermeabile delle argille grigio-azzurre, che impediscono alle acque meteoriche di infiltrarsi negli strati profondi del sottosuolo. Le acque della falda superficiale presente nelle calcareniti quindi, vengono drenate dai canali secondari e convogliate nella zona di raccordo per poi scorrere lungo il tracciato fino alla rete di distri-



buzione dell'antica cittadina. Il collettore principale è caratterizzato da strutture eterogenee lungo il tracciato, in cui si alternano a raccordo delle pareti verticali, volte a botte, volte orizzontali e ad archi tutto sesto, la cui tipologia molto probabilmente è legata alle variabili caratteristiche tessiturali e tecniche delle calcareniti. Lungo il tracciato inoltre, sono presenti ad una distanza media di circa 25 metri, pozzi di ispezione la cui funzione era legata al controllo ed alla manutenzione della galleria e sono segnati in superficie dalla presenza di sfatatoi a torretta realizzati in conci di tufo. In corrispondenza di ogni pozzo, sul piano della galleria, è presente una vasca di decantazione. La percorribilità della galleria risulta alquanto difficoltosa a causa delle ridotte dimensioni e i punti di accesso liberi sono rappresentati dagli sbocchi a mare di alcune gallerie come ad esempio nelle zone di *Gandoli e Saturo*, o da quei pozzi ancora esistenti e non occlusi presenti lungo il tragitto.

Bibliografia essenziale

- BECCHETTI S. (1896). *Sitienses venite ad aquas*. Tip. F.lli Martucci, Taranto.
 BECCHETTI S. (1897). *Antico acquedotto romano delle Acque Ninfali*. Tip. F.lli Martucci, Taranto, 82 pp.
 DELL'AGLIO A. (1987). *Taranto, acquedotto di Corso Italia*. Taras, VII, n.1-2, p.156-157.
 DELL'AGLIO A. (1990). *Leporano (Ta), Gandoli*. Taras, X, n.-2, p.420-421.
 DE MARCO M., GUASTELLA P., MARANGELLA A., PARISE M. (2008). *L'antico acquedotto romano del Saturo - Leporano (Taranto, Puglia)*. Atti VI Convegno Nazionale di Speleologia in Cavità Artificiali - Napoli, 30 maggio - 2 giugno 2008 *Opera Ipogea* 1/2 - pp. 107-116.

Longitudine **17,30808** • Latitudine **40,37683** • Leporano (Ta)



Particolare dell'ingresso del frantoio ipogeo (Foto A. Fiore per G. De Giorgio)

Il frantoio ipogeo "Mulino a Vento" è posizionato poco fuori dal centro abitato, nella parte a sud-est di Uggiano La Chiesa, sull'antica direttrice che congiungeva il paese di Cerfignano ad Otranto. Si narra che il movimento delle pietre molari del frantoio, oltre che dalla forza dell'asino, fosse coadiuvato da un sistema di pale che sfruttavano la forza del vento. Si tratta di un frantoio ipogeo del tipo "a grotta", la cui data di costruzione, 1688, è stata rinvenuta nel corso dei lavori di restauro su una trave di pietra leccese. Interamente scavato nelle rocce calcarenitiche, la sua realizzazione è stata resa possibile dalle caratteristiche di lavorabilità e resistenza dei litotipi in cui è stato ricavato, caratterizzati da una tessitura fine che li rende visivamente quasi omogenei e, soprattutto, facili da scavare e modellare. La lavorabilità della pietra infatti, unita all'esigenza di avere temperature costanti e tiepide all'interno dell'ambiente di lavorazione, per agevolare i processi di produzione, permetteva di contenere i costi di realizzazione. Non essendo necessaria la presenza di operai specializzati per l'edificazione, venivano risparmiati i costi per il trasporto e la messa in opera di materiale edilizio e, data la natura carsica del sottosuolo, le cavità presenti permettevano un agevole smal-

timento dei residui della produzione olearia. Il frantoio è del tipo articolato, con planimetria irregolare, caratterizzata da un ampio spazio circolare centrale, attorno al quale si sviluppano i diversi ambienti. Nella parte centrale, a cui si accede attraverso una rampa di scale presente nella zona ovest, vi è la "pietra te trappitu" un blocco di pietra dura di "Soletto" o "Surbo", a forma cilindrica, che veniva usata verticalmente sulla pista circolare ricavata nella vasca di frantumazione e che serviva allo schiacciamento delle olive. Nella zona settentrionale invece, un'ampia stanza di forma grossomodo rettangolare era la sede del torchio, di cui sono ancora visibili i plinti di appoggio, ed il luogo di riposo del Nachiro (capo dei trappitari). Nella zona meridionale ed orientale infine, una serie di piccole stanza erano adibite probabilmente allo stoccaggio del materiale. Il Frantoio ipogeo di Uggiano La Chiesa, oltre che interessante testimonianza storica dell'uso della pietra locale da parte dell'uomo, rappresenta un'interessante testimonianza di archeologia industriale salentina ed un sito di memoria storica della comunità locale.



Bibliografia essenziale

- LARGIOLLI T., MARTINIS B., MOZZI G., NARDIN M., ROSSI D., UNGARO S. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 214 "Gallipoli"*. Poligrafica & Cartevalori Ercolano (NA).
 CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - *Note alla carta geologica della Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 449-460.

Longitudine **18,45938** • Latitudine **40,09582** • Uggiano la Chiesa (Le)



Vista dall'alto del Frantoio Cicca
(Foto Federazione Speleologica Pugliese per G. De Giorgio)



Frantoio Francescani Neri
(Foto Federazione Speleologica Pugliese per G. De Giorgio)

La via dei Frantoi Ipogei di Specchia rappresenta un suggestivo percorso ideale che collega i quattro frantoi ipogei più rappresentativi presenti nel centro abitato di Specchia: Scupola, Cicca, Perrone e Francescani Neri. I quattro frantoi ipogei sono posizionati nella zona immediatamente adiacente al nucleo storico del centro abitato, partendo dall'ex Convento dei Francescani Neri di via Perrone e proseguendo per via Principe Orsini, via Cicca ed infine via Garibaldi. Si tratta di frantoi ipogei del tipo "a grotta", interamente scavati nelle rocce calcarenitiche presenti nel sottosuolo. La presenza di tale tipo di litologia, con le relative caratteristiche tecniche, ha rivestito un ruolo di estrema importanza per lo sviluppo di questo tipo di economia in quanto la loro natura essenzialmente carsica, la facile lavorabilità e la loro resistenza permetteva di contenere i costi di realizzazione ed assicurava quelle temperature miti e costanti necessarie ad ottimizzare ed assicurare il processo produttivo dell'olio. Data la natura carsica

del sottosuolo, inoltre, le cavità presenti permettevano un agevole smaltimento dei residui di produzione. Dei quattro Frantoi presenti, comunque, il più rappresentativo è sicuramente quello ubicato in via Garibaldi, il frantoio Scupola, realizzato nel XV secolo, a cui si accede attraverso una piccola rampa di scale che permette di raggiungere la zona centrale, sede della macina che serviva per la frantumazione delle olive. Il frantoio inoltre, è composto da altri ambienti quali la stanza dei torchi, i depositi per le olive ed i ricoveri per gli animali. I Frantoi di Specchia quindi, oltre che interessante testimonianza storica dell'uso della pietra locale da parte dell'uomo, costituiscono un interessante esempio di archeologia industriale e rappresentano la testimonianza della vita sociale della popolazione salentina nel corso del periodo storico tra il XV ed il XIX secolo, quando la produzione dell'olio ricopriva un ruolo di primaria importanza per l'economia cittadina.

Bibliografia essenziale

MARTINIS B. (1970) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 223 "Capo Santa Maria di Leuca". Poligrafica & Cartevalori Ercolano (NA).

Carta Geologica d'Italia. Progetto CARG 1:50.000 - Foglio 536 "Ugento".

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - Note alla carta geologica della Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41, 449-460.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, schede PU_CA_840, 841, 842, 843 su www.catasto.fspuglia.it

<http://www.salento.com/>

Longitudine **18,30027** • Latitudine **39,94140** • Specchia (Le)



Formale di San Leonardo
(Foto Federazione Speleologica Pugliese per G. De Giorgio)

L'Acquedotto di Gallipoli è poco noto e si hanno scarse notizie sul suo sviluppo planimetrico e sulla sua estensione, ma dal punto di vista geologico assumono rilievo alcune opere di captazione tuttora visibili che, seppure non siano correlabili con assoluta certezza ad una rete acquedottistica, permettono di indagare le condizioni geologiche che hanno consentito nelle epoche passate alla Città di Gallipoli di disporre di una importante fonte idrica. Tali condizioni geologiche sono da ricondurre alla presenza di un livello argilloso-marnoso alla base delle sabbie e calcareniti della Formazione di Gallipoli, ad una profondità massima di 12 m dal p.c., che consente la presenza di una falda idrica ad una profondità facilmente raggiungibile con pozzi a scavo. Le cavità artificiali in territorio di Gallipoli, censite nel catasto della Regione Puglia al n. 163 (Formale delle Fontanelle) e al n. 164 (Formale di San Leonardo), sono con ragionevole probabilità due punti di presa che recapitavano l'acqua della falda superficiale nell'Acquedotto. Da quanto riportato nel catasto delle cavità artificiali si rileva che nella toponomastica del territorio di Gallipoli il nome "formale" indica una cavità realizzata dall'uomo per raggiungere un livello argilloso con lo scopo di emungere le acque meteoriche che si accumulano nei terreni porosi al di sopra di tale strato. Le cavità hanno l'aspetto di gallerie suborizzontali che si attestano al di sopra dello strato impermeabile per drenare ed accumulare le acque di falda. Dal Formale delle Fontanelle ancora oggi viene prelevata acqua a mezzo di pompe per usi agricoli. Il Formale di San Leonardo presenta una volta a botte di copertura della cavità di periodo ottocentesco. Le strutture decorative ivi presenti inducono a supporre che il "formale" venisse usato anche come luogo di refrigerio durante i periodi più caldi dell'anno. La rilevanza del ruolo delle disponibilità idriche che hanno nella storia contribuito alla prosperità di una città come Gallipoli, oltre che la possibilità di individuare punti di monitoraggio della qualità delle acque della falda superficiale in relazione alla pressione antropica, rendono auspicabili approfondimenti di indagine e la raccolta e sistematizzazione delle informazioni storiche e geologiche oggi disperse relativamente alle opere acquedottistiche nell'area.

Bibliografia essenziale

GERMANI C., GALEAZZI C., PARISE M., SAMMARCO M. (2009) - La carta degli antichi acquedotti sotterranei: stato dell'arte e prospettive future 01/2009; In proceeding of: Convegno "Acque interne in Italia: uomo e natura", Volume: Atti Convegni Lincei, vol. 250

GERMANI C., GALEAZZI C., PARISE M., SAMMARCO M. (2007) - Gli antichi acquedotti sotterranei: esempi di uso sostenibile delle risorse idriche Atti convegno "la crisi dei sistemi idrici: approvvigionamento agro-industriale e Civile" Accademia dei Lincei, Roma, 22 marzo 2007.

PARISE M. (a cura di), (2007) - Opera Ipogea, anno 9, n. 1, 17-68.

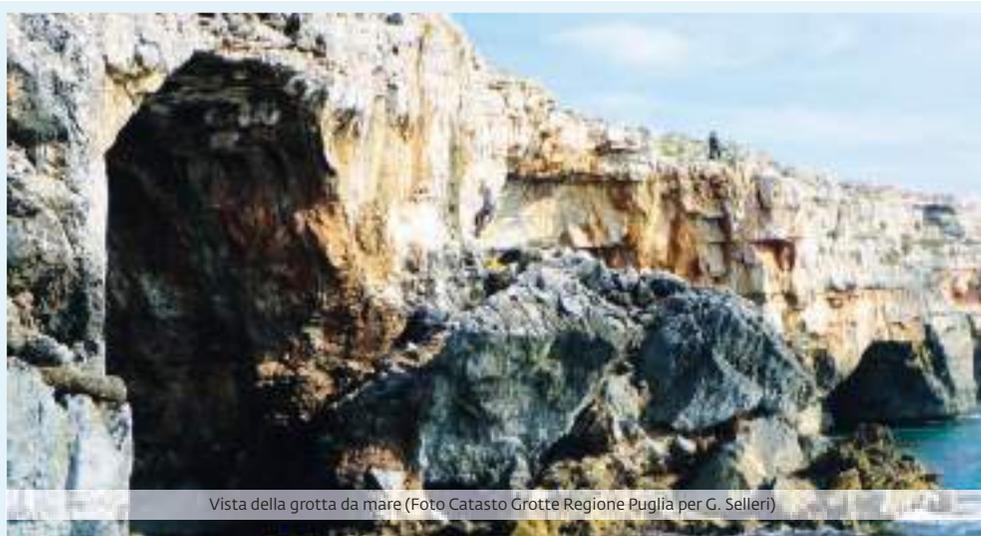
AA.VV. Servizio geologico d'Italia. Note illustrative della carta geologica d'Italia, foglio 214, Gallipoli; Ercolano, 1969, p. 57

<http://storia.camera.it/regno/lavori/leg27/sedo24.pdf>

<http://www.oocities.org/it/eliopindinelli/fontana.htm>

Longitudine **17,99587** • Latitudine **40,06200** • Gallipoli (Le)





Vista della grotta da mare (Foto Catasto Grotte Regione Puglia per G. Selleri)

La cavità si apre in corrispondenza della linea di costa, su una falesia a picco sul mare, scavata nei calcari micritici del Cretaceo superiore ed adiacente alla Grotta delle 3 Porte. Si tratta di un'ampia caverna, in parte riempita da una successione di depositi clastici e chimici. Questa, in gran parte rappresentata da depositi cementati, è costituita inferiormente da una spiaggia ciottolosa su cui poggia uno spesso livello di breccie matrici sostenuto cui si intercalano diversi livelli di speleotemi. La parte superiore è rappresentata da un deposito di versante brunoastro e da sabbie-limose rossastre contenenti reperti di epoca storica (X secolo d.C.). La successione descritta poggia su una superficie di abrasione marina posta a circa 2 m di quota delimitata verso mare da una bassa falesia attuale dove il moto ondoso ha scavato un ampio ambiente, sottostante alla grotta vera e propria, occupato da una spiaggia ciottolosa molto grossolana. La successione di Grotta dei Giganti, pur del tutto simile a quella della vicina Grotta del Diavolo (cfr CGPo348), studiata in dettaglio grazie anche attraverso diverse determinazioni di età assoluta sugli speleotemi, non è stata oggetto di studi di dettaglio. Il valore geologico di questa cavità è dunque essenzialmente testimoniale dato che essa è uno dei

primissimi siti dove è stata riconosciuta la presenza dei depositi con mammalofauna; la prima segnalazione scritta delle "ossa" di grandi dimensioni presenti in questa grotta si deve, infatti, all'abate Pirreca nel 1643 e proprio alla presenza di queste "ossa" si deve il nome stesso della grotta che era ritenuta, in antichità, il luogo dove erano seppelliti i giganti uccisi da Ercole libico. Nella grotta sono stati raccolti reperti riferibili all'uomo di Neanderthal ed al X secolo d.C. Questa grotta è un evidente esempio delle "grotte costiere", che caratterizzano il paesaggio fisico del tratto di costa compreso tra Capo San Gregorio e Capo d'Otranto. Si tratta di cavità, per la gran parte di modesto sviluppo, i cui ingressi si aprono sul livello del mare oppure poco al di sopra o immediatamente al di sotto di esso. Queste grotte, per i particolari e suggestivi scenari offerti dai loro ambienti interni e/o per gli ampi e maestosi portali che le caratterizzano, e quindi per l'evidente impatto paesaggistico, sono anche meta di numerose visite organizzate e, stagionalmente, sono visitate da migliaia di turisti e bagnanti. Diverse di esse rappresentano anche delle significative emergenze di carattere geomorfologico-stratigrafico, paleontologico e paleontologico.

Bibliografia essenziale

AA.VV. (1993) - Guida Turistico Culturale del Capo di Leuca - Regione Puglia - Assessorato P.I. C.R.S.E.C. LE/47 Tricase. Edizioni Laborgraf Tricase 1993.

CENTENARO E., IANNONE A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SELLERI G. (2003) - The coast of Southern Salento - Field trip guide International Geological Correlation Programme Project No. 437 Coastal Environmental Change During Sea-Level Highstands: A Global Synthesis with implications for management of future coastal change. Puglia 2003 Otranto-Taranto (southern Italy) 22-28 september 2003.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_121 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **18,33690** • Latitudine **39,79605** •
Castrignano del Capo (Le)



Aspetto del concrezionamento interno

L'ingresso della grotta si apre in corrispondenza di un ampio ripiano, poco lontano dal Vallone Settepenne. All'ambiente ipogeo si accede da un modesto sprofondamento che dà accesso ad una condotta inclinata che sbuca in un piccolo vano. Da qui parte un pozzo profondo 5 m alla cui base si trova una breve galleria in pendenza da cui si accede ad una maestosa caverna lunga 70 m, larga fino a 15 m ed alta mediamente 6 - 7 m. Questo ampio ambiente è caratterizzato dalla presenza di diversi gruppi stalagmitici (peculiarità che ha ispirato il nome della grotta) ed, in generale, da un diffuso e tipologicamente variegato concrezionamento che crea una scenografia originalissima, conferendo alla

cavità un elevato valore estetico e paesaggistico. Per queste caratteristiche la Grotta dei Pilastri è un sito unico sotto l'aspetto paesaggistico nel quadro del patrimonio speleologico dell'area garganica. La cavità ha anche un secondo ingresso a pozzo (profondo 9 m); la condotta che parte alla base del pozzo e si innesta nella caverna descritta, tuttavia, a metà del suo percorso è parzialmente ostruita da detrito e quindi non percorribile. La Grotta dei Pilastri, probabilmente, rappresenta un unico sistema con la vicinissima e più famosa Grotta Paglicci.



Bibliografia essenziale

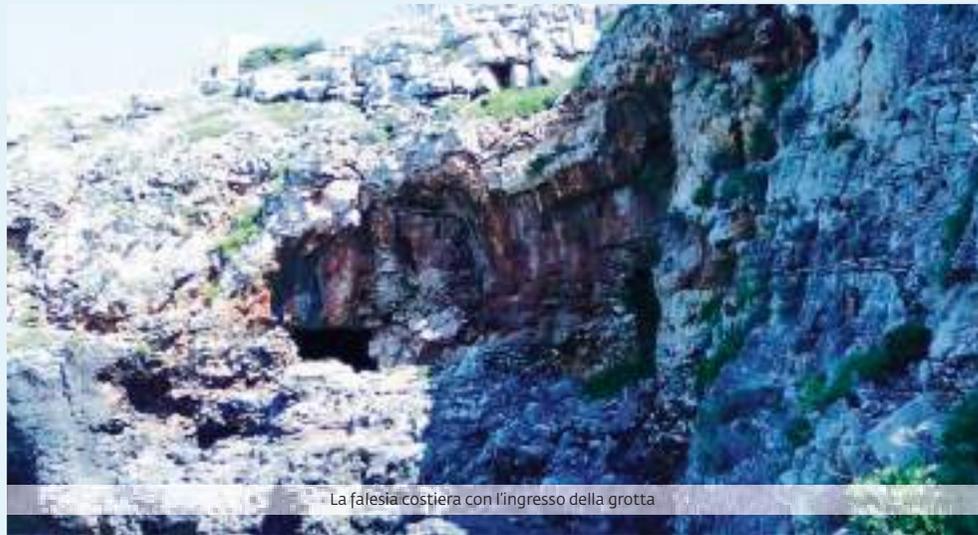
FUSILLI C. (2002) - Le Grotte del Gargano. Guida alle principali cavità del parco. Edizioni del Parco. pp. 207

FUSILLI C., GIULIANI P. (1990) - Guida alla speleologia del Gargano. Leone Editrice, Foggia, 230 pp.

OROFINO F. (1966) - Attività 1966. Grotte di Castellana. Istituto Italiano di Speleologia. Atti Soc. Spel. Ital. pp. 48-51.

OROFINO F. (1970) - Attività dell'Unione Speleologica Pugliese. Rassegna Speleologica Italiana, 22(1-4), pp. 103-105.

Longitudine **15,61610** • Latitudine **41,65414** • Rignano Garganico (Fg)



La falesia costiera con l'ingresso della grotta

La Grotta del Drago si apre nel territorio del comune di Castrignano del Capo lungo la costa rocciosa alta che segna questa parte del Salento. Essa, accessibile da mare e da terra con progressione in corda, si apre lungo una ripida fenditura definita da discontinuità stratigrafiche e strutturali; la cavità rappresenta un *unicum* morfologico sotto il profilo paesaggistico per le sue grandi dimensioni (circa 80 m x 60 m) e la geometria perfettamente a cupola fortemente ribassata, che contraddistinguono il suo ambiente ipogeo. Altro elemento di forte impatto scenografico e paesaggistico è rappresentato dalle forme singolari, zoomorfe, che hanno assunto per effetto del modellamento marino i depositi clastici e chimici presenti all'interno della cavità, originatisi senza dubbio, in un contesto speleogenetico e geomorfologico del tutto differente da quello in cui è attualmente inserita la grotta. La Grotta del Drago si sviluppa in calcari micritici del Cretaceo superiore. Al suo interno sono conservati lembi di una successione sedimentaria marino-continentale che, in analogia a quanto riscontrabile nelle altre cavità limitrofe, è riferibile al Pleistocene medio e superiore. Sono assenti studi di dettaglio che sottolineino il valore scientifico di tale grande cavità.



L'interno della grotta

**Bibliografia essenziale**

AA.VV. (1993) - Guida Turistico Culturale del Capo di Leuca - Regione Puglia - Assessorato P.I. C.R.S.E.C. LE/47 Tricase. Edizioni Laborgraf Tricase 1993.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_123 su www.catasto.fspuglia.it

TASSELLI L. (1693) - Antichità di Leuca

Longitudine **18,33100** • Latitudine **39,80082** •
Castrignano del Capo (Le)



Il portale di ingresso

Le grotte costiere rappresentano uno degli elementi che caratterizzano il paesaggio fisico del tratto costiero del Salento compreso tra Capo San Gregorio e Capo d'Otranto. Si tratta di cavità, per la gran parte di modesto sviluppo, i cui ingressi si aprono sul livello del mare oppure poco al di sopra o immediatamente al di sotto di questo. Queste grotte, per i particolari e suggestivi scenari offerti dai loro ambienti interni e/o per gli ampi e maestosi portali che le caratterizzano e quindi per l'alto valore paesaggistico che esprimono, sono la meta di numerose visite organizzate e, stagionalmente, sono visitate da migliaia di turisti e bagnanti. Alcune di esse, inoltre, rappresentano anche delle significative emergenze di carattere idrogeologico, geomorfologico-stratigrafico, paleontologico e palenologico. Nel quadro sopra descritto la Grotta delle Vore a Gagliano del Capo rappresenta un *unicum* sotto il profilo paesaggistico per le grandi dimensioni e la geometria "a duomo" che contraddistinguono questo ambiente costiero ipogeo. Altro elemento di forte impatto scenografico e paesaggistico è rappresentato dalla presenza sulla volta di un ampio lucernaio di crollo da cui penetra un fascio luminoso che accende di colori e sfumature singolari sia la superficie marina,

che il fondale e le pareti rocciose della grotta. La Grotta delle Vore è impostata lungo una evidente lineazione tettonica e si sviluppa in calcari massicci dell'Oligocene superiore.



Un aspetto interno della grotta

**Bibliografia essenziale**

AA.VV. (1993) - Guida Turistico Culturale del Capo di Leuca - Regione Puglia - Assessorato P.I. C.R.S.E.C. LE/47 Tricase. Edizioni Laborgraf Tricase 1993.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_136, www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **18,38022** • Latitudine **39,80723** • Gagliano del Capo (Le)



Specchio d'acqua interno

La cavità si apre sul mare con un maestoso portale alto oltre 30 m. Essa ha uno sviluppo rettilineo ed è orientata in direzione NO-SE. Per lunghezza e vastità degli ambienti, rappresenta la principale grotta della costa compresa tra gli abitati di Santa Maria di Leuca e Tricase. Tutti gli ambienti della grotta hanno una geometria e una forma determinate soprattutto dai fenomeni di crollo che interessano la volta; solo negli ambienti laterali, cui si accede dall'interno della frana che occupa l'intera grotta sono ancora esposte le tipiche forme legate al processo carsico, connesse sia alla dissoluzione della roccia che alla precipitazione chimica a definire morfosequenze molto significative. La prima ampia caverna, parzialmente invasa dal mare presenta alla sommità un lucernaio da crollo che costituisce un secondo ingresso alla grotta, accessibile direttamente dalla scarpata costiera (un terzo ingresso, subacqueo, permette di accedere direttamente alla parte più interna della prima caverna che ospita un ampio laghetto). Così, il primo ambiente è occupato da una imponente frana composta da blocchi di dimensioni ciclopiche alla cui sommità parte un'ampia galleria che porta nel cosiddetto "salone dei Pipistrelli". Questo è una vasta sala da crollo dove vive una nutrita colonia

di Chiroteri, il cui pavimento è integralmente ricoperto da uno spesso deposito di guano. Dalla galleria interna, in diversi punti, attraverso passaggi più o meno angusti, è possibile penetrare nel corpo di frana sopra descritto ed accedere ad ulteriori ampi ambienti fino anche a coprire interamente il dislivello per giungere a livello mare in corrispondenza di alcuni piccoli specchi di acqua salmastra. Nella Grotta Grande del Ciolo è possibile quindi osservare come nella morfogenesi di una cavità carsica i processi meccanici possano prendere il sopravvento su quelli chimici. Vi sono conservate diverse e diffuse tracce di frequentazione umana in epoca preistorica.

Bibliografia essenziale

BUX M., SCILLITANI G., SCALERA LIACI L. (2007) - I chiroteri. In: AA.VV. Grotte e carsismo in Puglia. Ed. Federazione Speleologica Pugliese /Regione Puglia-Assessorato all'ecologia, p. 173-176.

FUSCO V. (1963) - Insiediamento neolitico nella Grotta Grande di Ciolo (Salento). Atti 7a Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost., Firenze, 2-3 febbraio 1963, p. 97-102.

GIANGRECO A., GIANGRECO G. (1973) - Campagna di ricerca speleologica nella zona del Ciolo, Gagliano del Capo (Lecce). La Zagaglia, n. 59, settembre 1973, p. 100-104.

MUCEDDA M., VADACCA M., CICCARESE N. (2003) - Osservazioni sui chiroteri di alcune grotte costiere del Salento sud-orientale (Lecce). In: Belmonte G. (a cura di), Atti del 2 Incontro di Studi Il Carsismo nell'area Mediterranea, Castro Marina, 14-16 settembre 2001, Thalassia Salentina, suppl. n. 26, p. 237-240.

ONORATO R., DENITTO F., BELMONTE G. (1999) - Le grotte marine del Salento: classificazione, localizzazione e descrizione. Thalassia Salentina, vol. 23, p. 67-116.

Longitudine **18,38519** • Latitudine **39,83771** • Gagliano del Capo (Le)



Aspetto del concrezionamento interno

La cavità si apre in corrispondenza di un vasto pianoro carsico denominato per l'appunto Pian della Macina. L'accesso, protetto da una inferriata, è costituito da una comoda scalinata realizzata negli anni '80 del secolo scorso quando il Comune di Sannicandro Garganico avviò una serie di interventi (tra cui anche la strada che porta alla grotta ed il parcheggio) per favorire il turismo attraverso la fruizione della cavità. Dalla scalinata si accede in un'ampia galleria suborizzontale che si presenta divisa in due, in senso longitudinale, per tutto il suo sviluppo da un complesso di speleotemi. La galleria, dopo 30 metri, si immette in un'ampia caverna nella quale si manifesta un diffuso ed imponente concrezionamento. Le forme del complesso di concrezioni danno un suggestivo effetto visivo che ricorda una "foresta pietrificata" dominata da una imponente colonna alta 12 m. Dappertutto, lungo le pareti e nella sala si possono ammirare maestosi complessi stalatto-stalagmitici. Si segnala nell'ultima parte della cavità la presenza di numerose *elictiti* o "eccentriche" e diffuse infiorescenze di grossi cristalli di calcite.



Aspetto del concrezionamento interno



Bibliografia essenziale

FUSILLI C., GIULIANI P. (1990) - Guida alla speleologia del Gargano. Leone Editrice, Foggia, 230 pp.

FUSILLI C. (2007) - Area garganica. In: Le grotte e il carsismo in Puglia, ed. Regione Puglia Assessorato all'Ecologia, Federazione Speleologica Pugliese, 129-136 (<http://www.fspuglia.it/publicazioni.htm>).

GRUPPO SPELEOLOGICO DEL GARGANO (1983) - Grotta di Pian della Macina. Visita didattica guidata. Grafisud Leone, Foggia, p. 1-8.

OROFINO F. (1968) - Sannicandro Garganico e le sue grotte. L'Alabastro, Castellana-Grotte, anno IV, n. 3, p. 6-7 e 15.

PAGLIANI A. (1972) - Note sul fenomeno carsico nel comune di Sannicandro Garganico. Il Grottesco, anno XXV, n. 26, ottobre 1971 - gennaio 1972, p. 5-30.

Longitudine **15,59676** • Latitudine **41,85681** • San Nicandro Garganico (Fg)



L'interno della PU_1577, una delle cavità più estese del sistema

Le Grotte di Poggiardo rappresentano uno dei più interessanti ed estesi fenomeni carsici ipogei della Puglia meridionale. Si tratta di un complesso di diverse cavità che, al momento, gli speleologi non sono ancora riusciti a collegare tra loro ma che, sulla base dei rilievi topografici prodotti dagli stessi speleologi, rappresentano evidentemente un unico sistema sviluppato per centinaia di metri. Il sistema si sviluppa sul fianco della Serra di Poggiardo, in seno a calcari micritici biancastri del Cretaceo superiore. Gli ingressi delle grotte si aprono in un contesto ambientale di valore paesaggistico, floristico e faunistico per la presenza della omonima Pineta di Poggiardo o di Mari Rossi, in prevalenza lungo piccoli fronti di cava riferibili ad una attività di coltivazione superficiale e molto diffusa, precedente alla piantumazione della pineta Mari Rossi. Questa attività estrattiva ha prodotto la frammentazione in più tronconi delle parti superficiali del complesso carsico ed ha creato i numerosi ingressi artificiali da cui è possibile accedere alle grotte. Il complesso carsico "Grotte di Poggiardo", nel panorama speleologico salentino, occupa un posto di rilievo sia per l'altissimo valore estetico e per l'unicità degli ambienti ipogei che lo compongono, completamente rivestiti da speleotemi, sia per l'abbondante fauna

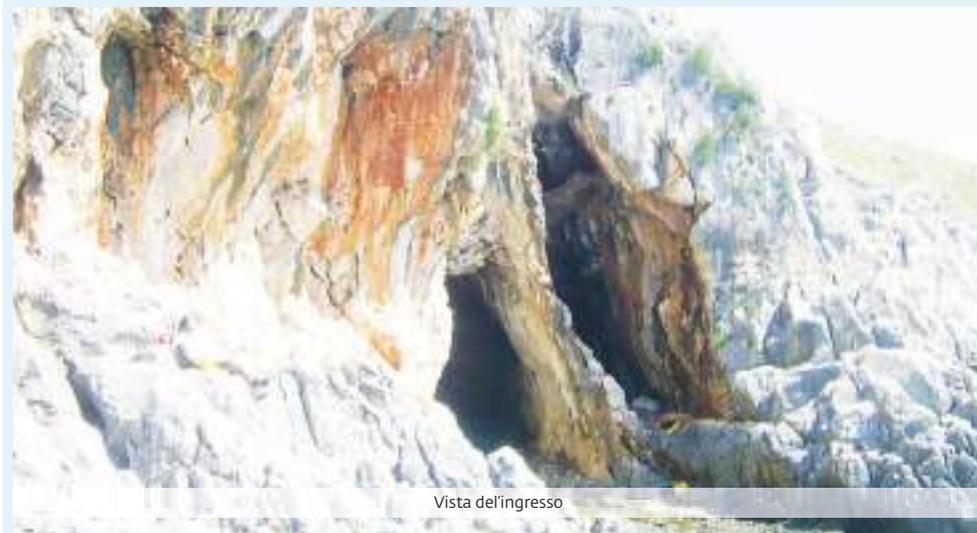
troglobia che vive in questi spazi sotterranei, sia per la presenza nelle successioni sedimentarie conservate all'interno di alcune cavità, di varie "tracce" delle principali trasformazioni ambientali che hanno interessato il Salento tra il Pleistocene medio e l'Olocene e delle popolazioni umane che hanno abitato questi territori. In seno a questi riempimenti sono presenti, infatti, livelli contraddistinti dalla presenza di reperti paleontologici e paleontologici. Nella parte più superficiale del deposito che riempie parzialmente la Grotta di San Silvestro PU_1547), ad esempio, sono stati individuati numerosi frammenti fittili, uno strumento in quarzite classificato come ritoccoatoio, una conchiglia forata usata come pendaglio ed una mandibola umana riferiti al Neolitico. Nella grotta Mari Rossi (PU_9012 - numero provvisorio) invece è presente un ricco deposito paleontologico; una prima superficiale analisi condotta all'epoca della prima esplorazione della cavità, ha permesso di riconoscere la presenza di bovini, cinghiale, tartaruga, iena, cavallo, otarda, lince, lupo e molti altri mammiferi che, durante il Pleistocene superiore, popolavano il Salento. In conclusione si segnala l'affioramento in diverse parti del sistema carsico di calcari a Rudiste. In corrispondenza di questi affioramenti, frequentemente, il processo di dissoluzione carsica ha messo in rilievo i "gusci" dei lamellibranchi che emergono dalle pareti di roccia come coni di dimensioni centimetriche.

Bibliografia essenziale

GIULIANI P. (2000) - Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici. 72 pp.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, schede PU_954, 1574, 1575, 1577, 9006, www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **18,38999** • Latitudine **40,06779** • Poggiardo (Le)



Vista dell'ingresso

La grotta si trova lungo la costa salentina compresa tra Capo San Gregorio e Capo d'Otranto. Si tratta in generale di un ambiente che conserva e mostra diverse testimonianze dell'evoluzione geologica della regione; tra queste, successioni stratigrafiche più o meno complesse, riferibili all'ultima parte del Quaternario, caratterizzate dalla intercalazione tra depositi di ambiente marino o di transizione e depositi continentali. Questi corpi sedimentari generalmente poggiano su una superficie modellata dal mare (*piattaforma di abrasione*) e comprendono depositi di spiaggia, depositi di versante, con intercalati speleotemi e spiagge fossili. Alla successione stratigrafica della Grotta delle Striare non è ancora stato dedicato uno studio dettagliato; essa, tuttavia, è comunque ben nota nel panorama scientifico poiché rappresenta una delle più antiche segnalazioni. Il valore geologico di questa cavità è dunque essenzialmente testimoniale. La sequenza di Grotta delle Striare è del tutto correlabile con quella della più nota Grotta Romanelli; essa poggia su una piattaforma di abrasione posta a 2 m s.l.m., contrassegnata da "potholes" (vaschette formatesi per corrosione della roccia da parte delle acque) ed è rappresentata (dal basso verso l'alto) da un sottile deposito di

spiaggia ricoperto da sabbie e breccie matrice-sostenute rossastre potenti circa 4 metri con abbondanti resti di mammalofauna di clima caldo. La successione è chiusa superiormente da breccie brunastre con fauna continentale di ambiente freddo e temperato. La grotta si sviluppa in calcari bioclastici dell'Oligocene superiore e si caratterizza sotto l'aspetto estetico e paesaggistico rispetto alle altre cavità costiere per la singolarità rappresentata dal suo portale di ingresso che è suddiviso in due grandi aperture di forma sub triangolare da un pilastro roccioso centrale inclinato.

Bibliografia essenziale

BLANC G.A. (1958) - La grotte Romanelli. Les grottes thermales de S. Cesarea. Actes II Congr. In. Spéléologie (Bari - Lecce - Salerno 5 - 12 ottobre 1958) p. 35-49.

CIGNA A., ORLANDI G. (1956) - La Grotta delle Striare, Caverna ossifera della costa ionica (Lecce). Le Grotte d'Italia, s. 3, 1, 287-291.

CENTENARO E., GIANFREDA F., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SELLERI G. (2002) - Pleistocene relative sea level changes and morphological evolution of Otranto-Castro coastal area (Puglia, Italy). In Mastronuzzi G., Sansò P. (eds). Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution. Atti Workshop MACRiValiMa Ostuni, 30-31 maggio 2002, G2S Coast, Research Publication, 1, 59-62.

GRAZIOSI P. (1973) - L'arte preistorica in Italia, Firenze, 1973.

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). Geomorphology.

Longitudine **18,43574** • Latitudine **40,02483** • Santa Cesarea Terme (Le)

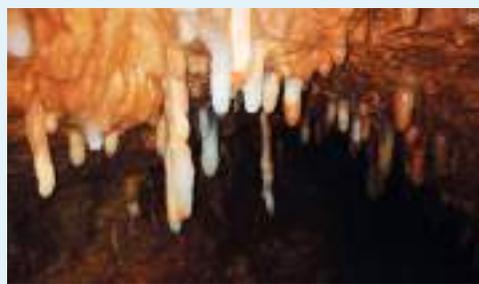




Un pozzo interno

La cavità rappresenta il principale inghiottitoio visibile del Canale di Pirro (scheda CGPo145) e si apre sul fondo piatto di questa ampia depressione strutturale. È stato totalmente esplorato in tempo recenti, ma ancora mancano studi nelle sue componenti geologiche e geomorfologiche. L'inghiottitoio, dopo un accesso attraverso un pozzo di due m, è molto articolato, con importanti salti di quota; esso ha uno sviluppo rettilineo suborizzontale, con ambienti ipogei anche di grandi dimensioni, che assume una classica geometria a "canyon", stretto fino a solo pochi decimetri ed alto fino ad alcune decine di metri, ed a "galleria". Nel tratto finale il canyon ipogeo si approfondisce rapidamente di circa 130 m fino alla piezometrica della falda di base (posta a circa 260 m di profondità), materializzata da un ampio e cristallino laghetto, esplorato dagli speleosub fino a circa 320 m di profondità. I depositi interni sono rappresentati da sedimenti di tipo fluviale e di *debris-flow*. Nelle zone attualmente non percorse dall'acqua si rinvenivano invece importanti corpi di frana ricoperti da speleotemi (prevalentemente da gocciolamento) di grande bellezza. L'inghiottitoio Rotolo si è rivelato fin dal momento della sua prima esplorazione di estremo interesse speleologico e scientifico. Questa cavità rappresenta, infatti, oltre che una

eccezionale esposizione naturale della successione cretacea delle Murge basse anche e soprattutto una "finestra naturale" aperta sulla falda profonda, la principale risorsa idrica della Regione, e costituisce quindi un luogo unico per lo studio ed il monitoraggio della falda carsica e delle complesse relazioni esistenti tra questo corpo idrico ed i fenomeni naturali ed antropici che avvengono in superficie e partecipano al locale ciclo idrogeologico.



Ambienti concrezionati ad di sopra della seconda ed ultima successione di pozzi interni



Bibliografia essenziale

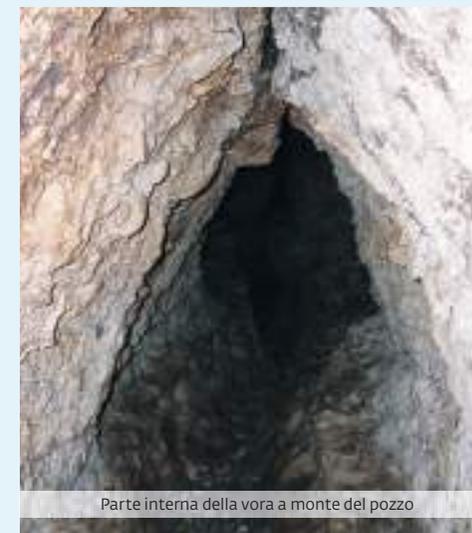
GIULIANI P. (2000) – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici. 72 pp.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_355 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **17,25444** • Latitudine **40,82557** • Monopoli (Ba)



L'imbocco dell'inghiottitoio al fondo della dolina alluvionale



Parte interna della vora a monte del pozzo

Il termine dialettale salentino vora, sinonimo di ávuso, áusu, óra, ória, vòuru, capuientu, etc., viene utilizzato per indicare una depressione carsica o una cavità, in genere a sviluppo verticale, nella quale possono confluire le acque superficiali. In questa accezione la vora è un inghiottitoio carsico, in linguaggio scientifico *sink* o *sinkhole*, cioè un varco che si sviluppa sulla superficie topografica attraverso cui le acque superficiali penetrano in profondità e vanno ad alimentare le falde idriche sotterranee. Le principali vore del Salento rappresentano il recapito finale di reticoli endoreici più o meno sviluppati i cui bacini idrografici si estendono su aree vaste decine di chilometri quadrati. Da un punto di vista genetico questi inghiottitoi sono classificabili come doline di ricarica puntuale, doline alluvionali (*cover sinkholes*), doline da crollo (*cave-collapse sinkholes*) e doline di soluzione normale. La depressione di accesso alla Vora Bosco è una dolina alluvionale allungata in direzione E-W che ha l'aspetto di una lunga e stretta fenditura profonda 5 – 6 m lungo le cui pareti affiorano limi sabbioso quarzoso-micacei con un'abbondante frazione carbonatica del Pleistocene medio. Nel punto più depresso della dolina affiorano calcareniti bioclastiche ascrivibili alla formazione delle Calcareniti di Gravina del Pleistocene

inferiore e si apre l'inghiottitoio con un cunicolo sub-orizzontale. Attraverso una serie di cunicoli meandriformi e di salti successivi che rendono la cavità estremamente articolata si giunge in corrispondenza di un ampio ambiente riccamente concrezionato. Qui è esposto il contatto tra i depositi pleistocenici e la sottostante successione miocenica, rappresentata in alto da calcari marnosi grigiastri e in basso dalla tipica Pietra leccese. La parte alta della successione miocenica è caratterizzata da diversi livelli di potenza centimetrica, continui e con giacitura suborizzontale di argille marnose verdognole. Sul fondo della sala concrezionata è l'imbocco della successione di pozzi che conduce, dopo circa 25 metri di dislivello, ad una piccola sala ove affiorano i calcari del Cretaceo superiore. Da qui è possibile accedere attraverso un angusto passaggio ad un ulteriore pozzo invaso dalle acque della falda carsica. Sott'acqua si notano diverse stalattiti e stalagmiti, che testimoniano delle variazioni di quota subite dalla superficie libera della falda nell'arco della storia geologica della regione. Lo sviluppo complessivo del percorso descritto è di 174 metri. La Vora Bosco si è rivelata fin dal momento della sua prima esplorazione di estremo interesse speleologico e scientifico. Questa cavità rappresenta, infatti, oltre che un'eccezionale esposizione naturale di tutta la serie geologica che caratterizza la parte centrale della penisola salentina anche e soprattutto una "finestra naturale" aperta sulla falda profonda, la principale risorsa idrica della Penisola salentina e costituisce quindi un luogo unico per lo studio ed il monitoraggio della falda carsica e delle complesse relazioni esistenti tra questo corpo idrico ed i fenomeni naturali ed antropici che avvengono in superficie e partecipano al locale ciclo idrogeologico.

Bibliografia essenziale

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_1613 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **18,17489** • Latitudine **40,15054** • Galatina (Le)





Vista dell'ingresso della cavità

La Vora di Supersano, detta anche vora di Coelimanna o vora di masseria Pizzofalcone, è una dolina di ricarica puntuale, la cui geometria ed il cui aspetto hanno subito una notevole trasformazione in seguito all'intervento dell'uomo. Di fatti, la cavità è un inghiottitoio che si apre sul fondo della depressione tettonica di Supersano, un'ampia conca verso cui confluiscono diversi reticoli idrografici, proprio ai piedi della scarpata di faglia (orientata NNW-SSE) che delimita ad Ovest la depressione e che rappresenta il fianco della Serra di Supersano. L'imbocco della cavità, preceduto dalla vasca di sedimentazione in cui terminano i canali di bonifica realizzati per evitare l'alluvionamento del fondo della depressione di Supersano, è costituito da un'ampia galleria, inizialmente perpendicolare al piede della scarpata della Serra che però, quasi immediatamente, con una brusca curva a 90 gradi, si orienta coerentemente al sistema di faglia e prosegue fino al primo pozzo della grotta. Da qui la cavità prosegue con un condotto, interrotta da alcuni salti e completamente allagata in più tratti, che corre al di sotto della galleria iniziale, parallelamente ad essa. Questa condotta si affaccia in un grande pozzo profondo 42 m ed ampio fino a oltre 15 m alla cui base partono diverse diramazioni ostruite dopo pochi metri

da rifiuti di varia tipologia. Lungo la parete Est del pozzo è ottimamente esposto per diverse decine di metri uno spettacolare liscione di faglia intagliato nelle calcareniti del Pleistocene inferiore. I calcari cretacei affiorano solo sul lato Ovest del pozzo, a circa 70 m di profondità. La Vora di Supersano si è rivelata fin dal momento della sua prima esplorazione di estremo interesse speleologico e scientifico. Questa cavità, infatti, è uno dei principali inghiottitoi della penisola salentina oltre che la cavità più profonda di questo territorio ad oggi conosciuta e costituisce un sito significativo ed esplicativo per lo studio e la conoscenza delle complesse relazioni esistenti tra la falda carsica ed i fenomeni naturali ed antropici che avvengono in superficie e partecipano al locale ciclo idrogeologico. La cavità, inoltre, è una eccezionale esposizione naturale per il possibile studio della successione del Pleistocene inferiore del Salento centrale e delle strutture tettoniche lungo le quali si è articolata l'ossatura del paesaggio del Salento centrale.

Bibliografia essenziale

- DE GIORGI C (1882) – Bozzetti di Viaggio. Editore Giuseppe Spacciante
 DE GIORGI C (1884) – Cenni di Geografia fisica della Provincia di Lecce. Tipo-Litografia Ed. Salentina. 121 pp.
 GIULIANI P. (2000) – Elenco delle grotte pugliesi catastate al 31 ottobre 1999. Itinerari Speleologici. 72 pp.
 Gruppo Speleologico Leccese 'Ndricono (2007) – Relazione sull'attività svolta dal Gruppo Speleologico Leccese 'Ndricono nell'ambito del protocollo d'intesa sottoscritto col Comune di Supersano – Pilizia dell'inghiottitoio "Vora Coelimanna". 12 pp.
 Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_188 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **18,22817** • Latitudine **40,02630** • Supersano (Le)



Cava di argilla esposta lungo il versante occidentale della collina di Lucera

Nel settore occidentale della collina di Lucera sono presenti alcune cave dismesse di argilla intensamente utilizzate in passato per la realizzazione di laterizi, com'è testimoniato dalla presenza nell'area di fornaci ormai in disuso da diversi decenni. L'abbondante presenza di argilla nel territorio di Lucera ha permesso lo sviluppo di una fiorente industria; infatti, le prime testimonianze di manufatti in terracotta risalgono alla protostoria e continuano fino in epoca moderna evidenziando il ruolo preminente avuto dall'argilla nello sviluppo dell'economia locale in diverse epoche storiche. L'emergenza geologica della cava di argilla di Lucera affiora lungo il versante della collina nei pressi del castello svevo-angioino e consiste in una successione dello spessore di circa 40 metri di argille marmose e silt argillosi grigio-azzurri a stratificazione non ben distinta, con strati di spessore variabile da qualche decina di centimetri fino a oltre un metro. L'assetto è monoclinale con immersione degli strati verso est ed inclinazioni variabili da 3° a circa 10°. Le argille affioranti lungo il fronte di cava sono attraversate da una fitta rete di solchi erosivi, noti con il termine di calanchi, incisi dalle acque meteoriche che, scorrendo lungo il versante, scavano dei canaletti erodendo la porzione più superficiale del sedimento.

La successione affiorante è stata attribuita alla formazione delle argille subappennine ed è costituita da argille marmose massive grigiastre, bioturbate, con macrofauna disperse, riferibile ad ambienti di sedimentazione marina, variabili dalla piattaforma esterna alla scarpata superiore. Il contenuto microfossilifero della successione è costituito da foraminiferi, sia planctonici che bentonici, e da nannofossili calcarei indicativi, rispettivamente, della zona a *bulimina elegans marginata* e della zona a *dictyococites productus*. Tale associazione ha permesso di datare la successione affiorante al gelasiano superiore. La cava di argilla di Lucera è certamente un luogo di grande interesse sia didattico che geoturistico e si inserisce in un contesto storico di grande importanza per la presenza del castello svevo-angioino, dell'anfiteatro romano di Lucera e di altre significative testimonianze storiche e archeologiche.



Bibliografia essenziale

- CATALDO L. (2000) – Le antiche fornaci di Lucera. Atti del 20° convegno nazionale sulla Preistoria-Protostoria-Storia della Daunia (a cura di Armando Gravina). San Severo 27-28 settembre 1999, 155-169.
 D'ALESSANDRO A., LA PERNA R. (2004) – The "cocooned" mytilid *Amygdalum* (Bivalvia), paleontological observations from the Upper Pliocene. Riv. It. Paleont. e Strat., 110(3): 725-731.
 PIERI P., GALLICCHIO S., MORETTI M. (2011) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Foglio 407 San Bartolomeo in Galdo, 103 pp.

Longitudine **15,32364** • Latitudine **41,50671** • Lucera (Fg)



Panoramica verso Ovest, si osservano le colline argillose e i rilievi subappennini (sfondo)

Il Castello Svevo di Lucera è un sito di grandissima importanza storica e sorge alla quota di circa 200 m s.l.m. alla sommità di una collinetta dalla quale è possibile godere di uno dei paesaggi più suggestivi di tutto il Tavoliere di Puglia. Infatti, guardando verso O e NO è possibile osservare, in primo piano, delle colline argillose (localmente note con il termine di "toppo") modellate nei depositi marini di piattaforma esterna della formazione delle Argille subappennine, di età Pliocene medio – Pleistocene inferiore. Anche la collina su cui sorge il Castello Svevo è modellata in prevalenza nelle argille ed è stata oggetto di una lunga e intensa attività estrattiva finalizzata alla realizzazione di laterizi (vedi a questo proposito l'emergenza geologica CGPo369 del Censimento geositi). Sulle argille inoltre poggiano in discordanza lembi di depositi sabbiosi grossolani e di conglomerati, attribuibili in prevalenza ad ambienti continentali di conoide pedemontana e di piana alluvionale. Questi depositi appartengono a più unità regressive accorpate di recente nel Supersistema del Tavoliere di Puglia, di età Pleistocene medio-superiore. Guardando sempre nella stessa direzione, nelle giornate limpide è inoltre possibile scorgere in secondo piano i primi rilievi del Subappennino dauno. Spostando lo sguardo in direzione NE è

possibile osservare il settore settentrionale del Tavoliere di Puglia caratterizzato da un paesaggio piatto con blande collinette sabbiose che delimitano ampie valli fluviali modellate nel paesaggio dal Fiume Candelaro e dai suoi affluenti. Le sabbie si sono deposte in ambienti marino-costieri e passano verso l'alto a depositi silteo-argillosi di ambiente continentale. Anche questi depositi appartengono a più unità regressive raggruppate nel Supersistema del Tavoliere di Puglia. In secondo piano è inoltre possibile scorgere il rilievo carbonatico del Promontorio del Gargano, delimitato da ripide scarpate di faglia, e il Golfo di Manfredonia. Il punto panoramico del Castello Svevo è un sito di grande importanza didattica per studenti e geoturisti perché è possibile osservare i caratteri geologici peculiari del Tavoliere di Puglia riconducibili ad una complessa evoluzione stratigrafica e morfologica di questo settore della Puglia durante tutto il Quaternario. Il punto panoramico si inserisce inoltre in un contesto storico di grande importanza per la presenza del Castello Svevo- Angioino e per la vicinanza ad altri significativi siti, come ad esempio l'Anfiteatro di Lucera, ricchi di testimonianze storiche e archeologiche.



Bibliografia essenziale

PIERI P., GALLICCHIO S., MORETTI M. (2011) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Foglio 407 San Bartolomeo in Galdo, 103 pp.

Longitudine **15,32111** • Latitudine **41,51131** • Lucera (Fg)



Conglomerati clasto-sostenuti del Sintema di Bovino nei pressi del castello

Nei dintorni del Castello di Bovino, e all'interno del cortile del castello, è possibile osservare una successione conglomeratica spessa alcuni metri appartenente al Subsistema delle arenarie e conglomerati di Castello Schiavo del Sintema di Bovino, di età Pliocene superiore (Piacenziano). La successione affiorante è costituita in prevalenza da conglomerati clasto-sostenuti e, subordinatamente, matrice-sostenuti; quando presente, la matrice è costituita da arenarie grossolane a composizione mista (carbonatica e silicoclastica). I conglomerati sono in strati di spessore medio compreso tra pochi decimetri a 2 m, e di geometria variabile da tabulare a lenticolare; sono costituiti da ciottoli arrotondati, con diametri variabili da alcuni centimetri a pochi decimetri, a composizione sia calcarea (prevalente) che silicoclastica (subordinata). Dal punto di vista sedimentologico la successione conglomeratica presenta caratteristiche di facies attribuibili ad ambienti di transizione (marino-costieri). Tale emergenza geologica rappresenta una chiara testimonianza di come questo settore dell'Appennino meridionale, attualmente alla quota di circa 600 m sul livello del mare, si trovasse nel Piacenziano (all'incirca tra 2.5 e 3.6 milioni di anni fa) in ambienti marini prossimi alla costa. Questa evidenza rende il sito

di grande interesse scientifico per ricercatori, studenti e geoturisti perché fornisce un importante tassello per la ricostruzione delle principali fasi che hanno caratterizzato l'evoluzione geologica dell'area durante la strutturazione tettonica del fronte esterno dell'Appennino meridionale. L'emergenza geologica è collocata inoltre in un contesto di grande importanza storica e rappresenta un suggestivo punto panoramico da cui è possibile osservare, nelle giornate serene e limpide, il tipico paesaggio montuoso e i boschi del Subappennino dauno. I sentieri nei boschi sono percorribili per escursioni, immersi in un contesto naturalistico di elevato pregio.



Bibliografia essenziale

CIARANFI N., GALLICCHIO S., LOIACONO F., FIORE A., DE DONATO G & GIANNANDREA P. (2011) – Foglio 421 "Ascoli Satriano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, ISPRA.

CIARANFI N., GALLICCHIO S., LOIACONO F. (2011) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Foglio 421 Ascoli Satriano, 100 pp.

Longitudine **15,33811** • Latitudine **41,25194** • Bovino (Fg)



Contatto tettonico, per faglia inversa, tra Calcare di Bari (dx) e Calcarenenite di Gravina (sx)

In prossimità del Monte Granata, all'ingresso di una cava in calcare, in disuso da diversi anni, è possibile osservare il contatto tettonico per faglia inversa tra i calcari micritici brecciati della Formazione del Calcare di Bari, di età Giurassico superiore e le calcarenite e calciruditi bioclastiche della Formazione della Calcarenenite di Gravina, di età Pliocene medio-superiore. La presenza di un contatto tettonico per faglia inversa è certamente un caso raro nel contesto tettonico generale del Promontorio del Gargano, poiché faglie a prevalente cinematica trascorrente e distensiva caratterizzano lo stile deformativo principale di questo settore dell'avampaese pugliese. Malgrado ciò, in corrispondenza del Monte Granata lo stile deformativo è caratterizzato dalla formazione di un sistema di pieghe orientato ONO-ESE e dalla presenza di una faglia inversa, orientata parallelamente all'asse delle pieghe, che ha determinato il sovrascorrimento dei calcari giurassici sulle calcarenite e calciruditi plioceniche. In particolare, in corrispondenza del piano di faglia, i calcari giurassici appaiono intensamente fratturati e brecciati, mentre le calcarenite sono meno deformate e presentano superfici di strato uncinato verso l'alto, in conseguenza del trascorrimento operato lungo il piano di faglia dal movimento relativo dei blocchi a contatto. Tutte le strutture tettoniche osservabili in corrispondenza del Monte Granata sono chiaramente ascrivibili a una fase tettonica compressiva che ha interessato l'area dopo la deposizione della Calcarenenite di Gravina (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore). Il contatto tettonico per faglia inversa del Monte Granata è certamente di grande interesse scientifico perché rappresenta un punto-chiave per comprendere l'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano. Inoltre, rappresenta uno

dei pochissimi siti in Puglia in cui è possibile mostrare a studenti e geoturisti le caratteristiche strutturali peculiari di un'area che ha subito sforzi tettonici di tipo compressivo in un contesto regionale in cui dominavano stili deformativi associati a tettonica trascorrente e distensiva.



Calcari giurassici brecciati del Calcare di Bari



Guscio di ostra

Bibliografia essenziale

- BRANKMAN C.M., AVIDIN A. (2004) – Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: the Gargano Promontory, southern Italy. *Journal of Structural Geology*, 26: 807-824.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., PIERI P., MORETTI M., FESTA V., SPALLUTO L. (2011) – Foglio 396 "San Severo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Ispra
- SPALLUTO L., MORETTI M. (2006) – Evidenze di neotettonica (Pliocene medio-Pleistocene superiore) nel settore occidentale del Promontorio del Gargano (Italia meridionale). *Il Quaternario*, 19(1): 143-154.
- SPALLUTO L., PIERI P. (2008) – Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 77: 147-176.

Longitudine **15,64779** • Latitudine **41,64072** • San Marco in Lamis (Fg)



Area di ritrovamento di ceramiche e lucerne tardoromane

Il sito rappresentato dal Villaggio Romano di Punta Lo Scanno si trova nell'area dell'omonimo promontorio a Nord-Est dell'Isola di San Pietro, la più estesa delle Isole Cheradi che rappresentano il limite occidentale del Mar Grande di Taranto. Punta Lo Scanno è modellata su una successione rappresentata da Argille subappennine alla base e da depositi calcarenitici con ricche faune a *Glycymeris glycymeris*, *Ostrea edulis*, *Spondylus gaederopus* e *Astrea rugosa* al tetto. Particolare interesse assumono le notevoli dimensioni delle ornamentazioni degli *S. gaederopus* che indicherebbero il loro sviluppo in ambiente tropicale o comunque caldo. Questo dato e le correlazioni stratigrafiche con la vicina terraferma suggeriscono per questo deposito un'età corrispondente al MIS 5. In tale area sono stati riconosciuti i resti di strutture abitative e materiali, soprattutto schegge di pietra legate tra loro da materiale argilloso e abbondanti crolli di tegole e battuti pavimentali, risalenti al periodo compreso tra il IV e il VI secolo d.C., corrispondente all'età romana tardo antica. Il villaggio di Punta dello Scanno si trova in una posizione strategica sul tratto di mare posto di fronte alla vicina Punta Rondinella (cfr CGPo179), all'ingresso del Mar Grande (cfr CGPo105). Questo piccolo centro abitativo tardo-romano era sede di una piccola comunità le cui attività primaria era la pesca; a questa si affiancava anche la coltivazione di cereali, grazie alla superficie pianeggiante dell'isola di San Pietro e alla fertilità del

suo terreno dovuta anche alla presenza di ceneri vulcaniche. Di particolare importanza sembra essere stata l'attività di scambio commerciale, visto il numero di ritrovamento di ceramica di importazione africana e orientale ritrovate nei punti di approdo prossimi al vicus. Presso il molo è stata rinvenuta una necropoli in cui sono stati identificati i resti di una sepoltura infantile in un'anfora commerciale di produzione calabrese databile alla prima metà del V secolo d.C.. Lungo l'arco della falesia dello stesso promontorio ci sono numerosi piccoli frammenti ceramici di età tardo antica, rinvenuti in un livello scuro posto al di sotto del terreno attuale di origine eolica; questo livello corrisponde proprio al suolo agricolo dell'epoca. In questa zona, particolare importanza riveste la presenza di un canale di drenaggio perpendicolare all'antica linea di costa, largo circa 4 m e profondo 1 metro, riempito attualmente da terreno che contiene tuttora materiali tardo antichi. Parallelamente ad esso è posto un muro di piccole pietre a secco, come delimitazione dei campi agricoli, che sembra essere assieme al canale un'evidente linea di demarcazione tra quest'area, il villaggio e la necropoli posti poco più a nord. Nell'area insiste una torre probabilmente appartenente al sistema di avvistamento antitorsaro del XV secolo. Ancora degno di menzione è il fatto che "... si ravvisano sopra di esse alcuni ruderi di antiche abitazioni: anzi dall'angolo dell'isola Maggiore, volto a ponente, si scorge a mar tranquillo nel fondo un aggesto di sprofondato edificio, e dicesi da' vecchi pescatori il Casale, da' quali si vuole che ivi anticamente fusse un villaggio, svelto già per forza d'un terremoto da quel continente ed ingoiato dall'onde ..." (Carducci, 1771 su D'Aquino, '600). Questa indicazione permette di affermare che le coste dell'area tarantina sono state colpite nel XV secolo da un maremoto che probabilmente contribuì all'abbandono del sito di Punta Lo Scanno.

Bibliografia essenziale

- GRAZIANO R., RASPINI A., SPALLUTO L. (2013) – High-resolution $\delta^{13}C$ stratigraphy through the Selli Oceanic Anoxic Event (OAE1a) in the Apulia carbonate platform: the Borgo Celano section (western Gargano Promontory, Southern Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 132(3): 477-496.

Longitudine **17,16011** • Latitudine **40,45535** • Isole Cheradi (Ta)



Panoramica della Cava Colmar con successione stratigrafica affiorante lungo il fronte di cava

La cava Colmar è una cava in disuso da alcuni anni ed è nota per la scoperta, su alcuni blocchi di calcare, di numerose orme e contro impronte di dinosauri teropodi. La successione affiorante lungo il fronte di cava è spessa circa 40 m, ed è costituita da strati, spessi da alcuni decimetri fino a circa 1,5 m, di calcari del Cretaceo inferiore (Hauteriviano-Barremiano) appartenenti alla Formazione del Calcare di Bari. In particolare, nella successione affiorante è possibile osservare, con l'ausilio di una lente d'ingrandimento 10x, le seguenti facies: calcari macrofossiliferi con frammenti di gusci di requienidi (piccoli bivalvi) e gasteropodi; calcari oolitici con lamine trattive; calcari micritici con noduli algali (oncoidi); calcari con lamine stromatolitiche; argille verdi residuali. Nel complesso le facies indicano che l'intera successione si è deposta in ambienti di piattaforma interna variabili dalla laguna alla piana tidale con periodiche emersioni. Le facies suddette si alternano all'interno dei singoli strati individuando dei cicli deposizionali di diverso ordine gerarchico la cui origine è stata recentemente attribuita a oscillazioni di alta frequenza del livello del mare di natura eustatica. Per oscillazioni eustatiche del livello del mare si intende l'insieme dei processi che determina la variazione del livello del mare negli

oceani in seguito a profondi cambiamenti climatici indotti dalla ciclica variazione dei parametri orbitali terrestri (precessione degli equinozi, eccentricità dell'orbita terrestre ecc.). Nel caso della successione in esame, le fasi di innalzamento e di abbassamento del livello del mare, conseguenti alle variazioni climatiche, producevano rispettivamente l'approfondimento e la superficializzazione del sistema deposizionale di piattaforma ben leggibili nell'alternanza verticale delle facies carbonatiche all'interno della sezione della cava Colmar. Il sito della cava Colmar è quindi un sito di grande interesse scientifico perché permette di comprendere la dinamica sedimentaria tipica degli ambienti di piattaforma carbonatica durante il Cretaceo inferiore in relazione alle variazioni del livello del mare di natura eustatica. Il sito pertanto è idoneo per far comprendere a studenti e geoturisti l'importanza che le variazioni climatiche hanno avuto sulla sedimentazione carbonatica di piattaforma e l'impatto che tali cambiamenti hanno avuto sui fragili ecosistemi carbonatici. Il sito è inoltre vicino al museo paleontologico dei dinosauri di Borgo Celano in cui è possibile osservare tutti i blocchi con orme di dinosauri estratti dalla cava Colmar.

Bibliografia essenziale

MORETTI M., PIERI P., RICCHETTI G., SPALLUTO L. (2011) – Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 396 "San Severo", 145 pp. Ispra.

PETTI F.M., CONTI M.A., PORCHETTI S.D., MORSILLI M., NICOSIA U., GIANOLLA P. (2008) – A theropod dominated ichnocoenosis from late Hauterivian – early Barremian of Borgo Celano (Gargano Promontory, Apulia, southern Italy). Riv. It. Paleont. Strat., 114(1): 3-17.

SPALLUTO (2008) – Sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy of a lower Cretaceous carbonate succession from the western Gargano Promontory. Geoacta, spec. vol. 1: 77-95.

SPALLUTO L., PIERI P., RICCHETTI G. (2005) – Le facies carbonatiche di piattaforma interna del Promontorio del Gargano: implicazioni paleoambientali e correlazioni con la coeva successione delle Murge (Italia meridionale, Puglia). Boll. Soc. Geol. It., 124: 675-690.

Longitudine **15,65664** • Latitudine **41,68048** •
San Marco in Lamis (Fg)



Contatto stratigrafico discordante dei calcari della formazione di Masseria Spagnoli (a destra nella foto) sui calcari tiltati della formazione di Masseria Belvedere. Quest'ultima poggia in paraconcordanza sui calcari giurassici della Formazione del Calcare di Bari (la mano è poggiata in corrispondenza del limite tra le due formazioni)

In corrispondenza di una cava abbandonata nei pressi di Masseria Spagnoli (Comune di Apricena) è possibile osservare il contatto stratigrafico discordante dei depositi della formazione di Masseria Spagnoli, di età Miocene superiore (Tortoniano superiore), sui sottostanti depositi delle formazioni di Masseria Belvedere, di età Miocene medio (Serravalliano medio-superiore), e del Calcare di Bari, di età Giurassico superiore. Gran parte della cava è realizzata nella successione giurassica del Calcare di Bari, localmente costituita da calcari micritici e dolomitici intensamente fratturati; i calcari mostrano nel settore più a sud della cava, strati immergenti verso S inclinati di oltre 45°. Sul Calcare di Bari poggiano gli strati della formazione di Masseria Belvedere costituiti da calcareniti con abbondanti foraminiferi bentonici che passano verso l'alto a breccie calcaree ben cementate in matrice di terra rossa. Il contatto stratigrafico è di paraconcordanza perché le due formazioni, pur avendo la stessa giacitura, sono separate da una lacuna stratigrafica che copre molti milioni di anni. Sulle precedenti formazioni poggiano i depositi della formazione di Masseria Spagnoli costituiti da calcari con frammenti di pectinidi, brachiopodi, echinidi, serpulidi e gasteropodi in matrice micritico-arenitica, e da breccie

calcaree con abbondante matrice micritica. Gli strati di tale formazione immergono verso S-SE di circa 20°; pertanto, formano una evidente discordanza angolare con i depositi delle formazioni sottostanti. Le caratteristiche di facies descritte suggeriscono che tutti i depositi descritti si sono formati in ambienti di piattaforma carbonatica caratterizzati da gradienti molto bassi compresi tra 0° e 1°, per cui trovarli oggi con assetti molto differenti da quelli originari implica che siano stati interessati da fenomeni tettonici che hanno prodotto, in tempi diversi, il loro basculamento verso S. Pertanto, tale sito è di grande importanza per la comprensione dell'evoluzione stratigrafica e tettonica di questo settore del Promontorio del Gargano. In particolare, il contatto stratigrafico discordante descritto testimonia come la sedimentazione della formazione di Masseria Spagnoli sia successiva a un primo evento deformativo che ha coinvolto la formazione di Masseria Belvedere ed il Calcare di Bari, fra il Miocene medio e il Miocene superiore. Successivamente, una seconda fase deformativa ha prodotto, nel post-Tortoniano superiore, il basculamento di tutte e tre le formazioni ci circa 20°, com'è testimoniato dalla giacitura degli strati della formazione di Masseria Spagnoli.



Bibliografia essenziale

MORETTI M., PIERI P., RICCHETTI G., SPALLUTO L. (2011) – Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 396 "San Severo", 145 pp. Ispra.

SPALLUTO L., PIERI P. (2008) – Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 77: 147-176.

Longitudine **15,51549** • Latitudine **41,71111** • Apricena (Fg)



Panoramica della Megabreccia di Posta Manganaro lungo la strada Ruggiano-Manfredonia

L'emergenza geologica della Megabreccia di Posta Manganaro affiora lungo il versante meridionale della scarpata del Promontorio del Gargano in corrispondenza della trincea stradale della strada che collega Ruggiano a Manfredonia. Si tratta di un sito di grande interesse geologico in Puglia perché è possibile osservare un contatto tettonico tra i calcari micritici di piattaforma della Formazione del Calcare di Bari, di età Cretaceo inferiore (Berriasiano), e le breccie a litoclasti calcarei della formazione della Megabreccia di Posta Manganaro, di età Cretaceo inferiore (Aptiano superiore-Albiano superiore). Nello specifico, la Megabreccia di Posta Manganaro ha uno spessore di circa 150 m, ed è costituita da breccie monogeniche a litoclasti calcarei, di dimensioni variabili da pochi decimetri fino a circa 3 m derivati unicamente dalla frammentazione dei calcari micritici di piattaforma del Calcare di Bari. Il contatto tettonico tra le due formazioni è netto e corrisponde ad una faglia diretta, la cui attività, contemporanea (sinsedimentaria) alla deposizione delle breccie, ha prodotto l'apertura di un bacino intrapiattaforma di tipo *half-graben*. Il bacino è stato progressivamente riempito dalle breccie a litoclasti calcarei provenienti dal crollo di ampie porzioni

del blocco posto a letto del piano di faglia. Quest'ultimo infatti ha subito un sollevamento relativo rispetto al blocco a tetto del piano di faglia ed è stato soggetto a fenomeni di instabilità, probabilmente amplificati da eventi sismici, che hanno dato luogo a crolli lungo la scarpata corrispondente al piano di faglia in formazione. Nella parte superiore dell'affioramento, il piano della faglia è suturato da depositi carbonatici di piattaforma; ciò indica che, terminata l'attività tettonica alla fine dell'Albiano superiore, la sedimentazione carbonatica ha definitivamente riempito il bacino intrapiattaforma e ripristinato ambienti di sedimentazione tipici di un contesto deposizionale di piattaforma aperta. L'affioramento di Posta Manganaro è di notevole interesse per ricercatori, studenti e geoturisti perché rappresenta uno dei pochi siti in Puglia in cui è possibile osservare le caratteristiche peculiari di un bacino intrapiattaforma e di ricostruire in dettaglio le fasi che hanno caratterizzato l'evoluzione sedimentaria e tettonica di questo settore del Promontorio del Gargano durante il Cretaceo inferiore.

Bibliografia essenziale

GRAZIANO R. (2000) – The Aptian-Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): evidence of palaeoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin. *Cretaceous Research*, 21: 107-126.

GRAZIANO R. (2001) – The Cretaceous megabreccias of the Gargano Promontory (Apulia, southern Italy): their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform. *Terra Nova*, 13: 110-116.

Longitudine **15,87610** • Latitudine **41,66326** • Manfredonia (Fg)



Breccie calcaree poligeniche della Formazione della Megabreccia di Belvedere di Ruggiano

Il sito affiora in corrispondenza della trincea stradale della strada che collega Ruggiano a Manfredonia in località Scaloria nei pressi del Belvedere di Ruggiano. Si tratta di un'area di grande interesse geologico in Puglia perché è possibile osservare breccie e megabreccie poligeniche costituite da litoclasti calcarei, di età Cretaceo superiore (Turoniano). Nello specifico, la Megabreccia di Belvedere di Ruggiano ha uno spessore di circa 35 m, ed è costituita da breccie poligeniche a litoclasti calcarei. I litoclasti sono a spigoli vivi o subarrotondati, di dimensioni comprese da pochi centimetri fino a circa 2.5 m e sono disposti in maniera caotica. Le breccie e le megabreccie formano nel complesso una successione clasto-sostenuta in cui è presente solo una piccola frazione di matrice detritica. Rispetto alle successioni della Megabreccia di Posta Manganaro (scheda CGPo378) e della Megabreccia di Monte Sant'Angelo (scheda CGPo383), i clasti della Megabreccia di Belvedere di Ruggiano sono poligenici e derivano dai depositi bioclastici della Formazione dei Calcari di Monte Sant'Angelo, databili alla transizione tra il Cretaceo inferiore e il Cretaceo superiore (Albiano superiore-Cenomaniano superiore) e dai calcari oolitici e peloidali della Formazione del Calcare di Bari, di età Giurassico superiore - Cretaceo inferiore. Le caratteristiche sedimentarie

indicano che le breccie e le megabreccie si sono deposte in ambienti marini relativamente profondi, corrispondenti a settori di scarpata prospicienti il margine della piattaforma carbonatica Apula. Tali sedimenti testimoniano pertanto il collasso di ampi settori del margine della piattaforma Apula, mentre le strutture sedimentarie (cavità e fratture da essiccamento) e le caratteristiche diagenetiche (cementi stalattitici e a menisco) dei singoli clasti indicano come il collasso e la conseguente formazione delle breccie sia stata preceduta e, probabilmente, innescata da una fase di prolungata esposizione subaerea del top della piattaforma durante il Cenomaniano superiore-Turoniano (Cretaceo superiore). Dal punto di vista stratigrafico, la Megabreccia di Belvedere di Ruggiano può essere correlata con i coevi depositi bauxitici affioranti nel settore occidentale del Promontorio del Gargano e nelle Murge settentrionali (scheda CGP0026). Pertanto, l'affioramento di Belvedere di Ruggiano è di notevole interesse scientifico per ricercatori, studenti e geoturisti perché permette di ricostruire in dettaglio gli eventi sedimentari che hanno caratterizzato questo settore del Promontorio del Gargano durante il Turoniano e di confrontare gli effetti che i medesimi eventi hanno avuto su coeve successioni sedimentarie pugliesi formatesi in differenti contesti deposizionali.

Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C. – Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin: Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1241-1252.

BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V. (1993) – Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano Promontory, southern Italy. *Terra Nova*, 5: 282-297.

GRAZIANO R. (2001) – The Cretaceous megabreccias of the Gargano Promontory (Apulia, southern Italy): their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform. *Terra Nova*, 13: 110-116.

Longitudine **15,87891** • Latitudine **41,66783** • Manfredonia (Fg)





Panoramica del Monte Saraceno

Al km 150 della vecchia SS89 Garganica, che collega Mattinata a Vieste, giunti in corrispondenza del bivio per Monte Saraceno, si osserva, sia lungo la trincea stradale che lungo il crinale di Monte Saraceno, una successione spessa circa 20-25 m costituita da calcareniti e calciruditi grossolane bioclastiche ricche in nummuliti (*Nummulites meneghinii*) e discocycline, con quantità accessorie di frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e alghe rosse appartenenti alla Formazione dei Calcari di Peschici, di età Eocene medio (Luteziano). Gli strati di tale formazione hanno spessori metrici, immergono verso est, e presentano una originaria inclinazione deposizionale (clinostратificazione) di circa 20°-25°. Dal punto di vista sedimentologico, i caratteri delle facies di questa formazione indicano che l'intera successione è attribuibile ad ambienti marini corrispondenti ad un sistema di scarpata progradante. Risalendo il crinale del Monte Saraceno, in una ristretta area poco ad est della cima affiora una successione, spessa circa 20 metri, costituita da calcareniti bioclastiche giallastre con nummuliti di grosse dimensioni (tra cui *Nummulites beaumonti*, *Nummulites gizehensis* e *Nummulites meneghini*) associate a coralli, echinidi e bivalvi e da calcari massivi a coralli, modelli

interni di gasteropodi e bivalvi. Tale successione ha un assetto suborizzontale, poggia in discordanza sugli strati progradanti della Formazione dei Calcari di Peschici, ed è attribuibile alla Formazione di Monte Saraceno, di età Eocene medio (Luteziano superiore- Bartoniano?). Dal punto di vista sedimentologico, i caratteri delle facies di questa formazione indicano che la successione si è deposta in ambienti di margine esterno della piattaforma carbonatica. L'area del Monte Saraceno è un settore di grande importanza geologica per comprendere l'evoluzione stratigrafica del Promontorio del Gargano durante l'Eocene medio e per studiare da vicino le caratteristiche paleontologiche del più ricco giacimento paleontologico a nummuliti di tutta la Puglia. La cima del Monte Saraceno è inoltre un suggestivo punto panoramico da cui è possibile osservare l'intera piana costiera di Mattinata ed è un sito di sicuro interesse per escursionisti e turisti che vogliono percorrere strade e sentieri di notevole valore paesaggistico.

Bibliografia essenziale

- ADAMS E.W., MORSILLI M., SCHLAGER W., KEIM L., VAN HOEK T. (2002) - Quantifying the geometry and sediment fabric of linear slopes: examples from the Tertiary of Italy (Southern Alps and Gargano Promontory). *Sedimentary Geology*, 154: 11-30.
- BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C. - Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin: Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1241-1252.
- BOSELLINI A., NERI C. (1995) - L'Eocene di Monte Saraceno (Promontorio del Gargano, Puglia). *Annali Università di Ferrara (N.S.)*, Sez. Scienze della Terra, 6 (3): 27-40.
- BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V. (1993) - Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano Promontory, southern Italy. *Terra Nova*, 5: 282-297.

Longitudine **16,05149** • Latitudine **41,69448** • Mattinata (Fg)



Vista del settore più orientale della Valle Carbonara e della piana costiera di Mattinata

Proseguendo lungo il sentiero che conduce dalla vecchia SS89 Garganica, fino al versante settentrionale del Monte Saraceno, è possibile raggiungere un sito da cui si gode un suggestivo panorama della Valle Carbonara, dell'abitato di Mattinata e della piana costiera attraversata da alcuni corsi d'acqua a regime torrentizio. Percorrendo il sentiero è possibile inoltre vedere, in più punti lungo le pendici del Monte Saraceno, una successione costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche grossolane ricche in nummuliti (*Nummulites meneghinii*) e discocycline, con quantità accessorie di frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e alghe rosse appartenenti alla Formazione dei Calcari di Peschici, di età Eocene medio (Luteziano). Raggiunto il punto panoramico è possibile osservare, guardando verso nord, una valle ampia circa due chilometri delimitata, sia verso nord che verso sud, da versanti in roccia calcarea. Tale valle corrisponde al tratto più orientale della Valle Carbonara che attraversa da ovest a est tutto il Promontorio del Gargano delimitandone geograficamente il settore settentrionale da quello meridionale. La valle infatti, si è impostata lungo una direttrice tettonica, orientata circa E-O, corrispondente alla traccia della Faglia di Mattinata. Nel tratto visibile dal punto panoramico si osserva la zona in cui la Faglia di Mattinata attraversa la

piana costiera di Mattinata e prosegue verso est al di sotto del Mar Adriatico. L'origine genetica della valle è quindi da attribuire a fenomeni tettonici; essa risulta infatti il prodotto di un'attività tettonica trascorrente polifasica che ha interessato questo settore del Promontorio del Gargano, a partire dal Cretaceo. Più in dettaglio, l'attività tettonica associata alla Faglia di Mattinata ha determinato il movimento relativo dei blocchi lungo una zona di fratturazione dell'ammasso roccioso, ampia diverse centinaia di metri. Il movimento si è esplicato in prevalenza lungo la direzione orizzontale (tettonica trascorrente) con una cinematica che è cambiata più volte nel tempo geologico (attività polifasica), in relazione alla variazione del campo di stress tettonico agente sull'area. I processi erosivi esogeni hanno successivamente modellato la valle fino a farla raggiungere la conformazione attuale. Recenti studi basati sia sull'analisi storica dei terremoti avvenuti nell'area, che sulle peculiari caratteristiche morfostrostrutturali della Valle Carbonara, suggeriscono che il processo genetico che ha portato alla formazione della valle sia da considerarsi ancora attivo e che la Faglia di Mattinata debba essere considerata come una struttura potenzialmente sismogenetica.

Bibliografia essenziale

- BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C. - Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin: Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1241-1252.
- BOSELLINI A., NERI C. (1995). L'Eocene di Monte Saraceno (Promontorio del Gargano, Puglia). *Annali Università di Ferrara (N.S.)*, Sez. Scienze della Terra, 6 (3): 27-40.
- CHILOVI C., DE FEYTER A.J., POMPUCCI A. (2000) - Wrench zone reactivation in the Adriatic Block: the example of the Mattinata Fault System (SE Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 119: 3-8.
- SPALLUTO L., PIERI P. (2008) - Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 77: 147-176.

Longitudine **16,05891** • Latitudine **41,69441** • Mattinata (Fg)



Vista panoramica dell'emergenza geologica delle calcareniti e calciruditi a rudiste di Coppa Caramanica

L'emergenza geologica in oggetto si rinviene lungo il versante meridionale del Gargano in località Coppa Caramanica. La successione ivi affiorante è spessa circa 10 m, è costituita prevalentemente da calcareniti e calciruditi bioclastiche con frammenti di rudiste, echinidi, coralli e gasteropodi alternati a calcari micritici bianchi poco cementati, ed è attribuibile alla Formazione dei Calcari di Monte Acuto, di età Cretaceo superiore – Paleocene inferiore. Gli strati della Formazione dei Calcari di Monte Acuto hanno spessori metrici, immergono verso est, e presentano una originaria inclinazione deposizionale (clinostatificazione) di circa 10°. All'interno dei singoli strati si passa, dal basso verso l'alto, da calcareniti e calciruditi bioclastiche, a luoghi con gradazione normale e laminazione piano-parallela, a calcari micritici. Dal punto di vista sedimentologico, i caratteri di facies di questa formazione indicano che l'intera successione è attribuibile ad ambienti marini corrispondenti ad un sistema deposizionale di scarpata progredente in cui dominavano processi di trasporto dei sedimenti per gravità (correnti di torbida e subordinatamente flussi granulari e di detrito). Il contenuto macropaleontologico è costituito in prevalenza da rudiste appartenenti alle seguenti

specie: *Hippurites colliciatius*, *Hippurites heritschi*, *Vaccinites ultimus*, *Durania austiniensis*, *Favus antei*, *Sabinia klinghardti*. Si tratta delle stesse specie di rudiste visibili nel settore delle Murge sud-orientali nei pressi di Ostuni e di Cisternino (schede CGPo140, CGPo147, CGPo148). Il sito di Coppa Caramanica è di notevole interesse scientifico per ricercatori, studenti e geoturisti perché permette di ricostruire in dettaglio, in un settore del Promontorio del Gargano tettonicamente poco deformato, le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche tipiche di una successione deposta per processi deposizionali gravitativi in ambienti di scarpata. Tale sito è inoltre un suggestivo punto panoramico da cui è possibile osservare l'intera piana costiera di Manfredonia ed è un luogo di sicuro interesse per escursionisti e turisti che vogliono percorrere strade e sentieri di notevole valore paesaggistico.

Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C. – Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin: Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1241-1252.

BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V. (1993) – Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano Promontory, southern Italy. *Terra Nova*, 5: 282-297.

LAVIANO A., MARINO M. (1996) – Biostratigraphy and paleoecology of Upper Cretaceous carbonate successions in the Gargano Promontory. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51: 685-701.

NERI C. (1993) - Stratigraphy and sedimentology of the Monte Acuto formation (Upper Cretaceous-Lower Paleocene, Gargano Promontory, Southern Italy). *Ann. Univ. Ferrara, (Nuova Serie), Sez.: Sc. Terra*, 4: 13-44.

NERI C., LUCIANI V. (1994) - The Monte S. Angelo Sequence (late Cretaceous-Paleocene, Gargano Promontory, southern Italy): physical stratigraphy and biostratigraphy. *Giornale di Geologia*, 56: 149-165.

Longitudine **15,97931** • Latitudine **41,69098** • Monte Sant'Angelo (Fg)



Panoramica Sud dal belvedere Orimini

Questo sito è ubicato circa 8 km a Sud del comune di Martina Franca, e corrisponde al tracciato abbandonato di una strada circa perpendicolare alla SS172, in corrispondenza di un curvone dal quale si gode la stessa vista panoramica ma non c'è spazio per la sosta della vettura. Esso è ad una quota di circa 280 metri sul livello del mare circa all'altezza della trincea della SS172 scavata nella locale sequenza delle rocce carbonatiche. Queste appartengono ai Calcari di Altamura, parte dei Calcari delle Murge, su cui poggiano le Calcareniti di Gravina e le Calcareniti di Monte Castiglione, affioranti più a sud sovrapposte alle Argille subappennine. Da questa posizione, è possibile osservare verso Nord il paesaggio fluvio-tettono-carsico delle Murge mentre verso Sud la serie di superfici di spianamento continentale e di terrazzi marini impostati sulle rocce calcarenitiche che si raccordano con il bacino del Mar Piccolo di Taranto, visibile in lontananza durante le giornate più terse. Queste superfici subpianeggianti, poste a quote topografiche diverse, rappresentano gli effetti di fasi morfogeniche marine e continentali che nel corso del Pleistocene medio e sino al Pleistocene superiore, anche se non meglio databili, si sono alternate ed hanno interessato l'area pede-murgiana

verso Taranto. Il susseguirsi di tali fasi è correlabile all'interazione fra i movimenti tettonici regionali e le variazioni relative del livello del mare verificatesi nel corso del Pleistocene. Proprio il variare dell'energia del rilievo legata alla variazione del livello di base, è responsabile della capacità da parte delle acque incanalate di modellare un profondo reticolo idrografico nelle argille subappennine che ha isolato lembi di superfici suborizzontali a simulare delle *mesas* (tavolati sub-orizzontali).

Bibliografia essenziale

CAMPOBASSO V., OLIVIERI C. (1967). Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge fra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapica (Brindisi). Ed. Adriatica, Bari.

CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988). Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). *Memorie Società Geologica Italiana*, 41, 449-460.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011). Middle - Late Pleistocene evolution of the Adriatic Coastline of Southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34 (2), 207-222.

MASTRONUZZI G. (2010). Le Gravine e le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,31297** • Latitudine **40,61508** • Martina Franca (Ta)





Particolare dell'insediamento rupestre

Il sito rappresentato da questo insediamento rupestre si trova circa 7 km a Est della città di San Vito dei Normanni e circa 11 km a Ovest della città di Brindisi, nelle immediate vicinanze della Masseria Jannuzzo, lungo il corso del Canale Reale. Questo insediamento rupestre si trova all'interno di un complesso carsico ipogeo, costituito da una serie di grotte impostate nei depositi calcarenitici pleistocenici. Le grotte di maggiori dimensioni furono occupate, prima del XII secolo, da una comunità di monaci italo-bizantini mentre quelle più piccole erano adibite ad abitazioni della comunità non monastica. Nel tempo l'intero complesso ha subito una serie di modificazioni che ne hanno modificato l'aspetto originario. L'intera comunità utilizzava l'acqua del vicino canale per le proprie attività, principalmente agricoltura e pastorizia. Al centro dell'insediamento monastico si trova la nota cripta di San Biagio: questa, che doveva essere quasi certamente di rito ortodosso, presenta i caratteri tipici dell'edilizia rupestre bizantina brindisina. Ha un ingresso laterale e l'interno caratterizzato da un ampio vano senza ripartizioni con forma rettangolare irregolare: circa 12.5 m di lunghezza, 5 m di larghezza e 2.6 m di altezza. Al suo interno presenta affreschi votivi dedicati



Bibliografia essenziale

- CHIONNA A. (1988). Beni Culturali di San Vito dei Normanni, Fasano.
 DELL'AQUILA F., MESSINA A. (1998). Le chiese rupestri di Puglia e Basilicata, Bari.
 FALLA CASTELFRANCHI M. (1991). Pittura monumentale bizantina in Puglia, Bari.
 LAVERMICCOCA N. (2001). I sentieri delle grotte dipinte, Bari.
 SIVO S., <http://www.mondimedievali.net>.

Longitudine **17,79607** • Latitudine **40,66428** • San Vito dei Normanni (Br)



Tratto terminale del Canale Gorgognolo

Il Canale Gorgognolo si trova tra gli abitati di Villanova e Costa Merlata, circa 30 km a Nord di Brindisi, sulla costa adriatica pugliese. Esso, inciso nelle Calcareniti di Gravina, si allunga per circa 1 km e nella sua parte distale taglia una superficie suborizzontale posta a circa 6-8 m s.l.m.. Questa superficie, di abrasione e rimodellata dal carsismo costiero, dovrebbe corrispondere al terrazzo marino prodottosi nel Tirreniano (125ka = MIS5e) con un livello del mare più elevato di quello attuale di circa 7 m durante l'ultima fase di tropicalizzazione del Mediterraneo. Questo canale, come buona parte delle incisioni chiamate "gravine", "lame" o "valloni", senza che questi termini assumano valore genetico, rappresenta un solco generatosi a causa del flusso di acque incanalate, anche se il deflusso idrico interessa attualmente solo l'ultimo tratto di questo canale, per una lunghezza di circa 400 metri verso mare. La genesi di questo canale è da legare ai processi di *sapping* e pertanto è da definirsi quale una *sapping valley*: questi possono essere definiti come l'insieme di processi di degradazione chimica e di erosione meccanica che causano l'approfondimento di una valle fluviale. Tale processo si realizza per l'azione concomitante delle acque di deflusso meteorico e di quelle legate al deflusso sot-

terraneo interstatale, che determinano l'approfondimento del solco al disotto delle rocce calcarenitiche. Le variazioni glacio-eustatiche del livello del mare durante il Pleistocene hanno sicuramente contribuito, modificando le condizioni idrogeologiche della regione, all'esplicitarsi dei processi di *sapping* nell'area interessata. L'ultimo tratto del canale Gorgognolo, presso Masseria Incalzi, presenta evidenti segni dell'intervento antropico: i versanti sono stati tutti regimati con muri di contenimento e il tracciato steso risulta sbarrato trasversalmente da opere murarie che servivano a definire una peschiera attiva sino a tempi recenti. Questa incisione, come le altre della costa pugliese, è collegata alle antiche linee di costa generatesi in seguito all'interazione fra variazioni del livello del mare e sollevamento tettonico dell'intera regione. Infatti ogni incisione ha come livello di base una linea di costa definita dall'allineamento di foci coeve. Ne deriva che tali *sapping valleys* assumono notevole importanza nella ricostruzione dell'andamento delle linee di costa relitte, attualmente sotto e sopra il livello del mare.



Bibliografia essenziale

- MASTRONUZZI G. (2010). Le Gravine e Le Lame. Il Patrimonio Geologico della Puglia, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.
 MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,61886** • Latitudine **40,77626** • Ostuni (Br)



Panoramica del corpo dunare olocenico

L'area si trova tra la parte Nord dell'abitato di Casalabate e la frazione di Zona Canuta-Lendinuso, circa 12 km a Sud della città di Brindisi, lungo la costa adriatica pugliese. Questa fascia, come quella compresa tra Torre Canne e Torre San Leonardo a Nord di Brindisi (cfr CGPo061), mostra gli effetti di differenti fasi dell'evoluzione del paesaggio costiero connesse alle variazioni del livello medio del mare tra il Pleistocene medio e l'Olocene. In questa fascia è presente un cordone dunare polifasico che si eleva fino a circa 8-9 m; esso è parzialmente stabilizzato dalla vegetazione arbustiva della macchia mediterranea a Ginepro. Il cordone è limitato verso l'interno da una zona retrodunare attuale, per una buona parte occupata da costruzioni antropiche. La base del cordone poggia direttamente su un suolo rosso brunastro, coluviale, ricco di resti di gasteropodi continentali (*Helix* e *Pomatia* spp); verso l'alto è presente, invece, il deposito eolico più antico, parzialmente cementato, a stratificazione incrociata, con resti di gasteropodi continentali dell'Olocene medio. Su di esso poggiano sabbie sciolte con discontinui livelli di suoli della fase eolica di età greco-romana e di quella medioevale. Dal punto di vista morfologico e sedimentologico la spiaggia presenta i caratteri di

una *stationary barrier* oggi in arretramento a causa di un bilancio sedimentario negativo lungo tutta la spiaggia. I sedimenti che caratterizzano la spiaggia sono rappresentati da sabbie carbonatiche da medie a fini, di origine terrigena, derivanti dalle vicine coste rocciose calcarenitiche; non più del 20% delle sabbie è di origine bioclastica. Frequenti sono le concentrazioni meccaniche di minerali pesanti (pirosseni, augiti e granati) provenienti dall'edificio vulcanico Monte Vulture, trasportati a mare dall'Ofanto e distribuiti lungo la costa dalla deriva litorale; le condizioni meteoromarine fanno sì che occasionalmente la spiaggia assuma un particolare colore "nero" proprio per la concentrazione di questi minerali.

Bibliografia essenziale

- DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000). The effects of relative sea level changes on the coastal morphology of southern Apulia (Italy) during the Olocene. In: Slaymaker O. (Ed.). *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*, John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.
- MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2001). Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica). *Studi Costieri*, 4, 19-31.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.
- SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002). Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi). *Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambiente*, X, 2, 37-40.

Longitudine **18,10423** • Latitudine **40,51067** • Casalabate (Le)



Panoramica Est della piana costiera

Questo punto panoramico è situato lungo la Strada Provinciale 2, in prossimità dello Zoo Safari, tra la città di Fasano e la frazione Selva di Fasano, in provincia di Brindisi. Questo magnifico belvedere è situato ad una quota di circa 380 metri sul livello del mare: da qui è possibile ammirare oltre allo zoo di Fasano e a tutta la città di Fasano, anche una serie di elementi del paesaggio che permettono di ripercorrere l'evoluzione geomorfologica della Piana di Brindisi. Infatti da questo sito è possibile osservare verso mare: la scarpata murgiana, impostata sulla piattaforma carbonatica cretacea; un esteso *pediment*, ovvero una piattaforma sub-pianeggiante digradante verso mare, formatasi per erosione operata dagli agenti atmosferici durante la successione di fasi climatiche fredde e sub-tropicali su cui sorge la città di Fasano; il sistema di dune costiere rappresentato da tre sistemi di dune, quello riferibile al Tirreniano (MIS 5.5), quello di età medio Olocenica e quello di attuale formazione. Il *pediment* è impostato, subito al piede della scarpata murgiana, sulle rocce calcaree cretache e, dalla città di Fasano verso mare, sulla Calcarene di Gravina: il contatto tra le due litologie è segnato da una piccola scarpata che, verosimilmente, rappresenta un elemento relitto

del contatto stratigrafico tra le due formazioni in seguito ad erosione differenziale delle due litologie. Si può affermare che la Piana di Brindisi assume le caratteristiche di una vera e propria piana costiera esclusivamente in corrispondenza dell'area dov'è il sistema mobile costiero, compreso cioè fra il cordone dunare Tirreniano e l'attuale linea di costa. Questa evoluzione geomorfologica è il risultato dell'interazione fra i movimenti tettonici regionali, le variazioni relative del livello del mare e le alterne condizioni climatiche verificatesi nel corso del Pleistocene medio e superiore.

Bibliografia essenziale

- CAMPOBASSO V., OLIVIERI C. (1967). Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge fra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapica (Brindisi). Ed. Adriatica, Bari.
- CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988). Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). *Memorie Società Geologica Italiana*, 41, 449-460.
- D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982). Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. *Geol. Rom.* 21, 603-653.
- MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011). Middle - Late Pleistocene evolution of the Adriatic Coastline of Southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34 (2), 207-222.

Longitudine **17,33174** • Latitudine **40,83187** • Fasano (Br)





Panoramica del Sinkhole

Il sito del *sinkhole* di Costa Merlata è su uno dei piccoli promontori che si trovano lungo la fascia costiera tra le località di Villanova e Torre Santa Sabina, in località Santa Lucia, presso il Villaggio Turistico Costa Merlata, in provincia di Brindisi, sulla costa adriatica pugliese in una zona marcata da altre forme del genere (cfr CGPo392, CGPo395). La Calcarenite di Gravina mostra una serie di fatturazioni che sono zone di debolezza nei confronti dell'aggressione chimico-fisica delle acque di falda e dell'acqua di mare insieme alla originaria porosità di questo tipo di roccia. Sulla superficie rocciosa, in prossimità del mare, è possibile osservare un'ampia cavità occupata, nella parte rivolta verso mare, da acqua salmastra: trattasi di un *sinkhole*, ovvero di una vera e propria dolina da crollo. Nell'interno è possibile osservare un potente deposito colluviale di materiale argilloso, "Terra Rossa", accumulatosi in seguito al trasporto dilavante delle acque meteoriche lungo l'ampia superficie di erosione areale e continentale che è la piana di Ostuni e Fasano (cfr CGPo394). Questa tipologia di forme risulta dal crollo della volta di una cavità carsica costiera preesistente, il cui spazio interno è spesso occupato dall'emergenza dell'acqua di falda: data la sua vicinanza al mare l'acqua

è salmastra e la salinità è variabile nel tempo e nello spazio. Dal punto di vista geomorfologico, l'evoluzione di queste forme è piuttosto rapida e il fenomeno assume un ruolo particolare nel definire l'andamento della linea di costa.



Particolare del deposito di terra rossa



Bibliografia essenziale

- DELLE ROSE M., PARISE M. (2002). Karst subsidence in South-Central Apulia, Southern Italy. *International Journal of Speleology*, 31(1/4), 181-199.
- DELLE ROSE M., FEDERICO A., PARISE M. (2004). Problematiche connesse a fenomeni di subsidenza carsica e sinkholes in Puglia. 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali del governo del territorio", Roma 20-21 Maggio 2004, 377-388.
- NOVEMBRE D. (1961a). Osservazioni sul paesaggio carsico costiero nel Salento. 18° Congresso Geografico Italiano, Trieste, 4-9 aprile 1961: 1-16.
- NOVEMBRE D. (1961b). Aspetti del carsismo costiero nel Salento. *La Zagaglia*, 9: 22-51.
- PARENZAN P. (1983). *Puglia Marittima*, I. Congedo Editore, Galatina: 408 pp.

Longitudine **17,64590** • Latitudine **40,77690** • Ostuni (Br)



Panoramica dal punto panoramico verso Nord

Questo punto panoramico è situato lungo la Strada Provinciale 113 che collega Monopoli ad Alberobello, in località Gorgofreddo, nel tratto in cui la strada aggira Monte San Nicola, poco prima del curvone Nord di questo tratto di strada, dove è presente una piccola area di sosta per le auto. Il punto, situato ad una quota di circa 210 metri sul livello del mare, è facilmente riconoscibile per la presenza di un "Crocifisso", posto sul bordo più esterno del versante roccioso. Il sito è ubicato proprio sulla scarpata murgiana circa corrispondente a quella della piattaforma carbonatica cretacea, da dove - come dai punti panoramici Sant'Oronzo e San Biagio presso Ostuni (cfr CGPo393, CGPo394) - è possibile riconoscere gli effetti di differenti fasi morfogeniche che hanno portato al modellamento della cosiddetta Piana di Brindisi. Orientando lo sguardo da SE verso NO è possibile riconoscere verso mare: la scarpata murgiana, impostata sulla piattaforma carbonatica cretacea; un esteso *pediment*, cioè una piattaforma sub-pianeggiante digradante verso mare, modellata ad opera dell'azione erosiva degli agenti atmosferici durante la successione delle fasi climatiche fredde e sub-tropicali succedutesi fra il Pleistocene medio e il Pleistocene superiore; il sistema di dune costiere rappresentato

da più cordoni dunari, formati tra il Tirreniano (MIS 5.5) e l'epoca attuale. Il *pediment* è stato modellato sulle unità carbonatiche del Cretaceo e sulla Calcarenite di Gravina: il contatto tra le due litologie è segnato da una scarpata di piccole dimensioni che, verosimilmente, rappresenta un elemento relitto del contatto stratigrafico tra le due formazioni proprio in conseguenza dell'erosione selettiva. In direzione N-NE è possibile ammirare l'intera fascia costiera di Monopoli - Capitolò.

Bibliografia essenziale

- CAMPOBASSO V., OLIVIERI C. (1967). Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge fra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapica (Brindisi). Ed. Adriatica, Bari.
- CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988). Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). *Memorie Società Geologica Italiana*, 41, 449-460.
- D'ALESSANDRO A., IANNO A. (1982). Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. *Geol. Rom.* 21, 603-653.
- MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011). Middle - Late Pleistocene evolution of the Adriatic Coastline of Southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34 (2), 207-222.
- MASTRONUZZI G. (2010). Le Gravine e le Lame. *Il Patrimonio Geologico della Puglia*, Periodico della SIGEA, supplemento 4/2010, 75-84.

Longitudine **17,28584** • Latitudine **40,89665** • Monopoli (Ba)



Panoramica del Sinkhole

Il sito rappresentato dal *Sinkhole* di Costa Merlata si trova su uno dei piccoli promontori che si caratterizzano la fascia costiera tra le località di Villanova e Torre Santa Sabina, circa 1 Km a Nord-Ovest del Villaggio Turistico Costa Merlata, in provincia di Brindisi, lungo la costa adriatica pugliese. Le rocce affioranti sono rappresentate dalla Calcarenite di Gravina marcate da numerose fatture che sono vere e proprie fasce di debolezza nei confronti dell'aggressione chimico-fisica delle acque di falda e, nel contempo, dell'acqua di mare. Sulla superficie rocciosa, a una quota prossima al livello del mare è possibile osservare un'ampia cavità di recentissima formazione: un *Sinkhole*, ovvero una dolina da crollo formatasi per collasso della volta calcarenitica in questi ultimi anni. La sua recentissima formazione permette ragionevolmente di spiegare l'assenza di acqua salmastra al suo interno che, invece, caratterizza le forme meno recenti. Questa tipologia di forme risulta dal crollo della volta di una cavità carsica costiera preesistente, il cui spazio interno è spesso occupato dall'emergenza dell'acqua di falda: data la sua vicinanza al mare l'acqua è salmastra e la salinità è variabile nel tempo e nello spazio. Tali forme, tipiche soprattutto del paesaggio

costiero, risultano spesso organizzate in sistemi carsici allineati secondo le principali linee di fratturazione tettonica. Dal punto di vista geomorfologico, l'evoluzione di tutte queste forme è piuttosto rapida e il fenomeno assume un ruolo particolare nel modellamento della linea di costa. I *Sinkhole* sono un'importante risorsa per le biocenosi endemiche: queste risultano distribuite variamente in funzione dei parametri chimico-fisici (temperatura, salinità, pH, ossigeno disciolto) e biologici.



Dettaglio della cavità



Bibliografia essenziale

- DELLE ROSE M., PARISE M. (2002). Karst subsidence in South-Central Apulia, Southern Italy. *International Journal of Speleology*, 31(1/4), 181-199.
- DELLE ROSE M., FEDERICO A., PARISE M. (2004). Problematiche connesse a fenomeni di subsidenza carsica e sinkholes in Puglia. 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali del governo del territorio", Roma 20-21 Maggio 2004, 377-388.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.
- NOVEMBRE D. (1961). Osservazioni sul paesaggio carsico costiero nel Salento. 18° Congresso Geografico Italiano, Trieste, 4-9 aprile 1961: 1-16.

Longitudine **17,63662** • Latitudine **40,77874** • Ostuni (Br)



Panoramica Sud-Est della piana costiera

Questo punto panoramico è situato nella periferia Nord-Ovest della città di Ostuni, proprio dove è posizionata la Statua di Sant'Oronzo, ad una quota di circa 240 metri sul livello del mare, ed è facilmente riconoscibile proprio per la presenza della Statua, posta sul bordo esterno della carreggiata della strada comunale. La città di Ostuni sorge sulle tipiche unità carbonatiche delle Murge, il Calcare di Altamura che poggia sul Calcare di Bari. Da questo sito, come da quello di San Biagio (cfr CGPo394), sempre a Ostuni, e dal punto panoramico San Nicola (cfr CGPo391), tra Monopoli e Alberobello, è possibile riconoscere gli effetti delle diverse fasi di morfogenesi che hanno interessato l'intera area murgiana, soprattutto della Piana di Brindisi. Infatti, dirigendo lo sguardo da Nord-Ovest verso Nord e poi verso Nord-Est è possibile riconoscere da questo Punto Panoramico è possibile osservare verso mare: la scarpata murgiana, impostata sulla piattaforma carbonatica cretacea; un esteso *pediment*, ovvero una superficie sub-pianeggiante digradante verso mare, formatasi per erosione operata dagli agenti atmosferici in ambiente continentale durante il Pleistocene medio e il Pleistocene superiore; il sistema di dune costiere rappresentato da più cordoni dunari, formatasi tra

il Tirreniano (MIS 5.5) e l'epoca attuale. Questa successione morfostatigrafica è il risultato dell'interazione fra i movimenti tettonici regionali, le variazioni relative del livello del mare e le alterne condizioni climatiche verificatesi nel corso del Pleistocene. Il *pediment* è modellato sulle Unità carbonatiche cretacee e del Plio-Pleistocene: il contatto tra le due litologie è segnato da una piccola scarpata che, verosimilmente, rappresenta un elemento relitto del contatto stratigrafico tra le due formazioni in seguito ad erosione differenziale delle due litologie. La Piana di Brindisi assume le caratteristiche di una vera e propria piana costiera esclusivamente in corrispondenza della fascia costiera, cioè dal cordone dunare Tirreniano fino all'attuale linea di costa. Inoltre, osservando direttamente verso Nord e Nord-Est, è possibile ammirare l'intera fascia costiera di Rosa Marina - Costa Merlata.

Bibliografia essenziale

- CAMPOBASSO V., OLIVIERI C. (1967). Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge fra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapica (Brindisi). Ed. Adriatica, Bari.
- CIARANI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988). Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). *Memorie Società Geologica Italiana*, 41, 449-460.
- D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982). Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. *Geol. Rom.* 21, 603-653.
- MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011). Middle - Late Pleistocene evolution of the Adriatic Coastline of Southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34 (2), 207-222.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.

Longitudine **17,54163** • Latitudine **40,73925** • Ostuni (Br)



Panoramica Nord-Est della piana costiera

Il sito del Punto Panoramico di San Biagio si trova tra la città di Ostuni e l'abitato di Casalini, proprio in prossimità del noto Santuario di San Biagio. Questo spettacolare sito è raggiungibile solo percorrendo un lungo sentiero che si imbrocca da una strada comunale parallela subito a Nord della Strada Provinciale 17. Questo punto panoramico, situato ad una quota di circa 250 metri sul livello del mare, è facilmente riconoscibile per la presenza del Santuario e della grotta omonimi nelle immediate vicinanze. Quest'area è impostata sulle unità carbonatiche delle Murge, il Calcarea di Altamura che poggia sul Calcarea di Bari. Da questo sito, come da quello di Sant'Oronzo, circa 1 km in linea d'aria verso Est, sempre nel comune di Ostuni, e dal punto panoramico San Nicola, tra Monopoli e Alberobello, è possibile riconoscere gli effetti di differenti fasi morfogeniche dell'area murgiana. Infatti, dirigendo lo sguardo da Ovest verso Nord e poi verso Est è possibile riconoscere verso mare: la scarpata murgiana, impostata sulla piattaforma carbonatica cretacea e qui in parte coperta da un lembo di duna eolica del Pleistocene medio (cfr CGPo143); un esteso *pediment*, cioè una superficie circa pianeggiante digradante verso mare, formatasi ad opera dell'azione erosiva areale degli



agenti atmosferici continentali con le variazioni climatiche del Pleistocene medio e superiore; il sistema di dune costiere rappresentato da più cordoni dunari, formati tra il Tirreniano (MIS 5.5) e l'epoca attuale. Il *pediment* si sviluppa sulle rocce calcaree cretacee e sulla Calcarenite di Gravina: il contatto tra le due litologie è segnato da una scarpata di piccole dimensioni che, verosimilmente, rappresenta un elemento relitto del contatto stratigrafico tra le due formazioni proprio in conseguenza dell'erosione selettiva. Appare così evidente che il termine "piana costiera" poco si addice a tale forma del paesaggio; lembi di una ridotta piana costiera si riconoscono solo alle spalle dei principali cordoni dunari quali quelli riconoscibili fra Torre Canne e Torre San Leonardo osservando in direzione N-NE (cfr CGPo061).

Bibliografia essenziale

CAMPOBASSO V., OLIVIERI C. (1967). Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge fra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapica (Brindisi). Ed. Adriatica, Bari.

CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988). Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Memorie Società Geologica Italiana, 41, 449-460.

D'ALESSANDRO A., IANNONE A. (1982). Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology and palaeoecology. Geol. Rom. 21, 603-653.

MASTRONUZZI G., CAPUTO R., DI BUCCI D., FRACASSI U., MILELLA M., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2011). Middle - Late Pleistocene evolution of the Adriatic Coastline of Southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 34 (2), 207-222.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). Geomorphology, 46, 19-34.

Longitudine **17,52015** • Latitudine **40,74522** • Ostuni (Br)



La cava dei dinosauri di Lama Balice

Il sito fa parte di un complesso di cave che interessa entrambi i versanti di Lama Balice. La cava, ex Cava SELP, si apre alla sommità del fianco nord della lama e si sviluppa su 4 differenti piani disposti a più altezze, per uno spessore complessivo di circa 40 m. La successione esposta, di natura carbonatica, intercetta un intervallo di tempo risalente al Cretaceo inferiore (Albiano), ed è costituita da calcari di colore variabile dal bianco al beige e da calcari dolomitici di colore grigio e grigio scuro. Tali rocce si presentano in strati con spessori variabile dal metro fino al centimetro nelle parti più alte ove, per la fitta stratificazione, la successione può essere ricondotta ai cosiddetti "livelli a chiancarelle". Di notevole interesse risultano essere i fronti di cava per la peculiarità delle facies carbonatiche esposte. Sui fronti a nord e a est, a circa 1/3 dello spessore dello scavo, si segnala la presenza di ricorrenti lenti di argille verdastre ricche di gasteropodi perfettamente conservati e frammenti di lamellibranchi. La successione presenta una blanda immersione verso i quadranti orientali ed è interessata da fratture e cavità carsiche di varia dimensione, riempite di terre rosse. Sul tratto più settentrionale del fronte di cava una delle fratture che interessano la successione calcarea è

beante e su di essa è impostata una cavità carsica di modeste dimensioni e accessibile tramite un pozzo di circa 7-8 metri. Si tratta una grotta costituita di due piccoli ambienti poco concrezionati che misurano nel complesso circa 40 m². Sulla superficie di fondo della cava sono presenti numerose depressioni delle dimensioni di 30-40 cm, talvolta apparentemente allineate, a suggerire delle vere e proprie piste, almeno in parte riconducibili al passaggio di dinosauri. Tale considerazione risulta avvalorata anche dalla presenza di orme di dinosauro ben riconoscibili e ben conservate osservabili nel vicino geosito di Cava Ines. Dal punto di vista naturalistico, la cava è sede di frequentazione di specie terrestri, quali volpi e anfibi, come il Bufo smeraldino, nonché specie aviarie stanziali, quali taccole e poiane. Inoltre, nella grotta sono stati avvistati alcuni chiroterteri del genere *ferro* di cavallo. In corrispondenza dell'area interessata dai lavori di scavo, un tempo era segnalata la presenza della Chiesa di Arco Cammarata, una chiesa rupestre affrescata a tema bizantino. Dello stesso periodo è la vicina e visitabile Chiesa rurale dell'Annunziata, da cui prende il nome la zona.



Bibliografia essenziale

DI GIACOMO A. (2014) Quando a Bari passeggiavano i dinosauri "Diecimila orme nel parco di Lama Balice" La Repubblica di Bari.it, 07 novembre 2014 - Aggiornato alle 14.26 - http://bari.repubblica.it/cronaca/2013/10/05/news/quando_a_bari_passeggiavano_i_dinosauri_diecimila_orme_nel_parco_di_lama_balice-67917894/

DI GIACOMO A. (2014) In viaggio nella cava dei dinosauri "Qui un patrimonio da proteggere" La Repubblica di Bari.it, 10 febbraio 2014 - Aggiornato alle 13.14 - http://bari.repubblica.it/cronaca/2014/01/15/news/dinosauri_bari-76042487/

Longitudine **16,75397** • Latitudine **41,12315** • Bari



Panorama del castello di S. Stefano. Alla base i banchi di calcareniti

Lama di S. Stefano sfocia in due "pocket beach" che si trovano a nord ed a sud dell'omonimo Castello. L'area sorge 3 km a sud di Monopoli ed è un luogo segnalato dall'UNESCO come uno dei più belli della Puglia. Nelle giornate di mare calmo, lungo la costa rocciosa, in superficie, si nota il leggero flusso laminare delle acque dolci provenienti dalle grotticelle ed il rimescolamento delle acque a diversa salinità e temperatura. La bassa temperatura delle acque dolci rispetto all'acqua di mare ha suggerito il toponimo di "Porto Ghiacciolo". Le risorgive di acque dolci lungo la costa, chiamate localmente Acque di Cristo, sono dovute al differente grado di permeabilità delle rocce a contatto, i calcari di base permeabili per fessurazione e le sovrastanti calcareniti, localmente poco o nulla permeabili. Le Acque di Cristo sono state utilizzate dall'uomo fin dal neolitico e intercettate mediante cisterne diffuse lungo tutto il tratto di costa tra Monopoli e Ostuni. Nei dintorni del Castello di S. Stefano, si riscontrano una quindicina di cisterne ipogee scavate a pochi metri dal mare, che anche nei periodi di siccità o di alta marea captano acqua dolce. Localmente la costa rocciosa raggiunge altezze di circa 8 metri e affiora la Formazione della Calcarenite di Gravina, di età Plio-

Pleistocenica. Quest'ultima poggia sui calcari della Formazione del Calcare di Altamura, riconducibile al Cretaceo superiore e osservabile circa un metro al di sotto del livello del mare. La base della Formazione della Calcarenite di Gravina, al contatto con i calcari, si presenta con un microconglomerato, costituito da clasti bianchi in matrice rossastra, passanti verso l'alto ad una calcarenite grossolana di colore dal rossastro al rosato che, a sua volta verso l'alto, segue con un secondo banco di calcarenite a grana più fine e colore giallastro. Entrambe i banchi calcarenitici appaiono fittamente laminati e a luoghi bioturbati e/o ricoperti di croste calcitiche. I fossili riconoscibili nello spessore della calcarenite sono lamellibranchi del tipo Ostree e Pecten, Brachiopodi oltre ad alcune belle forme di echini irregolari (a simmetria bilaterale), alcuni dei quali perfettamente conservati. A nord del castello, in Cala Ghiacciolo, sorgeva una antica peschiera, oggi al suo posto è stata realizzata un punto di ristoro in legno.

Bibliografia essenziale

DI GERONIMO I. (1970) Geomorfologia del versante Adriatico delle Murgia di SE (zona di Ostuni, Brindisi). Geologica Romana IX 1970, pp. 47-58

CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati del sottosuolo. - Mem. Soc. Geol. It., 24, 243-260, Roma.

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_CA_5 su www.catasto.fspuglia.it

Regione Puglia - Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia, Legge Regionale n.33/2009. Servizio Assetto del Territorio, Ufficio Parchi e tutela della biodiversità; Portale Cartografico della Federazione Speleologica Pugliese, scheda PU_339 su www.catasto.fspuglia.it

Longitudine **17,33236** • Latitudine **40,93004** • Monopoli (Ba)



Noria all'interno della area PIP a Sud di Mola di Bari

La noria è un'opera di captazione idrica composta da un sistema di ruote dentate esterne ad un pozzo poco profondo e mosse dall'azione di un cavallo o un mulo che, facendo ruotare una coclea posta nello scavo, solleva l'acqua con una serie di secchi concatenati e la riversa in una vasca esterna, il risittacolo, che alimenta un reticolo di canali irrigui. In Puglia sistemi di captazione simili sono presenti anche in Capitanata e nel basso Salento, ove assumono nomi e forme esterne differenti, anche in virtù della diversa situazione geo-litologica. Le norie rappresentano una chiara espressione del rapporto uomo-geologia, esse sono poco studiate e non sono sottoposte ad alcun provvedimento di tutela, nonostante molte norie risalgano al medioevo o ad epoche precedenti. Nello specifico si è scelto di segnalare 6 norie nei pressi di Mola di Bari, meglio conservate e/o ancora utilizzate per l'irrigazione, tutte ubicate in una stretta fascia di territorio, dall'abitato di Mola di Bari a quello di Rutigliano. Le norie sfruttano in maniera non intensiva la porzione più superficiale della falda, quella ove le acque dolci galleggiano sull'acqua salata di infiltrazione marina. I canali irrigui un tempo alimentati per gravità dalle vasche, oggi sono stati rimossi. Nelle norie

segnalate, gli ingranaggi dell'impianto di sollevamento sono ancora in opera, anche se l'estrazione dell'acqua, attualmente, avviene mediante pompe. Le ruote dentate che possiamo osservare oggi sono in ferro e risalgono all'800, in periodi più antichi esse erano in legno. Testi risalenti al medioevo descrivono un acquedotto tra Rutigliano e Mola di Bari, probabilmente, alimentato da una serie allineata di norie. Come accennato, antiche norie sono presenti in altri territori che si affacciano sul Mediterraneo, in particolare sono note quelle presenti in Iraq ed Iran, nelle oasi sahariane, nel delta del Nilo, del Niger e nella Spagna meridionale.

Bibliografia essenziale

DI GERONIMO I. (1970) Geomorfologia del versante Adriatico delle Murgia di SE (zona di Ostuni, Brindisi). Geologica Romana IX 1970, pp. 47-58.

CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati del sottosuolo. Mem. Soc. Geol. It., 24, pp. 243-260.

PIZZUTO ANTINORO M. (2002) Attingimento e accumulo dell'acqua In: Gli Arabi in Sicilia e il modello irriguo della Conca d'Oro. Regione Siciliana, Assessorato Agricoltura e Foreste, IX Servizio Regionale Assistenza Tecnica, Sperimentazione, Ricerca Applicata e Divulgazione, Unità Operativa 103 - Misilmeri.

AHMAD Y. AL-HASSAN, DONALD R. HILL (2002), La civiltà islamica: teoria fisica, metodo sperimentale e conoscenza approssimata. Ingegneria In: Enciclopedia Treccani Italia, Storia della Scienza (2002).

Longitudine **17,09198** • Latitudine **41,05796** • Mola di Bari (Ba)





Panorama della Lama nella sua parte Nord

Il *Canale della Vetrina*, nonostante sia una delle lame meno note di Puglia, risulta essere tra le più singolari. È inciso lungo il versante ofantino dell'altopiano delle Murge, tra Minervino Murge e Canosa di Puglia, nella zona nota come Murgette di Canosa. La "lama" (toponimo generico localmente usato per le valli) possiede versanti che raggiungono un'altezza massima di circa 40 m, e forma un'incisione lunga 1.8 Km con un dislivello di circa 80 m nell'area individuata. In prossimità della testata della valle si può godere di un ampio panorama, in grado di inquadrare il contesto geografico e geologico del territorio pugliese; osservando verso Nord si può distinguere l'apparato vulcanico del Monte Vulture, verso Ovest le colline della Fossa Bradanica e verso Est il rilievo dell'altopiano delle Murge. Inoltre, lungo il suo percorso la lama intaglia rocce di differente litologia, mostrandone i diversi caratteri e giaciture, e permettendo di compiere un percorso didattico, utile sia per studenti che per geoturisti. Lungo i versanti della lama infatti si possono osservare depositi riferibili alla Formazione del Calcare di Bari, di età cretacea, rappresentati da calcari ben stratificati ed immergenti generalmente verso NE a costituire una grande struttura monoclinale. Allo sbocco

della lama, invece, alla base del versante murgiano, l'incisione consente di osservare depositi molto più recenti, localmente datati al Pleistocene, riferibili alla Formazione della Calcarenite di Gravina. In tali sedimenti, più teneri rispetto ai tenaci calcari cretacei, sono presenti diversi ripari ipogei scavati dall'uomo, fra cui un grande rifugio utilizzato per la transumanza, lo "Jazzo del Tesoro". Altro elemento di unicità è rappresentato dalla presenza lungo la lama di 4 pinnacoli di roccia calcarea, due dei quali hanno forme e dimensioni assolutamente non comuni. Il primo ricorda un obelisco, si eleva fino a circa 40 m dal fondovalle, con una base ampia non più di 3 metri; il secondo, alto 4 m, ricorda un "camino delle fate", ha forma conica ed è sormontato da un blocco di roccia subsferico di maggiore competenza. È da segnalare inoltre che lungo i versanti del Canale della Vetrina sono state individuate alcune cavità carsiche orizzontali, che si addentrano nel versante per parecchie decine di metri. Una di tali cavità risulta essere stata utilizzata nel passato per l'estrazione di terre rosse, note comunemente come "ocre". La fauna e la flora rinvenute nell'area rappresentano inoltre un biotopo piuttosto singolare nel territorio della regione.

Bibliografia essenziale

CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati del sottosuolo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, pp. 243-260

MADDALENA E. (1990) Canosa di Puglia: La leggenda del Canale della Vetrina. Itinerari speleologici, riv. della Federazione Speleologica Pugliese e del Centro di Documentazione Speleologica Pugliese "F. Orofino". Nova editrice Apulia Dicembre 1990, Serie II, N. 4, 95-100.

Longitudine **16,06396** • Latitudine **41,17518** • Canosa di Puglia (Bat)



Cavità di maggiori dimensioni modellata nelle calcareniti pleistoceniche

Il sito si trova in corrispondenza di una cava abbandonata, realizzata in località Petra Grossa, ed è nei pressi del Canale Asso, il principale reticolo idrografico endoreico del Salento. Sulle pareti di cava è possibile osservare una serie di forme carsiche (piccole doline e cavità cilindriche a sviluppo verticale) modellate nelle calcareniti del Pleistocene inferiore, fossilizzate da sedimenti terrogeni del Pleistocene medio. La fase morfogenetica responsabile del modellamento delle forme carsiche si è verificata tra la fine del Pleistocene inferiore e la parte iniziale del Pleistocene medio, favorita dalle nuove condizioni geomorfologiche e strutturali che ha assunto la parte meridionale dell'avampaese apulo con la fine dell'orogenesi appenninica. Durante questo intervallo di tempo, infatti, l'avampaese è stato interessato da un abbassamento del livello di base e da regime tettonico distensivo con direzione di massima estensione orientata NE-SW. Successivamente il paesaggio carsico è stato fossilizzato da coperture marine terrigene e, nel corso dell'ultima parte del Quaternario, discontinuamente riesposto e riattivato. La successione di questi eventi, controllata e condizionata dall'evoluzione dell'assetto strutturale e geomorfologico regionale, ha portato la parte interna ed occidentale

della penisola ad assumere il suo assetto attuale, caratterizzato da estese aree carsiche corrispondenti a lembi riesumati del carso modellato tra la fine del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio, da lembi della originaria copertura sedimentaria medio-pleistocenica e da rilievi morfostutturali, denominati localmente «Serre». In corrispondenza di queste ultime è esposto un paesaggio antico policiclico, modellato sulle unità carbonatico-dolomitiche mesozoiche. Il sito in argomento ricade in un'area in cui i processi di denudazione hanno riesumato una vasta porzione del paesaggio carsico infrapleistocenico.



Bibliografia essenziale

SELLERI G. (2007) – Karstic landscape evolution of southern Apulia foreland during the Pleistocene. *Geogr. Fis. Din.Quat.*, 30, 77-86.

SANSÒ P. (2013) – Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di) – Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce.

Longitudine **18,12613** • Latitudine **40,14827** • Aradeo (Le)



Zone di ristagno delle acque superficiali

L'area endoreica sottesa alla Palude Balsamo insiste poco a sud del centro abitato di San Donaci, in un'area contraddistinta da estesi vigneti, abbastanza monotona dal punto di vista paesaggistico e naturalistico. L'area è delimitata dalle aree endoreiche contermini da linee spartiacque più o meno evidenti; essa si estende quasi integralmente sui depositi non carbonatici del Pleistocene medio e superiore e ricade in massima parte nel territorio amministrativo della Provincia di Brindisi, mentre, una parte molto più limitata è compresa nella Provincia di Lecce. In quest'area il deflusso delle acque meteoriche avviene verso i quadranti settentrionali, grossomodo verso il piede di una blanda e discontinua scarpata compresa tra San Donaci e Villa Baldassarri. Questa scarpata, orientata NO-SE, è in continuità morfologica con la più evidente scarpata detta Limitone dei Greci. Il reticolo endoreico principale è ben gerarchizzato e appare costituito dal Canale Lamia, dal Canale Iaia e dal Canale 14 Bocche, e da alcuni solchi fluviali più o meno brevi e rettilinei che terminano all'interno di inghiottitoi carsici, poco prima della confluenza con il Canale 14 Bocche. Le incisioni solo localmente sono bordate da scarpate fluviali alte e ben evidenti. L'asta fluviale principale



termina nel perimetro della Palude Balsamo, un'area depressa drenata da alcuni inghiottitoi non sempre visibili; sul fondo di questa depressione affiorano modesti spessori di depositi del Pleistocene medio e superiore. Sul bordo nordorientale si rilevano invece le calcareniti del Pleistocene inferiore. Gli inghiottitoi carsici presenti in questo settore sono tutti allineati lungo una direttrice, corrispondente con buona probabilità ad una linea tettonica, orientata NW-SE in coincidenza della quale si sviluppa anche il Canale 14 Bocche. Le singole incisioni che compongono la rete idrografica endoreica del Salento non sono coeve e mostrano di avere avuto una evoluzione contraddistinta da fasi e caratteri morfodinamici differenti. La emersione disomogenea che il Salento ha subito durante il ciclo sedimentario dei Depositi Marini Terrazzati e la estesa presenza sulle superfici emerse di depositi terrazzati non carbonatici e poco permeabili rappresentano i principali fattori che hanno condizionato la genesi e l'evoluzione della rete idrografica. La dinamica attuale di questi corsi d'acqua è controllata dalla estesa scoperta erosiva della superficie carsificata, fossilizzata durante il ciclo sedimentario dei Depositi Marini Terrazzati, e dall'assetto geomorfologico ed idrogeologico, che i settori a deflusso endoreico hanno assunto nel corso del Pleistocene superiore. Questo assetto è contraddistinto dalla presenza del limite geo-idrologico. Esso separa le aree di affioramento delle rocce non carsificabili, e scarsamente permeabili del Pleistocene medio-superiore (Depositi Marini Terrazzati), dalle aree dove le rocce calcaree più antiche affiorano, o sono discontinuamente ricoperte da questi sedimenti, e favorisce l'afflusso in questi settori di cospicui volumi di acque allogeniche nonché la riattivazione del paleocarso.

Bibliografia essenziale

SANSÒ P. (2013) – Il paesaggio carsico del Salento. In: M. Mainardi & G. Belmonte (a cura di) – Salento, anima di pietra. Il Grifo ed., Lecce

Longitudine **17,91505** • Latitudine **40,43571** • San Donaci (Br)



Scarpata di faglia di Torre dell'Alto con alla base i depositi di una spessa falda detritica



Dettaglio della falda detritica di Torre dell'Alto



Resti fossili di vertebrati visibili nella breccia di versante

Il sito panoramico insiste lungo la costa neretina, pochi chilometri a nord di Gallipoli, in un ambiente molto suggestivo sia dal punto di vista naturalistico che paesaggistico. Il paesaggio costiero è dominato dalla dorsale morfostrutturale della Torre dell'Alto, posta a 49 m s.l.m., un basso rilievo tabulare che si allunga in direzione SE-NO sino a Torre Nova. Sul fianco occidentale della dorsale è presente, analogamente a numerosi altri tratti costieri della penisola salentina, una gradinata di terrazzi marini formati a causa della combinazione delle variazioni glacio-eustatiche (variazioni globali del livello del mare) e del sollevamento tettonico subito dalla regione nel Pleistocene medio. Nell'area si osserva una ripida scarpata di faglia che permette di osservare verso nord la costa di Porto Selvaggio. La scarpata di faglia ha subito nel corso dell'ultimo periodo glaciale un intenso fenomeno di crioclastismo che ha frammentato i calcari mesozoici riducendoli in clasti di piccole dimensioni. Questa azione è

stata favorita dalla scarsa presenza di vegetazione determinata dal clima freddo e arido, e che ha esposto le rocce all'azione della degradazione meteorica. I clasti si sono accumulati per gravità ai piedi della scarpata a formare una spessa falda detritica costituita da una breccia parzialmente cementata, con elementi calcarei di colore rossastro, e alternata a livelli di sabbie rossastre debolmente argillose. Numerose campagne di scavo eseguite negli anni passati hanno individuato in questi depositi la presenza di attrezzi di età musteriana, risalenti cioè ad un intervallo di tempo compreso fra 75 mila e 35 mila anni fa. Sulla superficie della falda detritica si osservano blocchi calcarei di grandi dimensioni crollati dal ciglio della scarpata di faglia a causa dell'ampliamento delle fratture principali prodotte dai processi carsici instauratisi negli ultimi 10 mila anni a seguito del deciso miglioramento climatico olocenico.



Bibliografia essenziale

MASTRONUZZI G., QUINIF Y., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2013) – La costa senza passato è senza futuro. Il contributo della Geomorfologia nella gestione sostenibile delle coste. *Geologi e Territorio*, 1, 3-15.

SANSÒ P., VITALE A. (2012) – Lo Scignano di Pietra. Guida geologica di Portoselvaggio. *Quaderni Salentoexplorabile*, 1-25.

Longitudine **17,97678** • Latitudine **40,14293** • Nardò (Le)



Vista generale della piccola falesia lungo la quale sono ben visibili i depositi clastici della falda detritica di Capo d'Otranto

Il sito si rinviene lungo la costa a sud di Otranto, nei pressi di Capo d'Otranto, in un ambiente molto suggestivo sia dal punto di vista naturalistico che paesaggistico. Il paesaggio costiero è dominato dalla presenza di un versante molto inclinato, esteso da 100 m circa di quota sino a 50 metri di profondità. Questa superficie corrisponde grossomodo al fianco di una scogliera corallina che si venne a formare lungo la costa sud-orientale del Salento circa 25 milioni di anni fa. Il recente sollevamento regionale verificatosi nel Pleistocene medio combinato con il fenomeno glacio-eustatico (variazione globale del livello del mare) ha prodotto su questo ripido versante una gradinata di superfici terrazzate, anche se poco riconoscibili nel sito in oggetto. La sostanziale stabilità tettonica della penisola salentina negli ultimi 330 mila anni ha infine modellato una serie di forme policicliche intorno alla linea di riva attuale. Il sito è caratterizzato dalla presenza di una spessa falda detritica che ricopre la superficie e il margine interno della piattaforma di abrasione modellata durante il più alto stazionamento del livello del mare dell'ultimo periodo glaciale verificatosi 125 mila anni fa. La piattaforma è stata localmente riesumata dall'azione del moto ondoso e una pic-

cola falesia permette di osservare in sezione la composizione e la struttura interna della falda detritica. Quest'ultima è costituita da una breccia ad elementi calcarei di colore rossastro, parzialmente cementata, e contiene numerosi resti fossili di vertebrati riferibili a climi freddo-aridi. I livelli stratigraficamente più alti della falda sono costituiti da depositi calcarenitici clinostratificati, con strati emergenti verso mare; le calcareniti sono sottilmente laminare, e contengono rari esemplari di Gasteropodi continentali che hanno restituito un'età radiometrica con il metodo del radiocarbonio di circa 28 mila anni. La falda detritica si sviluppò durante l'ultimo periodo glaciale a causa di condizioni climatiche freddo-aride che determinarono un'azione di disgregazione crioclastica dei calcari mesozoici. Sulla superficie della falda detritica inoltre si rinvengono blocchi calcarei di grandi dimensioni crollati dal ciglio del versante a causa dell'ampliamento delle fratture principali prodotte dai processi carsici instauratisi negli ultimi 10 mila anni a seguito del deciso miglioramento climatico olocenico.

Bibliografia essenziale

BOSELLINI, A., BOSELLINI, F.R., COLALONGO, L., PARENTE, M., RUSSO, A., VESCOGNI, A. (1999). Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105 (3), 397-416.
 DI STEFANO G., PETRONIO C., SARDELLA R., SAVELLONI V., SQUAZZINI E. (1992) - Nuove segnalazioni di breccie ossifere nella costa fra Castro marina e Otranto. *Il Quaternario*, 5(1), 3-10.
 MASTRONUZZI G., QUINIF V., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - Middle-Late Pleistocene polycyclic evolution of a geologically stable coastal area (southern Apulia, Italy). *Geomorphology*, 86, 393-408.
 MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2013) - La costa senza passato è senza futuro. Il contributo della Geomorfologia nella gestione sostenibile delle coste. *Geologi e Territorio*, 1, 3-15.

Longitudine **18,50676** • Latitudine **40,12546** • Otranto (Le)



Panoramica del sito

La piana di Tor di Lupo caratterizza la parte più bassa della Valle della Vecchia, un solco fluviale orientato in direzione NO-SE e delimitato da versanti rettilinei modellati nei calcari tipo maiolica del Cretaceo inferiore. La piana è inclinata verso SSO di circa 4°, estendendosi da 125 m di quota sino a circa 8 m. Essa raggiunge la sua massima larghezza in corrispondenza della linea di riva, localmente costituita da una falesia di altezza crescente dalla sua estremità meridionale (5 m) a quella settentrionale (15 m). La piana risulta incisa da un solco erosivo torrentizio approfondito circa 8 m rispetto alla superficie della piana ed impostato lungo la base del versante destro della valle. Lungo la falesia sono riconoscibili tre differenti corpi detritici. Il corpo più spesso è costituito da breccie minute caratterizzate da un'alternanza di livelli grano-sostenuti e livelli matrice-sostenuti. I clasti sono esclusivamente di natura calcarea o selciferi e di dimensioni comprese tra 0.5 e 3 cm. A luoghi è possibile riconoscere livelli pedogenizzati spessi sino a 30 cm costituiti da materiale fine, oppure conglomerati bruno-rossicci, spessi circa 50 cm, con clasti arrotondati, calcarei o selciferi, di dimensioni medie di 5-10 cm, immersi in abbondante matrice sabbioso-argillosa. All'interno di tali depositi si osservano sottili lenti molto appiattite (spessore massimo di 30 cm) di materiale piroclastico fine costituito da vetro e cristalli di pirosseni, biotite e sanidino. Palma di Cesnola (1970) segnala inoltre all'interno di tali depositi la presenza di numerosi strumenti litici riferibili al Clactoniano evoluto o al Protolevalloisiano (Paleolitico inferiore). Le breccie sfumano lateralmente, probabilmente verso un'antica linea di impluvio, in depositi conglomeratici spessi circa 8 m, costituiti da elementi arrotondati di natura calcarea e selciferi di dimensione variabile da 20 cm a 1 m. All'estremità settentrionale della piana è possibile riconoscere una più antica generazione di breccie, costituita da

clasti calcarei e selciferi di dimensioni medie di 5 cm immersi in matrice sabbioso-argillosa rossastra cementata. Questo deposito di breccia si interpone tra la superficie del versante e le breccie brune. Il paesaggio costiero dell'area orientale del Promontorio del Gargano, a differenza della gran parte del territorio pugliese, risulta del tutto privo di forme marine pleistoceniche. Le uniche forme del paesaggio riferibili a questo periodo sono le potenti falde detritiche formatesi durante l'ultimo periodo glaciale, e anche in periodi precedenti, come è ben visibile in questa località. Durante le fasi climatiche glaciali, infatti, la scarsa presenza di vegetazione dovuta al clima freddo e arido ha determinato una efficace azione dei processi crioclastici inducendo una veloce evoluzione dei versanti fino a raggiungere una configurazione di equilibrio caratterizzata da una pendenza media di circa 25°. L'abbondante materiale crioclastico ha parzialmente colmato il fondo delle principali valli andando a costituire ampi terrazzi fluviali di origine climatica. La risalita olocenica del livello del mare è stata infine accompagnata dal modellamento di alte falesie in rapido arretramento intagliate nei depositi detritici e dallo sviluppo di ampie spiagge.



Particolare delle ghiaie carbonatiche che testimoniano il processo di degradazione fisica

Bibliografia essenziale

ALBANO T. (1996) - Aspetti geomorfologici ed evoluzione dell'area nord-orientale del Gargano. Tesi di Laurea, Facoltà di Scienze MM.FF.NN., Università di Bari.
 FIORE A. (2013) - Evoluzione tardo quaternaria dei sistemi deposizionali alluvionali e costieri del Gargano nord-orientale (fra Mattinata e San Menaio). Tesi di dottorato, Università Degli Studi della Basilicata: 160 pp.
 MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2013) - La costa senza passato è senza futuro. Il contributo della Geomorfologia nella gestione sostenibile delle coste. *Geologi e Territorio*, 1, pp. 3-15.
 PALMA DI CESNOLA (1970) - Vallone Due Ulivi. *Notiz. Riv. Sc. Preist.*, 25, p. 405.

Longitudine **16,08249** • Latitudine **41,71356** • Mattinata (Fg)



CGPo410 LE FALDE DETRITICHE STRATIFICATE DI VIGNANOTICA



Veduta panoramica del lato settentrionale dell'insenatura di Vignanotica

Il vallone di Vignanotica è costituito da una stretta incisione fluviale modellata nei calcari con selce del Cretaceo inferiore, parzialmente colmata da depositi detritici che vanno a costituire uno stretto terrazzo fluviale di tipo climatico. La superficie del terrazzo si presenta debolmente inclinata verso mare di 6°, ed incisa da un unico solco torrentizio impostatosi al contatto tra i depositi detritici pleistocenici ed il substrato calcareo. Le migliori esposizioni dei depositi detritici si hanno lungo questa incisione e lungo la falesia, alta sino a 30 m ed interamente intagliata in questi depositi. Alla base della successione si osserva una prima generazione di breccie poggiate direttamente sul versante calcareo. Tali breccie hanno colore rosso, sono ben cementate con clasti calcarei e selciferi immersi in abbondante matrice. I clasti si presentano inoltre subarrotondati, con dimensioni medie di 5-10 cm; alcuni clasti raggiungono 30 cm di diametro, e raramente si osservano blocchi di dimensioni metriche. Al di sopra si osservano breccie bruno-grano-sostenute composte da minuti elementi spigolosi di natura calcarea e selciferi (dimensioni medie di 1-3 cm) che si alternano quasi ritmicamente con strati di suoli con abbondante matrice sabbiosa di colore marroncino chiaro, e spessi circa 20 cm. In alcuni livelli si rinvenivano gusci di gasteropodi continentali (*Helix sp.*). Nelle breccie è inoltre intercalato un livello vulcanoclastico di colore grigiastro e di spessore variabile fino a un massimo di circa 3 m. Il paesaggio costiero dell'area orientale del Promontorio del Gargano, a differenza della gran parte del territorio pugliese, risulta del tutto privo di forme marine pleistoceniche. Le uniche forme del paesaggio riferibili a questo periodo sono le potenti falde detritiche formatesi durante l'ultimo periodo glaciale, e anche in periodi precedenti, come è ben visibile in questa località. Durante le fasi climatiche glaciali, infatti, la scarsa presenza di vegetazione dovuta al clima freddo e

arido ha determinato una efficace azione dei processi crioclastici inducendo una veloce evoluzione dei versanti fino a raggiungere una configurazione di equilibrio caratterizzata da una pendenza media di circa 25°. L'abbondante materiale crioclastico ha parzialmente colmato il fondo delle principali valli andando a costituire ampi terrazzi fluviali di origine climatica. La risalita olocenica del livello del mare è stata infine accompagnata dal modellamento di alte falesie in rapido arretramento intagliate nei depositi detritici e dallo sviluppo di ampie spiagge.



Sul versante destro del vallone è possibile riconoscere una generazione più antica di breccie poggiate direttamente sul substrato roccioso

Bibliografia essenziale

ALBANO T. (1996) – Aspetti geomorfologici ed evoluzione dell'area nord-orientale del Gargano. Tesi di Laurea, corso di laurea in Scienze Geologiche, Facoltà di Scienze MM.FF.NN., Università degli Studi di Bari.

FIORE A. (2013) - Evoluzione tardo quaternaria dei sistemi deposizionali alluvionali e costieri del Gargano nord-orientale (fra Mattinatella e San Menaio). Tesi di dottorato, Università Degli Studi della Basilicata: 160 pp.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2013) – La costa senza passato è senza futuro. Il ruolo della geomorfologia nella gestione sostenibile delle coste. Geologi e Territorio, 1, 3-15.

PALMA DI CESNOLA A. (1971) – Baia dei Campi. Notiz. Riv. Sc. Preist., 36, p. 460.

Longitudine **16,16444** • Latitudine **41,76013** • Mattinata (Fg)



CGPo411 LE FALDE DETRITICHE STRATIFICATE DI BAIA DEI CAMPI



La falesia attuale è intagliata nei depositi di falda stratificati formati durante l'ultimo periodo glaciale

La piana di Baia dei Campi è ubicata in corrispondenza della confluenza di quattro incisioni fluviali e risulta delimitata da versanti rettilinei modellati nei calcari con liste e noduli di selce del Cretaceo inferiore. La piana costituisce un terrazzo fluviale di tipo climatico allungato in direzione NO-SE ed inclinato verso NE di circa 3°, e si estende da quota 90 m sino a quota 5 m, in corrispondenza della linea di riva. Quest'ultima è costituita da una falesia subverticale intagliata in depositi detritici di differenti generazioni. All'estremità meridionale della baia, in appoggio sul versante calcareo, si rileva una prima generazione di breccie ben cementate, di colore rosso, con clasti calcarei e selciferi immersi in abbondante matrice. I clasti si presentano subarrotondati, con dimensioni medie di 5-10 cm; alcuni elementi raggiungono 30 cm di diametro, e raramente si osservano blocchi di dimensioni metriche. Sulle breccie si osserva un livello di croste calcaree spesse sino a 3 m. Procedendo per circa 200 m verso nord si riconosce un'alternanza di livelli di suolo bruno e orizzonti detritici molto cementati costituiti a volte da elementi spigolosi e minuti (in media 4-5 cm di diametro), a volte da elementi sub-arrotondati di maggiori dimensioni (in media 15-20 cm di diametro). A diverse

altezze stratigrafiche si osserva la presenza di livelli vulcanoclastici, frammenti di gusci di gasteropodi continentali (*Helix sp.*) e resti di industrie litiche. La successione dei depositi detritici si chiude con breccie bruno-grano-sostenute, composte da minuti elementi spigolosi di natura calcarea e selciferi (dimensioni medie del diametro 1-3 cm) che si alternano quasi ritmicamente con strati spessi circa 20 cm, formati da suoli sabbiosi di colore marroncino chiaro. Il paesaggio costiero dell'area orientale del Promontorio del Gargano, a differenza della gran parte del territorio pugliese, risulta del tutto privo di forme marine pleistoceniche. Le uniche forme del paesaggio riferibili a questo periodo sono le potenti falde detritiche formatesi durante l'ultimo periodo glaciale, e anche in periodi precedenti, come è ben visibile in questa località. Durante le fasi climatiche glaciali, infatti, la scarsa presenza di vegetazione dovuta al clima freddo e arido ha determinato una efficace azione dei processi crioclastici inducendo una veloce evoluzione dei versanti fino a raggiungere una configurazione di equilibrio caratterizzata da una pendenza media di circa 25°. L'abbondante materiale crioclastico ha parzialmente colmato il fondo delle principali valli andando a costituire ampi terrazzi fluviali di origine climatica. La risalita olocenica del livello del mare è stata infine accompagnata dal modellamento di alte falesie in rapido arretramento intagliate nei depositi detritici e dallo sviluppo di ampie spiagge.

Bibliografia essenziale

ALBANO T. (1996) – Aspetti geomorfologici ed evoluzione dell'area nord-orientale del Gargano. Tesi di Laurea, corso di laurea in Scienze Geologiche, Facoltà di Scienze MM.FF.NN., Università degli Studi di Bari.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2013) – La costa senza passato è senza futuro. Il ruolo della geomorfologia nella gestione sostenibile delle coste. Geologi e Territorio, 1, 3-15.

PALMA DI CESNOLA A. (1971) – Baia delle Zagare. Notiz. Riv. Sc. Preist., 37, p. 461.

Longitudine **16,19549** • Latitudine **41,81476** • Vieste (Fg)



CGPo412 LE CONOIDI DI DEIEZIONE DI PASSO DI SCARCAFARINA



I depositi prossimali della conoide sono costituiti da conglomerati fortemente arrossati

La stretta fascia pedemontana posta ad ovest dell'allineamento Rodi Garganico-Carpino, a ridosso della zona settentrionale del Promontorio del Gargano, è caratterizzata dalla presenza di due ampi sistemi di conoidi di deiezione (o conoidi alluvionali), parzialmente coalescenti: il sistema del Torrente Romandato (vedi scheda CGPo413) e quello del Vallone Grande - Torrente Correntino. Quest'ultimo sistema è caratterizzato da tre differenti fasi sedimentarie intervallate da periodi di interruzione della sedimentazione, caratterizzati da fenomeni di incisione e dalla formazione di croste calcaree. La fase sedimentaria più antica è da mettere in relazione all'attività del Vallone Grande, che ha prodotto la conoide di Scarcafarina, mentre le due fasi sedimentarie più recenti sono riferibili all'attività del Torrente Correntino, con la formazione della conoide di Tiberio e della conoide di Macchiarotonda. In particolare, i depositi prossimali della conoide di Scarcafarina si possono osservare in una trincea stradale ubicata al km 14 della strada di collegamento tra Carpino e Ischitella. I depositi affiorano per circa 9 m e sono costituiti da conglomerati con clasti di dimensioni variabili, talvolta metriche, di natura generalmente calcarea o selciferi immersi in matrice

siltoso-argillosa di colore giallo-rossastro. Il deposito si presenta irregolarmente stratificato, con strati di spessore medio di circa un metro, parzialmente cementati ed inclinati di circa 10° verso valle. Qualche livello marcatamente sabbioso caratterizza la parte più alta della successione. I lembi relitti della conoide di Scarcafarina sono delimitati a nord dal Vallone del Bollato, ad ovest da un affluente di sinistra dello stesso vallone e a sud dal Torrente Correntino. L'angolo di espansione di questa conoide è prossimo agli 80°, mentre il raggio mediano, diretto circa SE-NO, si allunga per oltre 4 km tra quota 180 m in corrispondenza dell'apice e quota 30 m in corrispondenza dei lembi distali. Lo sviluppo delle conoidi si verificò nel corso del Pleistocene medio-superiore ai piedi della scarpata di faglia che si estende tra gli abitati di Carpino e Rodi Garganico e fu determinato da condizioni climatiche di tipo arido verificatesi durante i periodi glaciali. Le interruzioni della sedimentazione verificatesi tra le diverse generazioni di conoide sarebbero invece connesse ai periodi interglaciali caratterizzati da minore produzione di detrito. All'attività della scarpata di faglia è da imputare invece la migrazione verso valle dell'apice delle conoidi. La deposizione delle conoidi fu seguita da un deciso approfondimento della rete idrografica e dalla conseguente profonda dissezione delle superfici.

Bibliografia essenziale

ANNIBALLI A., SANSÒ P. (2000) – The geomorphological evolution of northern Gargano area (Puglia, southern Italy). Mem. Soc. Geol. It., 55, 405-410.

Longitudine 15,86877 • Latitudine 41,87696 • Ischitella (Fg)



CGPo413 LE CONOIDI DI DEIEZIONE DI PONTE ROMANDATO



Vista del Torrente Romandato a valle del ponte della SS89

La stretta fascia pedemontana posta ad ovest dell'allineamento Rodi Garganico-Carpino, a ridosso della costa settentrionale del Promontorio del Gargano, è caratterizzata dalla presenza di due ampi sistemi di conoidi di deiezione (o conoidi alluvionali), parzialmente coalescenti: le conoidi del Torrente Romandato e la conoide del Vallone Grande - Torrente Correntino. Da studi geomorfologici-sedimentari risulta che il sistema del Torrente Romandato è formato da tre corpi di conoidi sovrapposte, poste tra 110-105, 95-75 e 45-35 m di quota, e separate da piccoli gradini morfologici. La conoide superiore del Torrente Romandato è caratterizzata da un angolo di espansione di circa 90° e da un raggio mediano che si estende per circa 5 km in direzione E-O, tra 120 m e 15 m di quota, mentre la pendenza media della superficie della conoide è di circa 2.1%. Inoltre la superficie della conoide risulta incisa da numerosi corsi d'acqua per cui è suddivisa in lembi relitti isolati. La parte distale della conoide più bassa in quota è attualmente intersecata dalla linea di riva attuale. I depositi prossimali della conoide sono ben esposti per una decina di metri di spessore in corrispondenza del ponte della SS89 sul Torrente Romandato, sulla sponda sinistra. In basso si osservano 4,4 m

di conglomerati cementati, all'interno dei quali localmente si osserva una blanda stratificazione ondulata o obliqua a vario angolo. I clasti presentano dimensioni variabili raggiungendo diametri superiori al metro, e sono immersi in matrice siltoso-argillosa di colore giallo-rossastro; sono subarrotondati se di natura calcarea, mentre sono quasi sempre spigolosi e di colore nero se costituiti da selce. Al di sopra si rinviene una crosta calcarea, spessa circa 50 cm, ed infine si osserva un orizzonte spesso circa 6 m di silt sabbioso di colore giallo-rossastro, ricco di concrezioni carbonatiche biancastre, con qualche intercalazione ghiaiosa e con croste calcaree nella parte sommitale. La parte bassa della successione ha restituito resti faunistici riferibili a *Cervus elaphus acoronatus*. Lo sviluppo delle conoidi si è verificò nel corso del Pleistocene medio-superiore ai piedi della scarpata di faglia che si estende tra gli abitati di Carpino e Rodi Garganico e fu determinato da condizioni climatiche di tipo arido verificatesi durante periodi glaciali. Le pause di sedimentazione tra le diverse generazioni di conoide sarebbero invece connesse a periodi interglaciali, caratterizzati da minore produzione di detrito. All'attività della scarpata di faglia è da imputare invece la migrazione verso valle dell'apice del sistema di conoidi del Torrente Romandato. La deposizione delle conoidi fu seguita da un deciso approfondimento della rete idrografica e dalla conseguente dissezione delle superfici.

Bibliografia essenziale

ANNIBALLI A., SANSÒ P. (2000) – The geomorphological evolution of northern Gargano area (Puglia, southern Italy). Mem. Soc. Geol. It., 55, 405-410.

PALMA DI CESNOLA A., ZORZI F. (1961) – Il giacimento preistorico alla foce del Romandato presso Rodi Garganico. Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 9, 291-344.

Longitudine 15,85929 • Latitudine 41,90981 • Ischitella (Fg)





La paleosuperficie mostra in superficie sabbie brunastre di origine vulcanoclastica

Un ampio lembo relitto di una paleosuperficie, ondulata, modellata dal processo carsico, caratterizza una fascia lunga circa 5 km compresa tra gli abitati di Ischitella e Vico del Gargano, nell'area di spartiacque tra la valle del Torrente Romandato e quella del Vallone La Porta. La paleosuperficie è modellata nei litotipi carbonatici riferibili alle formazioni Megabreccia di Monte Sant'Angelo, Formazione di Monte Acuto e Calcari tipo "Maiolica" e ai piedi di Monte Grande (507 m s.l.m.). La paleosuperficie appare contrassegnata dalla presenza di numerose doline, di diametro compreso tra 200 e 300 m. Il sito proposto è ubicato in corrispondenza di una piccola trincea presente sul lato meridionale della strada statale che collega Ischitella con Vico del Gargano, tra il km 3 ed il km 4, nei pressi della località Croce dei Missionari. Il substrato carbonatico, caratterizzato localmente da un carsismo a pinnacoli, è ricoperto dapprima da argille marnose di colore rosso scuro di origine residuale e quindi da sabbie fini di colore brunastro di origine vulcanoclastica. La superficie di contatto tra i due depositi mostra andamento irregolare. L'analisi microscopica della frazione sabbiosa fine del deposito vulcanoclastico ha evidenziato la presenza di pomici corrose associate a sanidino, biotiti e, subordinatamente,

te, magnetite e pirosseni molto alterati. Sebasti (1990) segnala la presenza sulla superficie dei depositi residuali rossastri di manufatti litici riconducibili all'Acheuleano medio-evoluto al limite con l'Acheuleano arcaico cosicché il deposito vulcanoclastico soprastante dovrebbe essere più recente di 500 mila anni. Il lembo di paleosuperficie riconosciuto in località Monte Grande è probabilmente parte della vasta Grande Superficie Sommitale che caratterizza l'area centrale del Promontorio del Gargano. Secondo Baboçi *et al.* (1999) questa rappresenta una estesa superficie di corrosione (*etchplain*) modellata nel corso di una lunga fase morfogenetica in condizioni climatiche di tipo tropicale-umido che promossero la formazione di uno spesso mantello di materiale residuale. I lembi relitti di questa coltre sono numerosi e ben conosciuti nella regione già dai tempi di Crema (1931); quelli più potenti sono stati fossilizzati dai sedimenti delle trasgressioni che durante il Cretaceo superiore ed il Miocene interessarono le aree periferiche di questa regione. Resti fossili di fauna continentale di ambiente subtropicale di età miocenica sono stati ritrovati all'interno di questa copertura lateritica. Tale fase morfogenetica, iniziata alla fine del Cretaceo inferiore, fu definitivamente interrotta nel Pliocene inferiore da un'importante fase tettonica, responsabile della intensa fratturazione dei corpi rocciosi carbonatici e dello smembramento della superficie in diversi lembi variamente basculati.

Bibliografia essenziale

ANNIBALLI A., SANSÒ P. (2000) – The geomorphological evolution of northern Gargano area (Puglia, southern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 405-410.

BABOÇI K., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1999) – La Grande Superficie Sommitale del Promontorio del Gargano. Prime considerazioni sulla genesi ed evoluzione. *Bonifica*, 8(2), 53-56.

SEBASTI F. (1990) – Studio tecnotipologico dell'industria di Monte Grande nel quadro dell'Acheuleano garganico. Tesi di Laurea, Fac. Lettere e Filosofia, Università Roma "La Sapienza".

Longitudine 15,92360 • Latitudine 41,89337 • Ischitella (Fg)



Strutture deformative di origine gravitativa (slump) lungo la SS89

Lungo la strada litoranea che da Mattinata porta a Vieste (SS89) è possibile osservare uno dei paesaggi costieri più suggestivi d'Italia, contrassegnato da piccole spiagge sabbioso-ciottolose racchiuse da alte falesie modellate nella Formazione tipo "Maiolica". Questa formazione è costituita da un deposito bacinale di età cretacea inferiore rappresentato da micriti bianche con abbondanti selci nere e rosso ruggine, sia in lenti che in strati continui di 5 -20 cm di spessore. Lungo il taglio stradale della SS89, nei pressi di Baia delle Zagare, sono ben visibili le strutture deformative dovute a movimenti gravitativi (*slump*) che caratterizzano a più livelli questa formazione. Le strutture sono poste in evidenza da livelli scuri deformati e piegati, costituiti da lenti e letti di selce rossa. La selce proviene dalla precipitazione chimica di silice prodotta da microrganismi (radiolari e diatomee) e può formare letti primari distinti da quelli carbonatici, oppure letti secondari per sostituzione diagenetica di particelle calcaree. È molto interessante notare come i livelli deformati siano separati da strati continui pressoché indisturbati. Secondo Bosellini *et al.* (1993) nel Cretaceo inferiore era riconoscibile nell'area garganica un margine di piattaforma carbonatica caratterizzato dalla presenza di

una scogliera a Spugne, Coralli e Rudiste che si alternava verso il margine interno a sabbie oolitiche e bioclastiche. La scogliera proteggeva dal moto ondoso un'ampia piana tidale in cui si sedimentavano depositi prevalentemente fangosi. Il lato verso mare della scogliera, invece, sviluppava un pendio sottomarino (avanscogliera) costituito prevalentemente da blocchi provenienti dall'erosione della barriera ad opera del moto ondoso. Questo pendio raccordava il fronte della scogliera con il bacino in cui si andavano sedimentando i calcari con selce della Formazione tipo "Maiolica". Le spettacolari strutture da scivolamento presenti a più altezze in questa formazione sono state interpretate come espressione di diffusa paleosismicità dell'area. Le strutture deformative osservabili nella Baia delle Zagare sono infatti il prodotto di lente frane sottomarine innescate a più riprese dalla tettonica che può aver agito indebolendo i sedimenti a seguito di attività sismica e/o determinando un aumento di pendenza dei versanti sommersi.



Bibliografia essenziale

BOSELLINI A., MORSILLI M. (1997) – A Lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank of the Apulia Platform (Gargano Promontory, southern Italy). *Cretaceous Research*, 18, pp. 51-61.

BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V. (1993) – Guida ai carbonati cretaceo-eocenici di scarpata e bacino del Gargano (Italia meridionale). *Ann. Univ. Ferrara, Sez. Scienze della Terra*, vol. 4, suppl.

MORSILLI M., MORETTI M. (2011) – Gli slumps del Gargano: paleofrane sottomarine del Cretaceo Inferiore. *Geotitalia*, 36, pp. 47-51.

SERVA L., SYLOS LABINI S., VITTORI E. (1990) – Paleosismologia, rassegna ragionata dello stato dell'arte. *Geologica Romana*, 26, 389-412.

Longitudine 16,14519 • Latitudine 41,75339 • Mattinata (Fg)



Panoramica di un tratto del sito con percorso delimitato da steccato (Foto G. Maglio per S. Margiotta)

La strada litoranea che attraversa il centro abitato di San Foca (Marina di Melendugno), nei pressi dell'insenatura posta a sud del porto, taglia l'originario cordone dunale. La parte più significativa del cordone è così visibile nella porzione interna del territorio: il campo risulta confinato ad est dalla stessa strada e ad ovest, sud e a nord dalle abitazioni e strade che costituiscono il centro abitato del quale il sito è ormai parte integrante (l'esame della tavoletta IGM 1:25.000, il cui rilievo è del 1948, mette in evidenza come il sito già allora fosse stato delimitato artificialmente mediante una serie di tratturi). Esso costituisce pertanto una emergenza geologica in quanto pur non presentando elementi di unicità si rendono quanto mai necessari strumenti di conservazione, tutela e corretto uso. Si segnala che recentemente esso è stato interessato da piccoli interventi per la fruizione, consistenti in delimitazione di sentieri con steccati ed aree di sosta dove svolgere anche esercizi fisici. Il campo di dune presenta allineamento circa nord ovest – sud est con altezze che raggiungevano originariamente (dall'esame della tavoletta) anche i 10m (le attuali quote non dovrebbero discostarsi di molto da quelle indicate nella cartografia storica). Esso delimitava originariamente

verso nord ed est la palude dei Tamari (cfr scheda CGPoo80). Le dune sono state interessate da rimboschimenti a prevalenti pini. Allo stato attuale non sono presenti studi, che al contrario si auspicano, per la caratterizzazione mineralogica e granulometrica delle sabbie costituenti i cordoni dunali e per permettere una datazione del sistema dunale la cui formazione in relazione a studi condotti in altre località della Puglia deve attribuirsi alle fasi tarde dell'Olocene in parte corrispondente e in parte successive alla culminazione della rimonta del mare.



Dettaglio di un tratto del cordone dunale



Bibliografia essenziale

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000). The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002). Holocene Coastal Dune Development and Environmental Changes in Apulia (Southern Italy). *Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

Longitudine **18,41019** • Latitudine **40,29588** • Melendugno (Le)



Panoramica della sezione stratigrafica affiorante

All'intersezione tra la via vecchia provinciale per Novoli (strada di valenza paesaggistica) e la tangenziale ovest di Lecce affiorano depositi riferibili alla Formazione di Lecce (Oligocene superiore-Miocene inferiore). Tale affioramento rappresenta, insieme a quello di cava i Rizzi, presso Galatone una delle migliori esposizioni di questa unità. Nel complesso i depositi mostrano un assetto monoclinale con immersione a E-SE complicato da deboli ondulazioni riferibili a pieghe aperte. A luoghi il sedimento è intensamente disturbato ed interessato da piccole faglie con scarso rigetto riferibili a fenomeni di *slumping*. Nel sito in oggetto i depositi della formazione si presentano nella loro facies più tipica. Si possono infatti osservare, per uno spessore complessivo di circa 10 m, calcareniti di colore biancastro, a grana variabile da media a grossolana, e massive. I depositi mostrano una stratificazione, appena accennata, in strati e banchi di spessore variabile da 0.5 m a circa 3 m. Al loro interno si rinvencono, oltre a lamellibranchi (fra cui *Cardium* sp.), gasteropodi, coralli, briozoi, serpulidi e rari macroforaminiferi appartenenti al genere *Operculina* sp., frequenti echinidi, rappresentati prevalentemente dal genere *Scutella* sp. Questi ultimi si ritrovano sia dispersi nel

sedimento, sia concentrati in aggregati, per lo più in frammenti. Per quanto riguarda i rapporti stratigrafici con il substrato Margiotta e Varola (2004) in un'area a nord del sito in oggetto riportano i depositi delle Formazioni di Lecce in contatto discordante sui depositi di età cretacea della Formazione Calcare di Altamura. I dati il sottosuolo, permettono di ipotizzare che tra l'unità in questione e il basamento carbonatico cretaceo sia interposta a luoghi la Formazione di Galatone.

Dettaglio di un intervallo particolarmente ricco di Echinidi del genere *Scutella* sp.

Bibliografia essenziale

BARBERA C., BOSSIO A., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., (1993) - Un flash sul ciclo miocenico del Salento. *Soc. paleont. Ital. XII convegno Guida alle escursioni*: 79-84.

MARGIOTTA S., VAROLA A. (2004) - Nuovi dati geologici e paleontologici su alcuni affioramenti del territorio di Lecce. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A*, 109: 1-12

Longitudine **18,13232** • Latitudine **40,35643** • Lecce



Panoramica della sezione stratigrafica osservabile lungo le pareti di una cava

Nell'area di Lecce, la Pietra leccese (Miocene) giace in contatto trasgressivo e discordante sia sui depositi della Formazione del Calcere di Altamura (Cretaceo), a NO dell'abitato di Lecce, sia su quelli della Formazione di Lecce (Oligocene superiore-Miocene inferiore), a O e SO dello stesso abitato. A differenza del contatto con i depositi oligocenico-miocenici, quello con i calcari cretacei è in genere ben visibile, come ad esempio nella zona a N di Masseria Pigno o a NO di Surbo. In particolare, lungo il taglio stradale per TorreChianca e in una cava adiacente si osservano i calcari cretacei ben stratificati, caratterizzati in alto da una superficie piana ben levigata e a luoghi bioerosa da litofagi, sui quali poggiano depositi carbonatici massivi di colore bruno riferibili alla Pietra leccese, spessi circa 2 m. In più punti, alla base della Pietra leccese è presente una breccia clasto-sostenuta spessa circa di 20-30 cm, con clasti cretacei di dimensioni variabili da pochi millimetri a qualche decimetro, e matrice costituita da una calcarenite bruna. Talvolta la superficie di trasgressione è evidenziata da un sottile livello di sedimenti fosfatizzati con piccoli noduli sparsi di apatite; in alcuni tratti questo peculiare orizzonte può raggiungere anche qualche centimetro di spessore.



Particolare del contatto fra i calcari cretacei e i depositi miocenici della Pietra Leccese

**Bibliografia essenziale**

BOSSIO A., FORESI L. M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., SALVATORINI G., F. DONIA (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord - orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). Geologica Romana, 39: 16-29.

MARGIOTTA B. (1994) - Monumenti a vita breve. Quaderni di ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria, 14: 175 pp.

Longitudine **18,17201** • Latitudine **40,40984** • Lecce

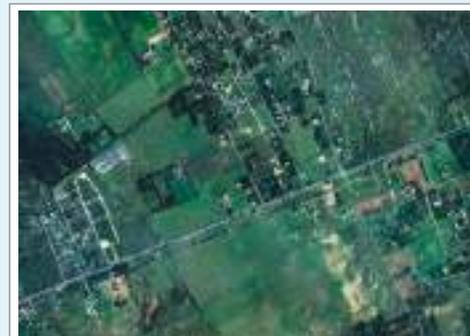


Panoramica dell'affioramento

In corrispondenza del taglio stradale poco a Nord di Masseria Torricella, parallelo alla strada Lecce-San Cataldo, si osserva un affioramento di breccie molto ben esposto, di probabile età Miocene superiore- Pliocene inferiore. Sulla genesi di tali breccie, che si rinvennero anche in molte zone limitrofe, al di sopra dei depositi calcarenitici e calcirudittici delle Calcareniti di Andrano (Miocene superiore) molti Autori hanno fornito interpretazioni contrastanti. Nel sito le breccie hanno una continuità laterale di circa 150 m ed uno spessore affiorante mediamente di 2 m, che si riduce fino a circa 30 cm, in corrispondenza del contatto brusco e discordante con i depositi miocenici delle Calcareniti di Andrano. Le breccie mostrano un assetto caotico con clasti carbonatici provenienti dai depositi delle Calcareniti di Andrano. Le dimensioni dei clasti sono estremamente variabili; prevalgono quelli con diametro di circa 10 cm, sono comuni quelli con diametro di alcuni decimetri, e rari quelli che raggiungono il metro. Anche la matrice, costituita da argilla più o meno marnosa, o da sabbia o da calcarenite, mostra in genere un colore giallastro, ed è presente in quantità estremamente variabili. Contiene rari fossili, spesso in frammenti, e generalmente rappresentati da bivalvi (*Ostrea sp.* e *Chlamys sp.*).



Dettaglio della breccia

**Bibliografia essenziale**

BOSSIO A., FORESI L. M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., SALVATORINI G., F. DONIA (2006) - Stratigrafia neogenico-quadernaria del settore nord - orientale della Provincia di Lecce (con rilevamento geologico in scala 1:25.000). Geologica Romana, 39: 16-29.

MARGIOTTA B. (1994) - Monumenti a vita breve. Quaderni di ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria, 14: 175 pp.

Longitudine **18,26785** • Latitudine **40,38276** • Lecce

CGPo425 **IL CARISMO DELLA PIANA COSTIERA DI SERRA CICORA**



Panoramica della parte interna della piana costiera (sullo sfondo parte della Serra Cicora)

Il sito è ubicato a Ovest del basso rilievo noto come Serra La Cicora (Tav. IGM), che si eleva a 40 m s.l.m. a 7 km dal centro abitato di Nardò. La piana costiera, delimitata nell'entroterra dalla Serra costituisce, insieme ai siti di Torre Castiglione (scheda CGPo130) e della Palude del Capitano (scheda CGPo129), il più rappresentativo dei sistemi carsici che caratterizzano il litorale salentino (con particolare riferimento a quello occidentale); qui esso si presenta con numerose doline di crollo dal contorno irregolare o sub-ellittico, dette *spunnulate* (dal verbo *spunnare* che significa sprofondare). Una delle *spunnulate* presenti è la "Spunnulata presso Serra Cicora" (Pu1572 nel Catasto Speleologico regionale). Questa è attualmente semi allagata dall'acqua marina, e presenta crolli solo parziali della volta e del perimetro; altre cavità sono (al 2014) in fase di studio. Il lavoro di Beccarisi *et al.* (2002) è un punto di riferimento per la descrizione del sito, esplorato dettagliatamente dal Gruppo Speleologico Neretino. Le doline sono allineate lungo la direzione NE-SW e secondariamente in direzione NW-SE in ciò evidenziando una coincidenza con i sistemi principali di fratturazione. Molto diffuse risultano anche le forme carsiche minori, quali p.es. le vaschette di corrosione, microstrutture vacuolari,

oltre a pozzi, crepacci e cavità di varie forme e dimensioni che costituiscono, unitamente alle *spunnulate*, un fitto ed articolato reticolo carsico. Il sito contiene anche tracce di alcune *spunnulate* obliterate (in particolare nella porzione nordorientale del sito). Particolarmente significativo è il rilievo, in corrispondenza della scarpata che collega la linea di costa (lungo la quale si osservano più sorgenti) al fondale marino (posto a quota di circa -5m) e principalmente in corrispondenza di un'insenatura, di varie grotte con accessi a quote comprese tra -0.5 m e -5 m; accanto a tali grotte gli Autori osservano depressioni derivate dal crollo più o meno completo di volte di altrettante preesistenti cavità. Ad aggiungere particolare valore al sito è la presenza di numerosi blocchi anche di grosse dimensioni (fino ad un paio di metri di lunghezza misurati lungo l'asse maggiore) di calcarenite pleistocenica che si ritrovano dispersi sulla piana costiera. Essi sono la testimonianza dell'azione dei maremoti che hanno interessato l'area nei tempi passati.



Bibliografia essenziale

BECCARISI L., CACCIATORE G., CHIRIACÒ L., DELLE ROSE M., GIURI F., LISI G., MARRAS V., QUARTA G. (2002) – Il carsismo di serra Cicora (Nardò, prov. Di Lecce). Atti del III Conv. Speleol. Pugliese, 287-294.

BECCARISI L., ERNANDES P., DELLE ROSE M., ZUCCARELLO V. (2006) – Valutazione dello stato di conservazione delle "spunnulate" della costa di Porto Cesareo e Nardò (provincia di Lecce) con un approccio vegetazionale. *Thalassia Salentina*, Atti 3° incontro di studi: Il carsismo nell'area mediterranea, 215-237.

Longitudine **17,94324** • Latitudine **40,17009** • Nardò (Le)

CGPo428 **LA PIETRA LECCESE DI CURSI**



Particolare di una cava dismessa, ricavata nei depositi della formazione di Lecce con presenza di detriti lungo i versanti

L'area di Cursi-Melpignano rappresenta, insieme a quella di Lecce, l'area-tipo della formazione miocenica della Pietra leccese. Quest'area è stata oggetto di dettagliate ricerche prevalentemente a carattere litostratigrafico e biostratigrafico nonché paleontologico. L'area riveste inoltre grande interesse geologico applicativo in quanto nel insistono numerose cave attive. La successione miocenica si presenta alquanto uniforme in tutta la zona, anche se con spessori variabili, fino ad un massimo di circa 25-27 m. In basso i depositi sono costituiti da biomicriti e biospariti di colore prevalentemente avana (con tonalità da chiare fino a bruno-tabacco), prive di stratificazione o mal stratificate in banchi. Al loro interno si rinvengono rari macrofossili, foraminiferi planctonici, a luoghi fosfatizzati, e piccoli granuli apatitici dispersi. Verso l'alto le biomicriti si arricchiscono gradualmente in glauconite, conferendo alla Pietra leccese un caratteristico colore verde più o meno intenso, ben riconoscibile lungo le pareti di cava, per uno spessore medio di circa 2 m. Nell'ambito di questo intervallo stratigrafico (noto tra i cavatori come "piromafo") si osserva una maggiore quantità di noduli apatitici e di fossili (tra i più comuni sono da ricordare *Pycnodonte sp.*, *Flabellipecten sp.* e *Amusium sp.*; diffusi anche gli pteropodi, general-

mente in modelli, in gran parte fosfatizzati). Tali fossili si dispongono all'interno dell'intervallo lungo due livelli, ad andamento irregolare e spessi al massimo 30 cm, denominati dai cavatori "linee delle cozze". All'interno dell'intera successione sono stati riconosciuti almeno tre hiatus sedimentari. Le biomicriti intensamente glauconitiche sfumano gradualmente ma rapidamente alla soprastante formazione delle Calcareniti di Andrano, rappresentata da calcareniti e calcari stratificati. L'area assume particolare interesse poiché all'interno dei depositi sono stati rinvenuti anche resti di cetacei odontoceti riferiti a *Eurhinodelphis cristatus*, *Eurhinodelphis sp.*, *Shizodelphis sp.* e *Squalodon sp.* Questi taxa presentano tutti una distribuzione nordatlanticomediterranea. Gli stessi Autori riferiscono del ritrovamento di resti di *Orycterocetus* (*Odontoceti*; *Physeteridae*), per la prima volta segnalati nell'area mediterranea.

Bibliografia essenziale

BARBERA, C., BOSSIO, A., MAZZEI, R., MONTEFORTI, B., SALVATORINI, G., (1993) – Un flash sul ciclo miocenico del Salento: XII Conv. Soc. Paleont. It. (Terra d'Otranto, 28 sett. – 2 ott. 1993). Guida alle escursioni: 79-84.

BIANUCCI G., LANDINI W., VAROLA A. (1994) – New remains of Cetacea Odontoceti from the "Pietra leccese" (Apulia, Italy). *Boll. Della Società Paleontol. Ital.*, 33(2): 215-230.

BIANUCCI G., LANDINI W., VAROLA A. (2004) – First discovery of the Miocene northern Atlantic sperm whale *Orycterocetus* in the Mediterranean. *Geobios* 37: 569-573.

FORESI L.M., MARGIOTTA S., SALVATORINI G. (2002) – Bio-cronostratigrafia a foraminiferi planctonici della Pietra leccese (Miocene) nell'area tipo di Cursi-Melpignano (Lecce, Puglia). *Boll. Della Soc. Paleontol. Ital.*, 41 (2-3): 175-185.

MAZZEI, R. (1994) – Età della Pietra leccese nell'area di Cursi-Melpignano (a S di Lecce, Puglia): *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33(2): 243-248.

Longitudine **18,30055** • Latitudine **40,15369** • Cursi Melpignano (Le)



CGPo430 LA SUCCESSIONE MIO-PLIO-QUATERNARIA DEL CAPO DI LEUCA



Affioramento delle Calcareniti di Andrano e delle breccie in successione lungo la SS274

Poco a nord di Capo Santa Maria di Leuca, nei pressi della località S. Giuseppe, in corrispondenza di una trincea della SS274, è possibile osservare in affioramento i rapporti stratigrafici esistenti fra le unità mioceniche, plioceniche e quaternarie che caratterizzano proprio l'area di Capo di Leuca. Tali caratteristiche conferiscono all'affioramento un carattere di unicità. La parte stratigraficamente più bassa dell'affioramento, di età miocenica, è osservabile nella parte orientale della trincea stradale dove si rinvengono i depositi riferibili alla Formazione delle Calcareniti di Andrano, costituiti da calcari e marne stratificati. Su questi depositi poggia una breccia che ha una continuità laterale di circa 200 m ed uno spessore di 25. Sulla genesi di tale breccia ci sono varie ipotesi (vedi schede CGPo094, CGPo119 e CGPo421), e per quanto riguarda l'età, viene riferita o al Miocene superiore o al Pliocene inferiore. La breccia è composta da clasti prevalentemente a spigoli vivi o comunque poco elaborati, e molto raramente sono appiattiti. La loro composizione è prevalentemente carbonatica e presentano dimensioni estremamente variabili; soprattutto nella parte inferiore prevalgono i clasti con dimensioni inferiori ai 10 cm, immersi in abbondante matrice marnosa-argillosa di colore verde gialla-

stro, nella parte restante prevalgono clasti a dimensioni maggiori, dell'ordine di alcuni decimetri, e raramente raggiungono il metro. Sulle breccie poggiano per uno spessore di circa 7 m i depositi della Formazione di Uggiano la Chiesa (Pliocene medio-superiore), caratterizzati alla base da un livello conglomeratico spesso circa 50 cm, costituito da vari litotipi calcarei, da fosforite e glauconite, a cui seguono calcari detriticoorganogeni di colore giallastro tendente al nocciola, più o meno compatti, ricchi di fossili (frequenti alghe, Pettinidi ed Ostreidi) e stratificati in banchi con spessore variabile sino ad un paio di metri circa. Proseguendo verso Ovest, sui depositi della Formazione di Uggiano la Chiesa si rinvengono i depositi quaternari (Pleistocene) del Sintema di Miggiano, spessi 7 m circa e caratterizzati da una grande continuità laterale (fino a circa 400 m). Tali depositi mostrano alla base un sottile livello conglomeratico con piccoli clasti di varia composizione, immersi in abbondante matrice detritico-organogena, contenente abbondanti alghe. La successione del sintema prosegue con calcari bioclastici giallo-nocciola passanti verso l'alto ad un colore bruno, all'interno dei quali si osserva una ben evidente stratificazione incrociata.



Bibliografia essenziale

BOSSIO A, MAZZEI R, MONTEFORTI B, SALVATORINI G, (2001) Note Illustrative alla Carta Geologica della zona di Santa Maria di Leuca (con appendice bio-cronostratigrafica). Atti della Società Toscana di Scienze Naturali A: 97-163.
RICCHETTI G. (2009) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:50.000, foglio 537 Capo Santa Maria di Leuca.

Longitudine **18,35308** • Latitudine **39,81864** • Castrignano del Capo (Le)

CGPo431 LA CALCARENITE CORALLIGENA MIOCENICA DEL CAPO DI LEUCA



Panoramica della successione stratigrafica osservabile lungo la trincea stradale

Nei pressi di Madonna Rasce (Leuca), in corrispondenza di una trincea della SS274, è ben visibile un deposito coralligeno, spesso circa 60 cm, interposto fra le sottostanti calcareniti oligoceniche di Porto Badisco e la sovrastante Formazione delle Calcareniti di Andrano, di età Miocene superiore. Questo particolare deposito, riferito alla "Calcarenite coralligena di Serra del Mito", è costituito da un accumulo di clasti di rocce frammisti ad abbondanti resti di macrofossili spesso fosfatizzati (coralli solitari, lamelibranchi, gasteropodi, brachiopodi e cefalopodi, fra cui numerose aturie) e denti di pesci. La matrice è costituita da una matrice a composizione carbonatica, con foraminiferi bentonici a guscio fosfatico, molluschi, Echinidi, Briozoi, anch'essi spesso fosfatizzati. Nella matrice sono stati riscontrati anche granuli di glauconite, fosforite, frammenti di suolo fosfatizzato e piccoli clasti di biomicriti a foraminiferi planctonici. Anche i clasti, provenienti da rocce di età pre-neogenica, presentano spesso una crosta esterna costituita da materiale fosfatizzato. L'età di tale deposito è riferita al Miocene medio e rappresenta una sequenza condensata (*hardground*) di piattaforma aperta caratterizzata da deposizione molto lenta su rilievi sottomarini al di sotto della fascia interessata dal moto



Particolare del passaggio fra la calcarenite coralligena di Serra del Mito e le sovrastanti Calcareniti di Andrano

Bibliografia essenziale

BOSSIO A, MAZZEI R, MONTEFORTI B, SALVATORINI G, (2001) Note Illustrative alla Carta Geologica della zona di Santa Maria di Leuca (con appendice bio-cronostratigrafica). Atti della Società Toscana di Scienze Naturali A: 97-163.
RICCHETTI G. (2009) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:50.000, foglio 537 Capo Santa Maria di Leuca.

Longitudine **18,36741** • Latitudine **39,81607** •
Gagliano del Capo; Castrignano del Capo (Le)

CGPo436 LA GRANDE SCARPATA MERIDIONALE DELLE MURGE

MONUMENTO NATURALE



Vista da Sud della Grande Scarpata Meridionale delle Murge

Il sito si estende lungo un prospetto di 33,5 km del margine geomorfologico sud-occidentale dell'altopiano delle Murge, ben visibile lungo la strada SP293. Rappresenta la più forte connotazione identitaria del paesaggio circostante, essendo visibile da decine di chilometri di distanza, come un taglio netto in un rilievo tabulare, inciso da ripide e brevi valli. Rappresenta la relazione geometrica e strutturale tra i domini geologici di avampaese e di avanfossa, più dettagliatamente, una scarpata di linea di faglia. Si tratta infatti di una forma generata dalla deformazione rigida della crosta, una faglia (di tipo *diretto*) che ha dislocato reciprocamente e verticalmente due blocchi di litosfera, la quale è stata successivamente modellata dalla degradazione subaerea che ne ha diminuito la pendenza facendola arretrare, mentre le acque incanalate hanno inciso i brevi e ripidi solchi oggi visibili. Il risultato è visibile in un dislivello di 100-200 metri rispetto alla sua base. Tale faglia fa parte di un sistema di strutture che hanno ribassato i calcari del Cretaceo sia a SO, verso l'Appennino, sia a NE verso l'Adriatico (sito CGPo144) tramite una serie di blocchi disposti a gradinata. La scarpata, con andamento circa NO-SE, interessa i calcari cretacei delle formazioni del Calcare di Bari, di età Cenomaniano,

e del Calcare di Altamura, di età Coniaco-Maastrichtiano. Il versante bradanico delle Murge, localmente, segna il confine geografico tra il settore di avampaese, corrispondente all'altopiano delle Murge alte, e il settore di avanfossa dell'Appennino meridionale, corrispondente con la depressione morfo-strutturale della Fossa bradanica. In particolare, la scarpata tettonica ha separato fisicamente un alto strutturale, le Murge alte, che è rimasto perennemente emerso a partire dalla fine del Cretaceo fino a tutto il Quaternario, sviluppando in tal modo un attivo carsismo epigeo e ipogeo, da una depressione strutturale, la Fossa bradanica, che è stata sede di una prolungata fase sedimentaria durante il Pliocene ed il Pleistocene (ciclo della Fossa bradanica) che ha portato al progressivo colmamento dell'avanfossa. Il versante è inciso da numerosi corsi d'acqua impostatisi come solchi di erosione che hanno la loro origine a partire dalla cresta del versante o nell'altopiano sommitale. Alla base della scarpata, al raccordo con la sottostante piana, si osservano depositi alluvionali policiclici di conioide del Pleistocene medio-superiore costituiti da breccie ben cementate in matrice di terra rossa spessi alcune decine di metri. Per quanto riguarda l'età del processo genetico che ha prodotto la formazione della scarpata di faglia, in mancanza di chiari vincoli stratigrafici, Iannone & Pieri (1982) hanno attribuito l'attività tettonica distensiva al Pliocene medio-superiore in relazione alle fasi di strutturazione del sistema Appennino meridionale-Avampaese apulo.

Bibliografia essenziale

CALDARA M. & CIARANFI N. (1988) - Le breccie polifasiche quaternarie delle Murge settentrionali. Atti del 74° Congresso "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale". Mem. Soc. Geol. It., 41: 685-695.

Longitudine **16,23996** • Latitudine **40,96768** •
Gravina in Puglia; Minervino Murge; Spinazzola (Bat)



CGPo437 I DEPOSITI DI CANNE DELLA BATTAGLIA



Vista dalla Cittadella di Canne della Battaglia della successione stratigrafica costituita da argille e sabbie

Lungo il bordo ofantino delle Murge, in corrispondenza del versante di una delle colline argillose che costituiscono il paesaggio tipico di Canne della Battaglia (Comune di Barletta) è possibile distinguere alcune piccole nicchie di frana lungo cui affiorano sedimenti non alterati e privi di copertura vegetale attribuibili a due distinte unità litostatigrafiche: le Argille subappennine, di età Pliocene superiore- Pleistocene inferiore e i Depositi marini terrazzati, di età Pleistocene medio-superiore. Le Argille subappennine hanno qui uno spessore affiorante di circa 12,5 m. Si tratta di argille e silts sabbiosomarnosi dall'aspetto massivo a causa dell'intensa bioturbazione, contenenti numerose intercalazioni di livelli conchigliari costituiti da valve di Ostreidi e altri lamellibranchi, sia in posizione di vita che parzialmente rielaborati dalle correnti; le valve di maggiori dimensioni possono superare i 20 cm. Sulle argille, con contatto netto, marcato da una superficie ondulata messa in evidenza da numerosi frammenti di gusci di Ostreidi e altri bivalvi, si rinvengono circa 10 m di sabbie e arenarie. Tali depositi si presentano per lo più massivi per la diffusa bioturbazione; solo in alcuni punti è possibile osservare la presenza di lamine piano-parallele e oblique evidenziate dalla presenza di concentrazioni bioclastiche (fram-

menti di bivalvi) e di numerosi clasti di argilla (*clay chips*). Gli ultimi 2-3 m della successione sabbiosa sono rappresentati da una crosta calcarea di origine secondaria (diagenesi tardiva) e di ambiente continentale. Si tratta di una crosta che si forma per risalita capillare di acque saturate in carbonato di calcio dal sottosuolo durante i periodi di prolungata siccità. Questo fenomeno pedogenetico è molto diffuso in tutta l'area mediterranea; in Puglia, questi depositi sono noti con il termine di "crosta pugliese". Le argille e i silts sabbioso-marnosi ricchi in macrofossili sono il prodotto della sedimentazione in ambienti marini relativamente profondi di piattaforma continentale, mentre i depositi sabbiosi sovrastanti sono il prodotto della sedimentazione in ambienti marini costieri attribuibili alle ultime fasi della regressione marina pleistocenica che ha portato alla definitiva emersione dell'area durante il Pleistocene superiore. Canne della Battaglia è un'area di notevole importanza storica e archeologica, teatro di una delle più importanti battaglie della storia (216 A.C.) in cui Annibale sconfisse i Romani. Nell'area è possibile visitare la "Cittadella" fondata sui depositi sabbiosi sud-detti, l'area archeologica teatro della battaglia e numerosi altri siti di interesse storico e archeologico.



Bibliografia essenziale

SABATO L. (1999) - Sosta 9.1 - Depositi marini terrazzati (Pleistocene superiore) presso Canne della Battaglia. In: Puglia e Monte Vulture prima parte (Ricchetti e Pieri ed.). Guide geologiche regionali. Be-Ma editrice, 252-254.

Longitudine **16,14995** • Latitudine **41,29353** • Barletta (Bat)

CGPo438 IL PAESAGGIO CARSIICO DELL'ALTA MURGIA RUVESE



Lama di Notarvincenzo. Lungo i versanti è possibile osservare le testate di strato del Calcere di Altamura

Nell'altopiano murgiano sono distinguibili diversi tipi di paesaggi, in base alla presenza e tipologia di forme del rilievo, carsiche o erosive. Per il tipo più caratterizzante l'altopiano, un'area può essere eletta come rappresentativa, sul versante adriatico, immediatamente al di sopra della scarpata che definisce il limite geografico dell'Alta Murgia. A circa 18 km dai centri urbani di Ruvo e Corato, le superfici presentano una commistione di reticoli epigei aperti (diretti verso l'Adriatico), piccoli bacini chiusi e sporadiche doline. Significativo l'intervento umano in relazione all'uso della pietra e alle riserve idriche superficiali, scarse per la natura dei terreni e per il contesto climatico. La trama alveolare o poligonale dei bacini chiusi, tipica della sommità dell'Alta Murgia, appare troncata dalle forme di successiva evoluzione del reticolo idrografico. L'area include sia le profonde "lame" di un reticolo aperto, sia i più brevi rami tributari di un bacino chiuso, drenato da una profonda voragine il cui imbocco è ora ostruito (Pu_444, Grave di Ferratella), che mostrano le forme più smussate dell'altopiano. Non mancano alcune doline isolate: una presenta un inghiottitoio sul fondo, un'altra un'antica cisterna, per adattarla a riserva idrica. L'aspetto accidentato di alcuni versanti in questa zona le

conferiva in passato l'appellativo (ora in disuso) di "Puli", un'anomalia toponomastica citata dal geografo C. Colamonicò. Le due "lame" di Mass. Notarvincenzo e Ferratella mostrano caratteristiche tipiche del reticolo murgiano: poco profonde, con versanti regolarizzati, ricolme di sedimenti alluvionali; dopo intense piogge possono mostrare i segni di piene impetuose. Tra le doline qui visibili, colme anch'esse di *terra rossa*, si trovano anche accessi a cavità carsiche (es. CGPo263), a conferma della presenza di un diffuso e articolato carsismo ipogeo. I caratteri su esposti distinguono nettamente questo tipo di paesaggio da quelli a bacini esclusivamente endoreici, piccoli o grandi (p.es. il sito CGPo398).

I versanti della lama di Notarvincenzo incidono gli strati del Calcere di Bari (nella parte settentrionale) e del Calcere di Altamura; i caratteri di dettaglio si osservano nelle vicine cave dismesse della "Cavallerizza" (CGPo228). Gli effetti del carsismo epigeo e ipogeo e le rocce affioranti donano al paesaggio un aspetto brullo, ma tale "geodiversità" sostiene un ricco e variegato ecosistema naturale. Questo ambiente, per vocazione inadatto all'agricoltura intensiva, ha subito trasformazioni, basate su tecniche di spietramento e scarificazione dei calcari, che rappresentano il principale fenomeno di degrado riscontrato. Nelle aree degradate le forme superficiali delle superfici di versanti e doline risultano oblitrate, e con esse le strutture dei depositi e dei suoli, oltre che gli accessi ai sistemi carsici ipogei, con palese riduzione della geodiversità e depauperamento dell'*habitat*.

Bibliografia essenziale

PEPE M., PARISE M. (2011), La zona dei Puli di Ruvo: idro-geomorfologia carsica e assetto strutturale. In: Alabastrì e contrasti. Atti XVI Incontro Regionale di Speleologia Speleion 2011, Castellana-Grotte, 9-11 dicembre 2011, p. 103-116.

Longitudine **16,43377** • Latitudine **40,98021** • Altamura; Ruvo di Puglia (Ba)



CGPo439 LE STRUTTURE DEFORMATIVE DEL TORRENTE BARONALE



Struttura deformativa a scala metrica. Si noti come la deformazione non interessi le superfici di strato

Nei pressi della frazione di Loseto nel Comune di Bari, lungo il versante in destra orografica del Torrente Baronale, è possibile osservare una successione, spessa circa 10 m, costituita da calcari micritici della Formazione del Calcere di Bari, di età Cenomaniano medio-superiore. La peculiarità di questa successione è quella di presentare strutture deformative sia a scala metrica, riconducibili a forme di truogoli, che a scala decimetrica, strutture laminato-concentriche a forma di noduli. Le superfici di strato hanno giacitura suborizzontale e non sono coinvolte nella deformazione; le strutture inoltre si propagano da uno strato all'altro senza subire nessuna interruzione o deviazione in corrispondenza dei giunti di strato. Questa caratteristica permette di interpretare le strutture deformative osservate come legate a processi secondari successivi alla sedimentazione dei calcari (strutture post-sedimentarie). Tale interpretazione è confermata dal chiaro rapporto di dipendenza esistente tra le strutture deformative e la principale famiglia di fratture che, localmente, è orientata all'incirca NNO-SSE. Le fratture immergono ad alto angolo verso Ovest, sono di natura tettonica e influenzano chiaramente forma e dimensioni delle strutture. Infatti, le strutture più complesse, a scala metrica, sono localizzate

in corrispondenza delle fratture con maggiore persistenza (lunghezza di alcuni metri) mentre le strutture a scala decimetrica sono localizzate in corrispondenza delle fratture con minore persistenza (lunghezza massima di circa un metro). In entrambi i casi, le strutture tendono ad attenuarsi gradualmente fino a scomparire lateralmente man mano che ci si allontana dalle fratture. Ne consegue quindi che esse siano riconducibili alla propagazione dei piani di fratturazione nei calcari in risposta a sforzi tensionali di natura tettonica. Per quanto riguarda l'età del processo genetico che ha portato alla formazione delle fratture e delle strutture deformative ad esse associate, si ritiene possibile che sia attribuibile a una delle fasi tettoniche che, durante il Terziario, hanno coinvolto questo settore delle Murge. Il Torrente Baronale, così come gran parte delle lame sul versante adriatico delle Murge, è un'area di grande interesse geologico oltre che un'area di grande valenza naturalistica. L'intera zona possiede i requisiti per diventare una meta di sicuro interesse per studenti, geoturisti ed escursionisti.

Bibliografia essenziale

IANNONE A. (1996) - Segnalazione di strutture da deformazione sinsedimentaria in una successione carbonatica cenomaniana, nei pressi di Bari. Mem. Soc. Geol. It., 51: 209-215.

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. con contributi di: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2012) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 438 "Bari", 105 pp.

SPALLUTO L. (2012) - Facies evolution and sequence chronostratigraphy of a "mid"-Cretaceous shallow-water carbonate succession of the Apulia Carbonate Platform from the northern Murge area (Apulia, southern Italy). Facies, 58: 17-36.

SPALLUTO L., CAFFAU M. (2010) - Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), 129 (3): 335-352.

Longitudine **16,85103** • Latitudine **41,02561** • Bari





GLOSSARIO SINTETICO DEI TERMINI ESSENZIALI



Glossario sintetico dei termini essenziali

(a cura di Maurilio Milella e Arcangelo Piscitelli)

A

Abissale, Piana: ambiente marino al piede della scarpata continentale, subpianeggiante, e di profondità variabile, a partire da circa 3.000 metri.

Abissale, Piano: termine di natura ecologica con il quale si individua quella parte del dominio bentonico della Provincia Oceanica corrispondente alla piana abissale.

Abrasione: processo meccanico esercitato dal moto ondoso su fondali rocciosi lungo costa favorito dalla presenza di grani di sedimento.

Acque connate (acque fossili): acqua intrappolata negli interstizi di una roccia sedimentaria al tempo della sua deposizione.

Acque sulfuree: acque di falda profonda che possiedono H_2S in quantità pari o superiore ad 1 mg per litro.

Adale, Piano: termine di natura ecologica con il quale si individua quella parte del dominio bentonico della Provincia Oceanica corrispondente alle fosse oceaniche; rappresenta la zona più profonda della Provincia Oceanica.

Adlitorale, piano: nella classificazione dello spazio costiero tutto ciò che è oltre al normale limite di penetrazione entroterra delle onde (vedi anche *Piano Sopralitorale*).

Affioramento: area in superficie di qualsiasi dimensione, da submetrica a diversi chilometri quadrati, costituita da rocce o sedimenti esposti senza coperture di suolo.

Afotica, Zona: parte della colonna d'acqua in cui non c'è sufficiente penetrazione di luce per la fotosintesi.

Alloctono: proveniente da altre zone; si riferisce più frequentemente ad una comunità di organismi, sia fossili sia viventi, ritrovata a distanza dal luogo di vita, a seguito di rimaneggiamento o trasporto nel caso dei fossili, o in habitat differenti da quelli di origine, nel caso di organismi viventi. Quest'ultima eventualità è causata all'introduzione consapevole o accidentale di tali specie in ambienti diversi da quelli naturali da parte dell'uomo.

Ambiente: parte della superficie terrestre fisicamente, chimicamente e biologicamente distinta dalle parti adiacenti.

Arenaria: roccia sedimentaria particellare costituita da granuli di dimensioni comprese fra 2 mm e 1/16 di mm, derivante dalla cementazione naturale della sabbia; in funzione della composizione mineralogica si distinguono: a. quarzose (quarzoarenti), arcose, grovacche.

Argilla: sedimento formato da granuli di dimensioni inferiori a 1/256 di mm rappresentati prevalentemente da minerali argillosi o fillosilicati (vedi *silicati*). Impropriamente è usato come sinonimo di fango.

Artropodi: invertebrati acquatici, terrestri o aerei, con corpo a simmetria bilaterale; sono diffusissimi e la classe più nota è quella dei Crostacei.

Autoctono: formatosi o generatosi nella stessa zona in cui viene osservato (indigeno). Si riferisce più frequentemente ad una comunità di organismi, sia fossili sia viventi, se ritrovata nel luogo di vita (fossili) o di origine (viventi).

Avanscogliera: parte più esterna della piattaforma carbonatica, generalmente ripida, corrispondente all'ambiente di sedimentazione esteso tra la scogliera vera e propria ed il mare aperto (vedi *scogliera*).

B

Banco: strato di spessore superiore al metro.

Banco organogeno: corpo roccioso costituito da scheletri di organismi animali e/o vegetali rinvenuti in posizione di vita. L'esempio più classico è rappresentato dalle barriere coralline (vedi *madreporari*).

Batiale, Piano: termine di natura ecologica con il quale si indica quella parte del dominio bentonico della Provincia Oceanica corrispondente alla scarpata continentale. Esso è il meno profondo dei piani che caratterizzano la Provincia Oceanica

Bauxite: roccia ricca di ossidi idrati di alluminio e ferro (gibbsite, boehmite, diasporo ecc.) ai quali si associano subordinatamente altri minerali (quarzo, sialliti, idrossidi di ferro, ossido di titanio, carbonati ecc.). La b. rinvenuta in Puglia ha origine sedimentaria e deriva dall'alterazione in clima tropicale di rocce carbonatiche. In rapporto alla giacitura e all'origine, le b. possono essere di due tipi: b. eluviali, se accumulatesi nel luogo stesso di origine della roccia da cui derivano; b. colluviali se risedimentate dalle acque continentali anche lontano dal luogo e dalla roccia di origine. Nella b. si rinvengono spesso noduli a struttura oolitica (pisoliti bauxitiche). Le b. costituiscono la materia prima dalla quale viene ricavato l'alluminio. Prende il nome da Les Baux de Provence, località presso Arles, nella Francia meridionale.

Beach rock: roccia formatasi in ambiente intertidale per diagenesi precoce sinsedimentaria in seguito alla precipitazione di cemento carbonatico negli interstizi fra i granuli.

Benthos: categoria di organismi la cui vita si svolge in contatto attivo con il fondo del bacino (marino, lacustre, palustre); il b. è distinto in *epi-* ed *endobenthos* a seconda che gli organismi vivano o meno infossati nel sedimento (organismi fossori).

Bentonico, Dominio: termine con il quale si indica l'ambiente che ospita il sistema ecologico dei fondali oceanici.

Berma: gradino basso, orizzontale o a bassa pendenza, sulla parte interna di una spiaggia, formato dal moto ondoso normale (berma ordinaria) o da onde di tempesta (berma di tempesta).

Biocalcarenite: calcarenite costituita prevalentemente da frammenti di resti di organismi.

Biocalcirudite: calcirudite costituita prevalentemente da frammenti di resti di organismi.

Biocenosi: insieme di organismi dalla biologia interdipendente che caratterizzano in modo specifico un determinato spazio.

Bioerosione: erosione prodotta da organismi su roccia o gusci di molluschi; è detta anche *biocarsismo*.

Biofacies: associazione di fossili, contenuta in unità rocciosa, che permette di caratterizzare su basi paleoecologiche l'ambiente di deposizione; consente di suddividere su basi paleontologiche unità stratigrafiche più estese.

Bioherma: struttura fossile di origine organogena costituita da scheletri di organismi costruttori bentonici in posizione di vita; è quasi sempre priva di stratificazione; l'esempio tipico è quello delle scogliere coralline che formano barriere, talvolta estese per migliaia di chilometri.

Biomassa: quantità di materia vivente per unità di superficie del territorio, espressa in peso.

Biomicrite: nella classificazione delle rocce carbonatiche di Folk (1959), la biomicrite è un calcare costituito da frammenti di fossili (bio) e da fango carbonatico (micrite).

Biostratigrafia: parte della stratigrafia che studia la distribuzione dei fossili nel tempo allo scopo di suddividere le rocce sedimentarie per età relativa su basi paleontologiche.

Biostratigrafica, Unità: suddivisione di un complesso roccioso in relazione al contenuto in fossili. Le unità biostratigrafiche sono indipendenti dalle variazioni litologiche e sono

distinte in base ai nomi dei fossili caratteristici in esse contenute; le più usate sono le biozone definite sulla base della comparsa e/o scomparsa a livello globale o regionale di una o più specie.

Biostroma: struttura fossile stratificata di origine organogena, costituita da un accumulo di gusci di organismi; si differenzia dalla bioherma per la frequente e marcata stratificazione.

Bioturbazione: rielaborazione del sedimento ad opera di animali o piante.

BP: abbreviazione dell'espressione inglese *Before Present*, prima del presente, nel senso di anni fa; riferito in generale a datazioni, segue un numero intero o decimale che indica l'età espressa in anni o ka (p.e.: 1,5ka BP, 1.500 anni fa o prima del presente).

Brachiopodi: invertebrati marini bivalvi: possono essere liberi o fissi al substrato. Sono divisi in due classi: Inarticulata (*Lingula*) ed Articulata (*Rhynchonella*, *Terebratula*).

Breccia: roccia sedimentaria particellare formata da clasti a spigoli vivi di dimensioni superiori a 2 mm, ed indicativi di un breve trasporto. Si può formare sia in ambiente marino sia continentale.

Breccia di frizione: breccia formatasi per fratturazione generata durante il movimento tettonico di masse rocciose lungo un piano di faglia.

Breccia intraformazionale: breccia prodotta dal rimaneggiamento nello stesso ambiente di originale deposizione di sedimento precocemente diagenizzato.

Briozoi: organismi acquatici invertebrati che vivono in colonie fissate al fondale.

C

Calcare: roccia sedimentaria costituita prevalentemente da carbonato di calcio (CaCO_3).

Calcare dolomitico: roccia sedimentaria che contiene carbonato di calcio (CaCO_3) e una quantità variabile dal 10% al 50% di dolomite che è un carbonato doppio di calcio e magnesio [$\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$].

Calcarenite: roccia sedimentaria carbonatica clastica con granuli di dimensione compresa fra 2 mm e 1/16 di mm.

Calcilutite: roccia sedimentaria carbonatica a grana fine, costituita da elementi di dimensioni inferiori a 1/16 di mm.

Calcirudite: roccia sedimentaria carbonatica a grana grossolana composta da elementi di dimensioni maggiori di 2 mm.

Campo carreggiato: forma carsica generata dalla corrosione su rocce carbonatiche a debole pendenza con il condizionamento di preesistenti fratture; noto anche come *campo solcato* o *Karrenfelder* in tedesco o *lapiez* in francese.

Campo piano: forma carsica chiusa di dimensioni chilometriche generata su rocce carbonatiche, a fondo piatto e versanti ripidi (maggiori di 30°), nota anche come campo carsico, *polje* nei paesi slavi o *piano* nella toponomastica dell'Appennino; spesso situata in depressioni tettoniche o bordata da faglie (*campo tettono-carsico*), presenta talvolta il fondo ricoperto da una sottile coltre alluvionale; i campi piani si allagano stagionalmente e possono svuotarsi in breve tempo attraverso inghiottitoi.

Campo solcato: vedi *campo carreggiato*

Campo tettono-carsico: vedi *campo piano*

Carsismo: termine derivante probabilmente dalla radice sumero-accadica *kar*, nel significato di *roccia*, da cui derivano sia la voce onomatopeica *calcare* (*krk* e l'omonima isola dalmata di Krk), sia il nome Carso (in slavo *Krs* o *Kras*) della regione compresa tra l'Italia ed i paesi slavi. Il processo carsico produce un paesaggio tipico di rocce carbonatiche o evaporitiche, derivato essenzialmente da dissoluzione delle rocce solubili e che è caratterizzato da doline, grotte, e drenaggio sotterraneo. Infatti il c. indica il fenomeno della dissoluzione chimico-fisica di rocce carbonatiche [calcari, CaCO_3 ; dolomie, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] ed evaporitiche (gesso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; anidrite, CaSO_4 ; salgemma, NaCl) ad opera delle acque contenenti una determinata concentrazione di biossido di carbonio (anidride carbonica, CO_2) in soluzione. Il carsismo può generare macro- e microforme di dissoluzione sia superficiali (*epigee*) sia sotterranee (*ipogee*).

Cataclasite: roccia che si genera per processi di tipo tettonico lungo un piano di faglia.

Cava: area, epigea o ipogea, in cui si estrae materiale roccioso (classificato come materiale da cava) destinato essenzialmente ad usi per l'edilizia.

Cavità carsica: cavità di genesi carsica, spesso tettono-carsica se sviluppata lungo una frattura rocciosa, di forma e dimensioni variabili, subverticale (pozzo, abisso) o suborizzontale (galleria con sale, camere, concrezioni, depositi di crollo).

Cenosi: associazione di organismi.

Ciclo sedimentario: successione stratigrafica prodotta da una fase di sedimentazione trasgressivo-regressiva.

Ciottoli – blocchi: elementi detritici (clasti) di dimensioni superiori alle sabbie (vedi *limi*). Questi termini, spesso usati informalmente in modo generico, hanno invece una precisa collocazione dimensionale nella scala granulometrica. I ciottoli sono ghiaie con

diametro compreso fra 64mm e 256 mm; i blocchi sono grossi clasti con diametro superiore a 256 mm.

Circalitorale, Piano: ambiente marino più profondo della Provincia Neritica, caratterizzato da scarsa luminosità, che si estende dal limite inferiore del piano infralitorale fino alla profondità di circa 150/200 m dove inizia l'ambiente batiale della Provincia Oceanica.

Clinostratificazione: stratificazione che si sviluppa lungo superfici inclinate rispetto all'orizzontale.

Coesione: proprietà dei corpi rocciosi di resistere alla rottura, quando sottoposti a pressioni o alla sola forza di gravità, che li rende più o meno compatti; è dovuta a forze attrattive agenti fra le molecole.

Colata: flusso in cui il fango è dal punto di vista dinamico (anche se non volumetrico) la componente dominante; si distinguono colate in s.s (colate fangose) da colate granulari, e possono verificarsi sia in ambiente subaereo che subacqueo.

Concordanza: successione di strati depositi l'uno sopra l'altro e paralleli tra loro.

Condotta carsica: cavità di forma tubolare a sezione circolare o ellittica, spesso con andamento suborizzontale; può svilupparsi anche lungo fratture della roccia. E' noto anche come *tubo freatico* per la genesi legata a circolazione di acqua in pressione; a volte le pareti presentano impronte di corrente e solchi d'erosione.

Conglomerato: roccia sedimentaria formata da elementi a spigoli arrotondati di dimensioni maggiori di 2 mm.

Conoide alluvionale: corpo sedimentario formato da un corso d'acqua a regime torrentizio, che si sviluppa allo sbocco di una valle montana verso un'area subpianeggiante, assumendo in pianta una forma a ventaglio.

Conoide detritico: accumulo di detriti di varia dimensione ai piedi di un versante dovuto a processi gravitativi; la forma è simile a quella della conoide alluvionale ma con pendenze maggiori; è detto anche cono detritico.

Convergenza morfologica: risultato di fenomeni o processi morfogenetici diversi. Per esempio, forme cave circolari, in apparenza simili, possono essere state generate da fenomeni carsici (dolina), dall'attività vulcanica (cratere), dall'impatto con un meteorite (cratere meteorico), o anche dall'azione dell'uomo (cava).

Coproliti: materia fecale fossilizzata prodotta da vertebrati.

Coralligeno: concrezionamento organico, vegetale ed animale, che può ricoprire il

fondale marino, anche di natura sabbiosa o conglomeratica, o le falesie sommerse; è costituito essenzialmente da alghe rosse e animali coloniali come briozoi e madreporari.

Corallo: vedi *madreporari*

Corrosione: processo di erosione in cui rocce e terre sono rimosse o trasportate via da processi chimici, specialmente dall'azione solvente dell'acqua corrente, ma anche da altre reazioni come idrolisi, idratazione, carbonatazione e ossidazione.

Corrosione marginale: si sviluppa ai piedi dei versanti carbonatici per un aumentato afflusso di acque meteoriche convogliate dalla superficie del versante; ne consegue un'aumentata intensità dei processi di dissoluzione e lo sviluppo di un profondo solco di corrosione.

D

Datazione: insieme degli studi volti a individuare l'età di un corpo roccioso. Essa può essere assoluta, se espressa in una unità di tempo definita numericamente (p.es. età espressa in anni) ed ottenuta in funzione di analisi chimiche e/o fisiche, o relativa, se fornita in funzione dei rapporti di sovrapposizione o soggiacenza rispetto ad altri corpi rocciosi già datati.

Depositi terrazzati: (vedi anche *Terrazzo*) depositi disposti in ripiani delimitati da più o meno evidenti scarpate; si distinguono in marini (disposti a formare una gradinata con quote decrescenti verso il mare e originati da processi che agiscono in aree costiere) e fluviali (disposti a formare una gradinata con quote decrescenti verso la valle di un corso d'acqua che li ha originati).

Deposito residuale: il residuo insolubile che si accumula passivamente in sito a causa di processi di alterazione e/o dissoluzione di sedimenti o rocce.

Deriva litorale (drifting): processo di trasporto di sedimenti lungo costa, dovuto alla presenza di correnti parallele alla linea di riva innescate da frangenza obliqua delle onde rispetto alla stessa linea di riva o da altre cause oceanografiche.

Detritico costiero: deposito di ambiente marino sommerso derivante dalla distruzione delle biocenosi marine ed arricchito da materiale proveniente dalla deriva litorale.

Detrito: frammenti o clasti di diverse dimensioni, risultante dalla disgregazione di una o più rocce ad opera degli agenti esogeni, in genere sciolto o più o meno cementato; talora è messo in posto da eruzioni esplosive (d. *piroclastico*); il d. *di falda* o *falda detritica* è una massa incoerente di frammenti rocciosi, in genere di forma conica (vedi anche *conoide*

detritico) o allungata, accumulati al piede di una falesia oppure alla base di un rilievo collinare o montuoso a seguito di ripetuti distacchi per erosione o frana.

Diagenesi: trasformazione, in tempi più o meno lunghi, di sedimenti in roccia, attraverso processi di compattazione, cementazione e ricristallizzazione.

Dilavamento: azione erosiva esercitata dalle acque meteoriche ruscellanti disordinatamente lungo i versanti, con trasporto verso valle dei materiali fini.

Disconformità: una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti sono essenzialmente paralleli.

Discordanza angolare: una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti non sono paralleli, ma formano un angolo; l'unità sottostante è la più antica e risulta piegata o inclinata per motivi tettonici prima della sedimentazione dell'unità sovrastante.

Dissoluzione: processo chimico di alterazione di minerali e rocce che determina il passaggio della materia solida in una soluzione acquosa (vedi anche *Carsismo*).

Dolina: macroforma carsica a conca chiusa, generata in rocce carbonatiche e spesso lungo fratture o faglie, di dimensioni decametriche e con presenza sul fondo di punti assorbenti; di forma circolare, ellittica o irregolare in pianta, in base alla geometria della sezione si distinguono d. *a piatto*, *a imbuto*, *a ciotola*, *di crollo*, con il fondo mascherato o meno da depositi di riempimento da grossolani a fini.

Dolomia: roccia sedimentaria prevalentemente costituita da *dolomite* cioè da un carbonato doppio di calcio e magnesio $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$.

E

Eolianite: roccia sedimentaria formata in seguito a cementazione parziale o completa di sabbie fini accumulate dall'azione del vento.

Emergenza geologica: un elemento o una porzione del territorio che dal punto di vista geologico s.l. assume caratteri distintivi rispetto alle aree circostanti, anche in relazione ai suoi caratteri paleo-etno-antropologici. Esso testimonia a scala locale, regionale, o globale eventi e/o processi geologici s.l., significativi, senza caratteri di unicità o di esclusività alla scala di riferimento.

Epicentro: il punto sulla superficie della Terra che si trova immediatamente al di sopra del fuoco (punto di rottura iniziale) di un terremoto.

Erosione: processo meccanico che consiste nella asportazione di elementi di dimensioni variabili dal corpo roccioso affiorante, lapideo (come sulle falesie) o sciolto (come sulle spiagge).

Eustatismo: fenomeno di innalzamento o abbassamento del livello del mare a scala planetaria: lungo le coste esso causa arretramenti e avanzamenti della linea di riva. Le cause possono essere diverse, come per esempio i fenomeni di glaciazione e disgelo, che comportano variazioni di volume dell'acqua con conseguente abbassamento o innalzamento del livello marino (*eustatismo glaciale*), oppure la variazione di volume dei bacini marini per deformazione tettonica (*eustatismo tettonico*) o ancora la ridistribuzione delle masse sul pianeta con conseguente variazione del geoide (*eustatismo geoidico*).

F

Facies: termine latino (faccia, aspetto), che in geologia indica l'insieme delle caratteristiche di un corpo sedimentario (litologia, tessitura, geometria e spessore degli strati, fossili, strutture sedimentarie, etc.) che lo differenziano rispetto ai depositi che gli sono associati, sia verticalmente sia lateralmente. Lo studio dei caratteri di facies permette di risalire al processo sedimentario che l'ha generata.

Faglia: frattura di una massa rocciosa lungo la quale si è verificato uno spostamento relativo dei blocchi.

Falesia: termine di origine francese (*falaise*) che indica scarpata in roccia molto ripida dovuta all'incessante azione erosiva esercitata dal mare; il termine è usato per indicare qualsiasi parete subverticale di origine tettonica, strutturale, erosiva etc. Impropriamente viene usato il termine scogliera per indicare una falesia (vedi *Scogliera*).

Fascia collinare: fascia altitudinale, con elevazione del terreno, di forma arrotondata, solitamente inferiore ai 600 m sul livello del mare.

Fascia mediterranea: fascia altitudinale, che sull'Appennino centro-meridionale si estende da 0 a circa 300 m sul livello del mare.

Fascia montana: fascia altitudinale; sull'Appennino centro-meridionale si estende oltre i 1.000 m sul livello del mare.

Fascia submontana: fascia altitudinale; sull'Appennino centro-meridionale si estende da 600 a circa 1.000 m sul livello del mare.

Fauna calda: insieme di organismi rinvenuti allo stato fossile migrati nel bacino del Mediterraneo provenienti da ambienti tropicali o subtropicali (es: *Persististrombus latus*, *Cardita calyculata senegalensis*).

Fauna fredda: insieme di organismi rinvenuti allo stato fossile migrati nel bacino del Mediterraneo provenienti da ambienti temperati freddi, artici e subartici (es: *Ciprina inslandica*, *Hyalinea balthica*).

Foraminiferi: organismi marini bentonici e planctonici, le cui dimensioni variano da meno di un millimetro a qualche centimetro; qualunque protozoo appartenente alla sottoclasse Sarcodina, ordine Foraminifera, caratterizzato dalla presenza di una o più camere composte di calcite o particelle agglutinate. Gran parte dei foraminiferi sono marini ma sono anche note forme di acqua dolce. Sono diffusi dal Cambriano al presente. Il loro studio risulta fondamentale per datare rocce e successioni sedimentarie con metodi biostratigrafici (vedi *Biostratigrafia*).

Fosfatizzazione: processo diagenetico che porta alla sostituzione dei minerali che costituiscono sedimenti o gusci di organismi con fosfati.

Fossile: qualsiasi resto identificabile racchiuso in un sedimento, oppure impronta o anche solo traccia dell'attività di animali e vegetali che vissero nei tempi geologici passati, formatosi ad opera di una serie di processi naturali (chimico-fisici) più o meno lunghi (*fossilizzazione*); il *subfossile* o *f. vivente* è un organismo fossile la cui specie è tuttora vivente (p.e. il Celacanto); si riferisce anche a forme ereditate del paesaggio (*falesia fossile*, *duna fossile*).

Fossile guida: fossile che presenta contemporaneamente una distribuzione temporale molto limitata, un'ampia distribuzione geografica e una grande velocità di diffusione.

Fossilizzazione: l'insieme dei processi che permettono il seppellimento e la preservazione di resti o tracce di organismi animali o vegetali, trasformandoli in fossili.

Fotica, Zona: quella parte della colonna d'acqua in cui c'è sufficiente penetrazione di luce per supportare la fotosintesi; la sua profondità è variabile in funzione della torbidità delle acque.

Frana: termine che indica tutti i fenomeni di caduta e i movimenti di masse rocciose lapidee, pseudocoerenti o sciolte, dovuti alla forza di gravità. Le frane danno luogo a evidenti modificazioni della superficie terrestre.

Freatico: porzione del sottosuolo completamente satura di acqua dolce (*falda freatica* o *acquifera*).

Fronte della scogliera: parte superiore del pendio di una scogliera (vedi *Scogliera*).

Fronte di cava: parte di una cava in cui si esegue meccanicamente lo scavo per avanzamento graduale, di solito costituita da una parete subverticale o a gradinata.

G

Geoide: forma fisica della Terra corrispondente alla superficie passante per il livello medio del mare e perpendicolare in ogni punto alla direzione della verticale, cioè alla direzione della forza di gravità.

Geomorfologia: scienza che studia i processi morfogenetici e le forme del paesaggio fisico; essa permette di riconoscere quali processi, in funzione dei tipi litologici e dell'evoluzione del clima, sono stati responsabili del modellamento delle forme che caratterizzano il paesaggio attuale e di capire come queste possono evolvere, anche in presenza dell'uomo, quale nuovo fattore condizionante.

Geosito: un elemento o una porzione del territorio che dal punto di vista geologico s.l. assume caratteri scientifici distintivi rispetto alle aree circostanti, anche in relazione ai suoi caratteri paleo-etno-antropologici. Tale elemento territoriale testimonia a scala locale, regionale, o globale eventi e/o processi geologici s.l., significativi, con caratteri di rarità o di esclusività alla scala di riferimento.

Geosito speciale: geosito di cui sia riconosciuta la specificità per la rilevanza e la rarità del valore espresso rispetto ad altri geositi regionali, nazionali ed internazionali (Art. 5, comma 1, della L.R. 33/09).

Ghiaie: vedi *limi*

Giacitura: disposizione spaziale di uno strato roccioso, indicata da tre elementi: direzione (rispetto ai punti cardinali; p.e. E-W oppure NE-SW), immersione (in gradi, riferita al nord; p.e. 60°), inclinazione (in gradi, indica la pendenza lungo l'immersione; p.e. 15°); g. *a franapoggio*, immersione degli strati concordante con quella del versante; g. *a reggipoggio*, immersione degli strati opposta rispetto a quella del versante; g. *suborizzontale*, immersione degli strati quasi parallela al piano dell'orizzonte.

Giunto: superficie che individua una soluzione di continuità all'interno di un corpo roccioso; può essere primaria (giunto di stratificazione) o secondaria (frattura).

Glaucinite: gruppo di minerali consistente in idrosilicati di potassio e ferro.

Gravina: termine locale che indica profonde incisioni con pareti molto inclinate, a volte subverticali, tanto da assimilarle a veri e propri canyon; con tale termine nel gergo comune si indicano tanto le valli di sovrainposizione fluviale (legate all'approfondimento del reticolo idrografico in rocce in precedenza non intercettate dal corso d'acqua perché non affioranti) tanto le sapping valleys (legate a fenomeni di sovraescavazione ed erosione regressiva alla emergenza di sorgenti di interstrato o carsiche); vedi *sapping*.

H

Habitat: insieme delle caratteristiche ambientali, fisiche e biologiche, in cui si sviluppano e vivono una o più specie animali e vegetali, sia macro- che microscopiche.

Habitus: morfologia della specie di un organismo o di un cristallo.

I

Ichnogenere: genere riferito a tracce fossili.

Ichnospecie: specie riferita a tracce fossili.

Iconiti: tracce fossili, micro- e macroscopiche, che si conservano come strutture sedimentarie all'interno o sulla superficie degli strati; hanno forme ed orientamento variabili e sono prodotte da molti organismi, sia continentali sia marini; tra questi ultimi in particolare da quelli bentonici (p.e. pesci, gasteropodi, echinoidi, etc.) o fossori (p.e. molluschi bivalvi, policheti, vermetidi, etc.); si riconoscono tipiche piste di spostamento, scavi e tane che consentono di risalire alle specie che li hanno prodotti.

Infralitorale, Piano: ambiente marino della Provincia Neritica caratterizzato da buona penetrazione dei raggi solari; la sua profondità varia in funzione della torbidità dell'acqua.

Inghiottitoio: pozzo naturale verticale prodotto da *fenomeni carsici*, spesso lungo una frattura rocciosa o sul fondo di una *dolina* o di un *campo piano*, attraverso il quale le acque confluiscono nel reticolo idrico sotterraneo o in una *cavità carsica epigèa*.

Intertidale: ambiente compreso fra il livello di alta e di bassa marea. Corrisponde al piano mesolitorale nella terminologia in uso in biologia marina.

Intraclasti: frammenti di sedimenti debolmente consolidati di poco spostati dalla loro posizione originale ma rimasti nello stesso ambiente deposizionale. Frequentemente si originano per disseccamento durante fasi di bassa marea in ambienti intertidali.

Isostasia: processo che porta all'equilibrio della litosfera sulla sottostante astenosfera (secondo un principio simile a quello del galleggiamento). A causa della frequente redistribuzione di masse (p.e. sedimentarie o glaciali) sulla superficie del nostro pianeta, il fenomeno dell'isostasia porta a continui e ripetuti assestamenti verticali.

Ittiodontoliti: denti fossili di pesci.

K

Ka: chiloanno, per migliaia di anni; segue un numero intero o decimale che indica l'età espressa in migliaia di anni (per esempio 125 ka corrisponde a 125.000 anni fa o prima del presente).

L

Lacuna stratigrafica: mancanza di sedimenti appartenenti ad un intervallo di tempo, causata da assenza di sedimentazione o erosione; è detto anche *gap stratigrafico*.

Laguna: ambiente di transizione fra il dominio continentale e quello marino, caratterizzato dalla presenza di acque a salinità da dulcicola a salata isolate dal mare dall'accumulo di cordoni litorali o isole barriera o scogliere coralline.

Lama: solco erosivo tipico del paesaggio pugliese, poco profondo, percorso da corsi d'acqua effimeri.

Lamina: struttura sedimentaria di rango inferiore allo strato, con spessore variabili fino al massimo di 2-3 cm.

Lapiez o lapiés: vedi *Campo carreggiato*

Lepidocycline: genere dei Foraminiferi.

Limi (silt) - sabbie - ghiaie: termini che indicano sedimenti composti da particelle con granulometrie (cioè dimensioni) superiori alle argille. I limi, o silt, sono composti da clasti con diametro compreso fra 1/256 e 1/16 mm (fra 3,9 e 62,5 micron); le sabbie fra 1/16 e 2 mm; le ghiaie fra 2 e 256 mm.

Linea di costa: linea rappresentata dall'intersezione fra ambiente marino, ambiente aereo e ambiente terrestre.

Linea di riva: linea rappresentata dall'intersezione fra ambiente marino, ambiente aereo e costa sabbiosa.

Liscione: o specchio di faglia; porzione della scarpata di faglia che conserva nelle pareti del blocco sollevato i tratti del piano di faglia, levigato dalla frizione durante la dislocazione del blocco roccioso. Presenta a volte strie orientate che indicano il verso del movimento (indicatori cinematici).

Litofago: o litodomo; organismo che perfora il legno o la roccia, talora nutrendosene, meccanicamente o mediante enzimi acidi; p.e. le terebridi, che perforano pali o scafi lignei di imbarcazioni; il litodomo o dattero di mare (*Litophaga litophaga*), che colonizza i

primi centimetri delle rocce carbonatiche e, quando è fossile, rappresenta un indicatore accessorio del paleostazionamento del livello marino.

Litostratigrafica, Unità: complesso di rocce con caratteristiche litologiche particolari che permettono di distinguerlo dalle rocce circostanti; le Unità Litostratigrafiche sono suddivise, in base alla gerarchia (decrescente), in gruppo, formazione, membro e strato.

Livello del mare: superficie teorica di equilibrio rispetto alla gravità cui si dispone la massa d'acqua marina in assenza di perturbazioni. Essa varia nello spazio e nel tempo in funzione di fenomeni a differente ciclicità (clima, maree, moto ondoso, correnti).

Livello di base: superficie in corrispondenza della quale si arresta il movimento di un corpo soggetto a gravità.

Località tipo: la località dove una particolare roccia, unità stratigrafica, fossile o minerale è stato identificato formalmente per la prima volta.

M

Macchia mediterranea: popolamenti o formazioni di alberi e arbusti sempreverdi delle aree a clima mediterraneo (p.e. ginestra, mirto, tamerice, pino, leccio, etc.).

Madreporari: organismi coloniali della famiglia dei coralli che costruiscono strutture rocciose resistenti al moto ondoso come le barriere coralline.

Marmitta dei giganti: vedi *marmitta di evorsione*

Marmitta di evorsione: cavità emisferica o cilindrica erosa nella roccia compatta dall'azione vorticoso delle acque fluviali o marine, dallo sfregamento sulle pareti e sul fondo dei detriti trasportati e/o dalla dissoluzione chimica; al piede delle rapide o delle cascate, per esempio, si producono forme molto profonde dette caldaie o m. dei giganti.

Marna: roccia sedimentaria composta da una frazione argillosa e da una carbonatica; a seconda della prevalenza dell'una o dell'altra frazione si distinguono calcari marnosi, marne argillose e argille marnose.

Matte: struttura paragonabile ad un materasso più o meno continuo, di origine legata alla cattura del detrito mobile da parte dei rizomi (apparato radicale) della *Posidonia oceanica*.

Meandro: ansa sinuosa lungo un tratto di un corso d'acqua, generata dall'erosione laterale della sponda esterna e dalla deposizione di sedimenti su quella interna di ogni curva; m. *incassati* sono prodotti dall'approfondimento in roccia del letto fluviale, che ha conservato il proprio tracciato già in origine tortuoso (*sovraimposizione*). I meandri si formano nella parte terminale dei corsi d'acqua, in aree a bassa pendenza.

Mesotidale, Piano: ambiente corrispondente all'intertidale compreso fra il livello di alta e di bassa marea.

Micrite: matrice che ingloba i granuli in molte rocce carbonatiche; è costituita da calcite microcristallina originata per precipitazione chimica in acque sature di carbonato di calcio o rappresenta la porzione più fine del sedimento derivante dalla disgregazione degli scheletri degli organismi.

Miniera: area, epigea o ipogea, in cui si estraggono minerali destinati essenzialmente ad usi industriali s.l.; sono tali in genere i metalli o i minerali preziosi.

MIS, Marine Isotope Stage: vedi *Stadio Isotopico dell'Ossigeno*

Monumento naturale: emergenza o geosito di cui sia riconosciuta l'estensione e la significatività a scala regionale, nazionale o internazionale (Art.5, c. 3, della L.R. N.33 del 4/12/2009 e dell'Art. 2, c. 1 Punto d, della L.R. N. 19 del 24/7/1997).

Multitemporale, Analisi: viene compiuta utilizzando un insieme di immagini dello stesso territorio, acquisite in tempi diversi, ovvero in passaggi diversi del satellite; l'a. m. è indispensabile per individuare le variazioni cicliche di oggetti presenti sul territorio (p.e. la biomassa fotosinteticamente attiva).

N

Neritica, Provincia: parte dell'ambiente marino esteso dalla fascia costiera circa al limite della piattaforma continentale quindi alla profondità di circa 150/200m.

Noduli algali: granuli carbonatici concentrici, con diametri variabili da pochi mm a 10 cm, costituiti da un nucleo (in genere un frammento di guscio) involuppati da lamine ondulate o irregolari dovute all'attività di alghe incrostanti. Tra i noduli algali si distinguono gli oncoidi (prodotti da alghe cianofitiche) e le rodoliti (prodotte da alghe rodofitiche).

Notch: vedi *solco di battente*

Nummulite: l'insieme dei foraminiferi appartenenti alla famiglia Nummulitidae. Fossili tipici dell'Eocene.

O

Oceanica, Provincia: parte dell'ambiente marino corrispondente alle aree oceaniche estese a partire dal limite della piattaforma continentale a profondità comprese fra i circa 150/200m e quello delle fosse oceaniche.

Oligo-: prefisso con il significato di "poco", "piccolo".

OIS, Oxygen Isotope Stage: vedi *Stadio Isotopico dell'Ossigeno*

Oncoidi: vedi *noduli algali*

Ooidi: granuletti ovoidali con diametri variabili da 0,2 a 1 mm costituiti da un nucleo (generalmente un peloide, un bioclasto o un granulo di quarzo) e da un involuppo corticale di lamine concentriche regolari. In base alla struttura dei cristalli di calcite che costituiscono le lamine (struttura fibroso-raggiata, tangenziale o micritica) è possibile ricostruire le condizioni idrodinamiche dell'ambiente in cui si sono formati. Contrariamente ai noduli algali, gli ooidi non hanno origine algale.

P

Paesaggio carsico: paesaggio modellato da fenomeni carsici su rocce solubili in presenza di più o meno abbondanti precipitazioni meteoriche acidule, in aree geografiche e climi diversi; è caratterizzato da assenza o scarsa idrografia superficiale e da un insieme di micro- e macroforme distribuite in senso orizzontale e/o verticale (*morfologia carsica*); tra queste abbondano le forme sotterranee (*ipogee*) quali le *cavità* e quelle di superficie (*epigee*) quali gli *alveoli*, le *doline*, i *campi careggiati*, i *campi piani*, etc.; le forme relitte, prodotte in condizioni climatiche differenti dalle attuali, sono dette *paleocarsiche*.

Paleosuperficie: superficie morfologica relitta suborizzontale, in genere poligenica e policiclica, presente sulle culminazioni orografiche, o meglio paleomorfologia matura sospesa; le p. sono superfici spianate o di spianamento generate in epoche passate da fenomeni erosivi in condizioni climatiche caldo-aride o caldo-umide e dislocate da eventi tettonici; sono presenti sui rilievi appenninici tra circa 500 e 1.600 m di quota ed indicano periodi di sosta durante il sollevamento della catena montuosa.

Panchina: roccia calcarenitica, spesso molto fossilifera (bioclastica), i cui componenti principali si accumulano a poca profondità lungo la fascia costiera; in genere il termine è utilizzato per indicare i depositi dei terrazzi marini.

Paraconformità: discontinuità fra successioni geometricamente concordanti.

Pelagico, Dominio: termine con il quale si indica il volume delle acque marine.

Permeabilità: proprietà o capacità di una roccia o di un terreno a lasciarsi attraversare da fluidi, dipendente dalla porosità efficace (*p. primaria, dovuta al grado di interconnessione dei pori*) o dalla fessurazione (*p. secondaria*).

Piano di discontinuità: faglia o frattura della roccia (*discontinuità planare strutturale*).

Piano: unità cronostratigrafica, cioè successione di strati formati in una singola età della scala dei tempi.

Piattaforma: termine generale per qualunque superficie suborizzontale.

Piattaforma carbonatica: area di mare basso a sedimentazione carbonatica; si differenzia in p. c. aperta, quando è sottoposta a processi di alta energia (moto ondoso) e orlata, quando presenta il lato verso terra protetto da una serie di isole o barriere coralline.

Piattaforma continentale: area a bassissima inclinazione media (frazioni di grado) della superficie terrestre che si estende verso mare dal livello della bassa marea, fino alla scarpata continentale, dove aumenta bruscamente la pendenza; può essere ampia fino ad alcune centinaia di chilometri e può raggiungere profondità fino a oltre il centinaio di metri.

Piattaforma di abrasione: superficie suborizzontale modellata dall'azione di erosione indotta dal moto ondoso.

Pisoliti o pisoidi: granuli di dimensione superiore a 2 mm e struttura simile agli ooidi; contrariamente agli ooidi, i pisoidi hanno origine continentale.

Polje: vedi *campo piano*

Processi crio-nivali: gruppo di fenomeni legati alla combinazione dell'azione erosiva delle acque nivali e all'azione disgregante dovuta a cicli di gelo e disgelo dell'acqua, penetrata all'interno di fratture rocciose.

Processi fluvio-carsici: gruppo di fenomeni legati alla combinazione dell'azione erosiva delle acque fluviali e a quella chimico-dissolutiva delle acque di precipitazione e/o sotterranee acidule su rocce carbonatiche (*carsismo*).

R

Regressione: migrazione verso il largo della linea di costa generalmente dovuta ad abbassamento relativo del livello del mare.

Reticolo idrico: o rete idrografica; disposizione geometrica dell'idrografia o drenaggio dei corsi d'acqua superficiali e manifestazioni visibili in superficie dell'idrografia sotterranea all'interno di un bacino. I disegni geometrici dei corsi d'acqua dipendono dalla litologia, dalla stratificazione delle rocce, dal controllo strutturale, dalla pendenza dei versanti e sono detti *patterns*: dendritico, parallelo, angolare, angolato, radiale, anulare, meandriforme, intrecciato, disordinato, pinnato, pettinato, dicotomico e loro tipi

intermedi; può essere *ipogeo* quando esso è articolato nell'ambiente sotterraneo, tipico per esempio dei sistemi carsici.

Retroscogliera: il lato verso terra di una scogliera, che include i depositi prodotti nel tratto di laguna adiacente alla scogliera.

Rigetto: entità dello spostamento di blocchi o di strati rocciosi lungo un piano di faglia, misurato in punti omologhi.

Rimboschimento: piantumazione di alberi di alto e basso fusto in un'area, al fine di preservare il terreno dal dilavamento operato dalle piogge e favorire il ripristino di un ambiente boschivo.

Rodoliti: vedi *noduli algali*

Rudista: mollusco bivalve appartenente alla superfamiglia delle Hippuritacea, caratterizzata da conchiglia inequivalve, in genere attaccata al substrato, solitaria o gregaria in colonie. Dal Giurassico superiore al Cretaceo superiore.

S

Sabbie: vedi *limi*

Sapping: processo di soluzione ed erosione esercitato dalle acque interstiziali e di flusso fra strati che può portare al modellamento di profonde incisioni dette *sapping valley* (vedi *Gravina*).

Scalzamento al piede: erosione prodotta dalle acque fluviali o marine alla base di una sponda o di una falesia, causa di fenomeni franosi.

Scarpata continentale: superficie che raccorda la piattaforma continentale, di cui è poco più inclinata, alla piana abissale.

Scarpata di faglia: scarpata determinata dall'attività di una faglia a rigetto (anche) verticale.

Scogliera: struttura a forma di dorsale o piccolo rilievo, in strati o massiva, costruita da organismi calcarei sedentari, specialmente coralli, e consistente essenzialmente dei loro resti. Può rappresentare il margine di una piattaforma carbonatica o la "corona" a pelo d'acqua di un atollo. Presenta un pendio di avanscogliera, rivolto verso il mare aperto e soggetto al moto ondoso, ed una laguna di retroscogliera, un ambiente tranquillo perchè protetto dalla cresta della scogliera. Impropriamente il termine scogliera viene usato per indicare una costa rocciosa verticale (vedi *Falesia*).

Silicati: minerali di varie classi (nesosilicati, sorosilicati, ciclosilicati, inosilicati, tectosilicati, fillosilicati). La base della struttura dei silicati è rappresentata dal tetraedro (SiO₄).

Silt: vedi *limi*

Solco di battente: (vedi *notch*) forma del paesaggio costiero caratterizzata da concavità continua lungo la falesia e parallela al livello del mare, di ampiezza controllata dalle maree; la sua origine è attribuita a bioerosione (se su rocce carbonatiche) o al battente dell'onda.

Sopralitorale, Piano: parte della fascia costiera normalmente non bagnata dal mare ma interessata da fenomeni di umettazione conseguenti alla frangenza delle onde (vedi *Adlitorale, Piano*).

Sorgente perenne: deflusso superficiale costante delle acque, puntiforme o diffuso, che scaturiscono da un acquifero.

Sovraimposizione: fenomeno di approfondimento di un corso d'acqua in un corpo roccioso per adattamento al livello di base.

Sparite: o spatite; calcite (carbonato di calcio, CaCO₃) cristallina grossolana che costituisce uno dei cementi calcarei più frequenti nelle rocce.

Sponge mounds: accumuli formati da spugne.

Stadio Isotopico dell'Ossigeno: equivalente all'Inglese Oxygen Isotope Stage (OIS) è termine impiegato per indicare un particolare intervallo di tempo caratterizzato da un definito rapporto fra O₁₆ e O₁₈, condizionato dal clima sul pianeta; tale rapporto si individua in carote di ghiaccio o di sedimenti marini analizzando le molecole di acqua o l'ossigeno presente nei gusci - carbonatici o silicei - di microorganismi. Quando ci si riferisce a cronologia marina si preferisce usare il termine Marine Isotope Stage (MIS).

Strato: corpo sedimentario delimitato alla base e al tetto da superfici di discontinuità (giunti di strato).

Stilolite: struttura ad andamento irregolare, seghettato, che costituisce una discontinuità all'interno dello strato; è una struttura secondaria connessa a fenomeni di dissoluzione sotto pressione.

Superficie di strato: parte superiore di uno strato roccioso, messa a giorno dall'erosione, da fenomeni franosi o tettonici.

Superficie spianata: o di spianamento (vedi *paleosuperficie*).

Sussequenza: modifica della rete idrografica per processi erosivi legati all'alternanza di affioramenti di rocce tenere, o più fratturate, e rocce più resistenti all'erosione che consiste nello sviluppo di nuovi tratti di valle (*valli susseguenti*), di seconda generazione, diversamente orientati e più approfonditi nelle rocce tenere. Spesso si verificano deviazioni fluviali per cattura e restano tronchi di *valli morte*, elementi relitti della rete idrografica precedente.

T

Taxon (pl. Taxa): gruppo di organismi di qualsiasi rango, come ad esempio una specie, famiglia, o classe. Un taxon può essere indicato da un nome Latino o da una lettera, numero, o altro simbolo.

Terrazzo: superficie pianeggiante, di origine marina, fluviale, lacustre o mista, delimitata da scarpate; un t. può essere generato da erosione marina (t. *d'abrasione marina* o t. *marino*, invece di *piattaforma d'abrasione marina*, p. *d'abrasione* o p. *marina*), da accumulo o erosione di sedimenti in seguito ad esondazioni (t. *fluviale*) o deposizione lacustre (t. *lacustre*) e nel contempo o successivamente può subire un rimodellamento da parte di altri processi esogeni, dislocazioni tettoniche e/o legate a fluttuazioni del livello di base globale o locale.

Trasgressione: migrazione verso terra della linea di costa generalmente dovuta al sollevamento relativo del livello del mare.

Tsunami: onda marina anomala (anche in serie) prodotta da disturbi del fondo oceanico a larga scala, e di breve durata, principalmente per terremoti o eruzioni sottomarine, ma anche per rapidi movimenti di grandi masse di sedimenti lungo la scarpata continentale o per impatto di meteoriti; nella sua propagazione è caratterizzata da elevate velocità (sino a 950 km/h), elevata lunghezza d'onda (sino a 200 km), lungo periodo (da 5 min a qualche ora), e altezza poco visibile in mare aperto; il termine deriva etimologicamente dal giapponese: "onda di porto".

V

Vadosa: zona di terreno in cui l'acqua penetra verticalmente e da cui defluisce verso la falda freatica.

Valle morta: vedi *sussequenza*.

Valle sovrimposta: valle in cui si è conservata la permanenza del tracciato del corso d'acqua durante l'incisione, quando esso ha incontrato in profondità condizioni morfologiche e strutturali differenti da quelle che avevano determinato il tracciato stesso (vedi anche *sovrimposizione*).

Versante strutturale: pendio il cui modellamento è stato controllato dall'attività di una faglia (v. *di faglia*, v. *di linea di faglia*, v. *degradato*); presenta in genere pendenze alte (maggiori di 30°) ed un andamento longitudinale subrettilineo.



GLI AUTORI





Antonello Antonicelli

È laureato in ingegneria civile geotecnica ed ambientale con master in Politiche e gestione ambientale.

Direttore dell'Area Politiche per la riqualificazione, la tutela e la sicurezza ambientale e per l'attuazione delle opere pubbliche della Regione Puglia. Dirigente ad interim del Servizio Ecologia e dell'ufficio Via e Vinca. In Regione Puglia dal 2006, nel corso degli anni ha anche assunto, ad interim, le direzioni degli Uffici Gestione dei rifiuti e Inquinamento e Grandi Impianti. È Responsabile dell'Asse II ed Autorità Ambientale della Regione Puglia nell'ambito della Programmazione Comunitaria PO FESR 2007 – 2013; è Autorità Ambientale della Regione Puglia nell'ambito del programma POI Energie Rinnovabili e Risparmio energetico. Già Responsabile delle Misure di Azione del POR Puglia 2000 - 2006 (1.6 parchi, 5.2 qualità dell'aria e 1.5 sistemi informativi ambientali); della Linea di Intervento 4.4 del PO FESR 2007-2013 inerente la tutela e valorizzazione delle aree naturali protette e della Linea di intervento 2.5 del PO FESR 2007 - 2013 inerente il ciclo dei rifiuti e la bonifica delle aree inquinate.

Presidente del Comitato Regionale di Valutazione di Impatto Ambientale; Responsabile della rete INFEA della Regione Puglia; Rappresentante della Regione Puglia nella Sezione Regionale Gestori Ambientali, con ruolo di vice-presidente, presso la Camera di Commercio di Bari; rappresentante della Regione Puglia nel Comitato Regionale per le valutazioni degli impianti soggetti a rischio di incidente rilevante (ex D. Lgs. 334/99); Presidente della commissione regionale ulivi monumentali.



Maria Pia Antonucci

Laureata in Chimica con Master in Ingegneria Ambientale conseguito presso il Politecnico di Torino.

Funzionario della Regione Puglia, Servizio Assetto del Territorio - Assistenza tecnica per l'attuazione dell'Asse IV nell'ambito del PO FESR 2007-2013 – Linea 4.4 "Interventi per la rete ecologica" con specifiche mansioni di supporto tecnico e amministrativo nella istruttoria dei progetti in particolare verifica, controllo, monitoraggio e rendicontazione di progetti di conservazione e valorizzazione inerenti Rete Natura 2000 ed aree protette regionali e nazionali.

Supporto tecnico e amministrativo a tutte le attività di integrazione dei vari assi di finanziamento per la valorizzazione della rete ecologica. Predisposizione di tutti i rapporti relativi all'attuazione degli interventi ed al loro stato di avanzamento; redazione dei documenti riguardanti l'attuazione del programma e dei rapporti di monitoraggio tecnico e della spesa degli interventi.

Specifiche mansioni di responsabilità con conseguenti competenze:

- gestione di rapporti e relazioni, interni alla struttura regionale ed esterni con le amministrazioni locali, controllo e monitoraggio degli atti contabili e amministrativi relativi a progetti di conservazione e valorizzazione inerenti Rete Natura 2000 ed aree protette regionali e nazionali, aggiornamento ed inserimento dati nel sistema Mirweb;
- predisposizione di circolari esplicative in merito alla corretta applicazione delle norme in materia di fondi strutturali e appalti pubblici;
- approfondimenti dal punto di vista normativo delle tematiche controverse emerse durante le attività di verifica in loco, con particolare riguardo al settore appalti pubblici di lavori, servizi e forniture.



Gerardo Brancucci

Laureato in Scienze Geologiche, titolare di borsa di studio CNR nell'ambito del Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo, sotto-progetto "Fenomeni Franosi", abilitato alla professione di Geologo. Già ricercatore confermato presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Genova, quindi Professore Associato del raggruppamento Geologia Applicata e Geografia Fisica prima presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino attualmente presso il Dipartimento Scienze per l'Architettura (DSA) della Scuola Politecnica dell'Università di Genova. Svolge attività di ricerca compiendo studi relativi all'evoluzione morfo-climatica del territorio. In particolare ha concentrato la sua attenzione alle problematiche della variabilità climatica e della sua influenza sulla morfogenesi e morfodinamica del territorio. Svolge ricerche sui Geositi, elementi di pregio geologico, è responsabile del Geomorfolab attivo presso il DSA, che svolge studi e ricerche di cartografia informatizzata per l'analisi e la gestione delle variabili territoriali. Responsabile di Fondi di finanziamento MURST e Ateneo ed ha partecipato ai Progetti di Interesse Nazionale, sia come responsabile scientifico locale che come ricercatore. È stato ed è responsabile scientifico di convenzioni e contratti di ricerca con vari Enti territoriali nonché di progetti internazionali INTERREG.

È stato per due mandati, prima dell'accorpamento, Direttore del Dipartimento Polis della Facoltà di Architettura



Massimo Caldara

Laureato nel 1978 in Scienze Geologiche con il massimo dei voti all'Università degli Studi di Bari. Abilitato all'esercizio della professione di geologo (1981), è ora iscritto all'Elenco Speciale. La carriera universitaria si è svolta nell'Università di Bari: dapprima come ricercatore (1983), poi come professore associato di Geografia Fisica e Geomorfologia (2000). Ha tenuto, a partire dal 1992, numerosi corsi tra cui (Geografia, SN; Geografia Fisica, SG; Evoluzione delle coste, SA) sia in sede che fuori sede, Università della Basilicata (Potenza) e Scienze Ambientali (Taranto). Con l'istituzione delle lauree triennali, specialistiche/magistrali ha tenuto i seguenti corsi: Geografia e Geografia Fisica, Attività sul campo del I anno (LT Scienze Naturali), Conservazione Beni Naturali, Rilevamento geo-naturalistico, Cartografia tematica naturalistica per le lauree specialistiche/magistrali in Scienze della Natura. Attualmente è titolare dei corsi di Geografia e Geografia Fisica, e di Geologia ambientale e Geomorfologia per la Laurea triennale di Scienze della Natura. È autore di oltre un centinaio di pubblicazioni a carattere nazionale e internazionale nel campo della geologia, geomorfologia e geoaicheologia, ma in particolare la produzione è focalizzata sul rapporto fra Uomo e Ambiente nel passato, con attenzione all'evoluzione delle piane costiere.

Da giugno 2005 è Coordinatore del Dottorato di Ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale, e a partire dal ciclo XXVI è coordinatore dell'omonimo indirizzo della Scuola di Dottorato di Scienze della Terra e Dinamica Ambientale. È Coordinatore per l'Università degli Studi di Bari dell'accordo di collaborazione fra la stessa e l'Università di Babeş – Bolyai di Cluj-Napoca, Romania, dove nel giugno 2011 ha ricevuto la *Laurea ad honoris causa* in Geografia.



Mattia Carbonara

Funzionario Regione Puglia, dal 1998 incardinato nell'Ufficio Parchi - Servizio Assetto del Territorio, è stato impegnato come Funzionario Delegato e addetto contabile per il progetto Bioitaly. È stato funzionario responsabile per i fondi comunitari del POP 1994/1999, Azione 7.3.9 - 7.3.10 del II Triennio, Responsabile Amministrativo dei progetti "Transnazionale Wetlands e Wetlands II", Responsabile della Misura 1.6 del POR 2000-2006 e attualmente nel PO 2007-2013 ASSE IV - Linea 4.4 è Responsabile delle Azioni 4.4.1, 4.4.2 e 4.4.3.



Michele Chieco

Laureato a pieni voti in Scienze Geologiche, iscritto all'Ordine dei Geologi della Puglia e Dottore di Ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale.

Dal 2008 lavora per la Regione Puglia, Servizio Ecologia, in qualità di esperto in discipline geologiche ed idrogeologiche, prima come collaboratore e poi come funzionario a tempo determinato. Ha partecipato alla stesura e verifica del testo della L.R. 33/2009 "Tutela e Valorizzazione del Patrimonio Geologico e Speleologico" ed ha redatto pubblicazioni e tenuto relazioni a convegni sui temi della norma. È delegato del Servizio Ecologia nei comitati tecnici che seguono i progetti di censimento di cavità naturali ed artificiali e di geositi ed emergenze geologiche. Conduce attività istituzionali e/o segue progetti europei sulle tematiche della gestione e tutela delle risorse naturali, della pianificazione e tutela ambientale del territorio, della tutela e valorizzazione delle aree naturali protette, dell'integrazione della componente ambientale in progetti finanziati con fondi pubblici. È progettista ed ha seguito la realizzazione di diversi impianti geotermici a ciclo chiuso a servizio di immobili regionali.



Silvia Ciurlia

Dal 2001 si occupa di Sistemi Informativi Geografici (GIS) applicati ai settori Geologico, Ambientale, Urbanistico e Territoriale.

I suoi settori di lavoro principali sono:

- utilizzo dei GIS per la produzione di carte escursionistiche tematiche, in particolare relative ai beni geologici e paesaggistici esistenti, e guide illustrative relative;
- attività di supporto alla Pianificazione Urbanistica e Territoriale di enti pubblici mediante la realizzazione di studi, indagini e produzioni cartografiche informatizzate in ambito geologico, geomorfologico, idrogeologico e idraulico;
- implementazione di Sistemi GIS e WEBGIS (Sistemi Informativi Geografici sul web);
- realizzazione di piani di Protezione Civile, corredati da ampia documentazione cartografica, per le amministrazioni pubbliche;
- partecipazione a commissioni del paesaggio comunali e intercomunali;
- consulenze geologiche, idrogeologiche, ambientali; studi idrogeologici e idraulici per conto di enti pubblici e privati;
- docenze in enti di formazione superiore sull'utilizzo di strumentazione GIS applicata al territorio e in ambito di protezione civile, in particolare rischio idrogeologico/idraulico.



Anna Damiani

Laureata presso l'Università degli Studi di Bari nel 1991 in Ingegneria Civile-idraulica-sanitaria.

Dal 1996 consulente esperto nel settore della formazione energetico-ambientale e nella progettazione di percorsi formativi europei e nazionali di settore.

Coordinatore delle attività gestionali e promotore delle attività di divulgazione per UniverSus-CSEI, capofila dell'RTI del Progetto Geositi.



Flaviana Deflo

Laureata in Scienze Geologiche presso l'Università degli Studi di Bari nel 1991, ed iscritta all'albo professionale dei Geologi della Regione Puglia, ha svolto lezioni/seminari su problemi di natura geologica ed ambientale presso scuole superiori, e collaborazioni con la Facoltà di Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio di Bari per lo svolgimento di studi geologici e seminari. Esercita attualmente la libera professione nel campo della geologia tecnica per conto di enti pubblici e privati, in applicazione della normativa tecnica e ambientale.



Giorgio De Giorgio

Laureato in Scienze Geologiche nel 2006, ha conseguito nel 2010 il Dottorato di Ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale discutendo la tesi sulle interazioni tra i fattori fisici, idrogeologici ed antropici delle aree umide protette presenti lungo la costa salentina.

Geologo libero professionista dal 2008, nel corso degli ultimi cinque anni ha partecipato ai progetti di microzonazione sismica dei comuni pugliesi ed è membro della Commissione Protezione Civile dell'Ordine dei Geologi della Puglia.

È specializzato nella progettazione di impianti geotermici a bassa entalpia per i quali è stato docente di corsi specialistici ed ha collaborato con il Politecnico di Bari alla redazione della carta della "Potenzialità Geotermica" nell'ambito della Convenzione "Studio per l'analisi dello stato della geotermia a bassa entalpia nella Regione Puglia".

Socio fondatore della società GeoMoniTek s.r.l., attualmente ricopre il ruolo di responsabile tecnico e scientifico delle indagini geofisiche.



Vincenzo De Santis

Laureato in Scienze geologiche con 110/110 e lode, ha conseguito il titolo di Dottore di Ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale occupandosi di dinamica costiera e meccanismi di interazione spiaggia - dune costiere. È stato membro dell'Unità operativa di Bari nell'ambito del progetto COFIN 2002 "I depositi eolici delle coste italiane e il flusso di sedimenti spiaggia-duna".

Ha partecipato alla realizzazione di fogli geologici in scala 1:50.000 nell'ambito del progetto CARG, in qualità di rilevatore per i fogli n. 537 "Santa Maria di Leuca", n. 536 "Ugento", n. 438 "Bari" e, sia come rilevatore che come autore delle Note Illustrative, per i fogli n. 422 "Cerignola" e n. 409 "Zapponeta".

Primo classificato nel 2011 al concorso per assegno di ricerca biennale "Formazione, evoluzione, modificazioni antropiche ed eventuali estinzioni di bacini lacustri costieri olocenici della regione apulo-lucana: una chiave di ricerca per ricostruzioni fra clima e variazioni del livello del mare delle piane costiere dell'Italia meridionale (settore GEO/04)". Nel 2013 ha partecipato al concorso per un secondo assegno di ricerca biennale "Il Contributo della geomorfologia e della geologia allo studio dell'archeologia del paesaggio dall'Olocene ad oggi nel territorio pugliese (settore GEO/04)".

Nell'ambito degli assegni di ricerca, si sta attualmente occupando dello studio di depositi marini terrazzati e lagune del Quaternario, con particolare attenzione alla possibilità di datazioni assolute di tali depositi e agli aspetti paleo climatici degli stessi.



Antonello Fiore

Geologo in servizio presso un ente pubblico, giornalista pubblicista, è membro del Consiglio Direttivo nazionale e regionale per la Puglia della SIGEA.

Autore d'interventi pubblici e di pubblicazioni scientifiche, da anni è impegnato per la promozione del ruolo delle Scienze della Terra nella protezione della salute e dell'ambiente. Crede fermamente nel coinvolgimento della società civile per le decisioni partecipate in campo ambientale attraverso l'azione d'informazione e sensibilizzazione. In tema di patrimonio geologico ha curato i volumi "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico" e "Il Patrimonio geologico della Puglia. Territorio e geositi". Con l'Università degli Studi di Genova ha partecipato ai progetti "Geositi esempi nazionali a valenza economico - antropica" (2003), "Censimento Geositi della Provincia di Potenza" (2005) e "Itinerari geomorfologici in alcune regioni d'Italia" (2005).

A Bari nel 2012 ha organizzato il 7th International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage.



Ruggero Francescangeli

Laureato in Scienze Geologiche presso la Facoltà di Scienze dell'Università degli Studi di Bari, è dal 2012 componente del C.d.A. della "Cittadella Mediterranea della Scienza" in rappresentanza dell'Università di Bari. Dal 1999 Direttore del Centro Interdipartimentale di Servizi per la Museologia Scientifica - CISMUS dell'Università di Bari, e dal 1995 Coordinatore tecnico del Museo di Scienze della Terra dell'Università di Bari.

Nel 2005/2006 è stato componente del Coordinamento settoriale del Gruppo di lavoro Mineralogia/Petrologia/Planetologia per gli Standard Catalografici dei Beni naturalistici del MiBACT.

Nel 2004, ha conseguito la specializzazione in "Economia e management dei musei e dei servizi culturali" presso l'Università degli Studi di Ferrara.

Nel 2003, ha conseguito la specializzazione in "Project leader di progetti di ricerca e sviluppo", a seguito del Corso "PROLEAD" a titolarità del MIUR, organizzato dall'Università di Bari.



Roberto Fuiano

Laureato in Scienze Geologiche è iscritto all'Albo dei Geologi della Puglia. Ha seguito corsi di formazione "L'energia geotermica come fonte di energia alternativa" e "Il dissesto idrogeologico in Puglia".

Vincitore di concorso pubblico per 8° livello, ha lavorato presso il Consorzio Interprovinciale del Territorio dei Trulli e delle Grotte, come Coordinatore di Speleologia e Geo-morfologia. Ha definito progetti per la valorizzazione turistica del territorio previi sopralluoghi, documentazione e studio delle grotte, delle gravine e degli insediamenti rupestri, e la morfologia delle aree ricadenti nei Comuni consorziati. Ha lavorato presso l'Ex Ente Regionale Sviluppo Agricolo della Puglia dove ha svolto funzioni di responsabile per Espropriazioni - Lavori pubblici - Cartografia.

Dal 2006 ha lavorato presso l'Assessorato Infrastrutture Strategiche e Mobilità, titolare della P.O. "Controllo e monitoraggio delle attività economico-finanziarie".

Dal 1 aprile 2014 in servizio presso l'Assessorato alla Qualità del Territorio - Servizio Assetto del Territorio della Regione Puglia, si è impegnato nella realizzazione del Progetto Geositi.



Stefania Frassinetti

Avvocato, funzionario della Regione Puglia presso il Servizio Assetto del Territorio, con funzioni di Assistenza Tecnica per l'attuazione dell'Asse IV nell'ambito del Programma Operativo FESR 2007-2013 - Linea 4.4 "Interventi per la rete ecologica", con specifiche mansioni di supporto tecnico e amministrativo nella istruttoria dei Progetti in particolare per la verifica, il controllo, il monitoraggio e la rendicontazione di Progetti di conservazione e valorizzazione inerenti alla Rete Natura 2000 ed alle aree protette regionali e nazionali.

Supporto tecnico e amministrativo a tutte le attività di integrazione dei vari assi di finanziamento per la valorizzazione della rete ecologica; predisposizione di tutti i rapporti relativi all'attuazione degli interventi ed al loro stato di avanzamento; redazione dei documenti riguardanti l'attuazione del programma nonché dei rapporti di monitoraggio tecnico e di spesa degli interventi.

Specifiche mansioni di responsabilità con conseguenti competenze per quel che concerne:

- controllo e monitoraggio degli atti contabili e amministrativi;
- verifica di conformità delle procedure amministrative adottate dai soggetti beneficiari alla normativa regionale, nazionale e comunitaria;
- ricerca e aggiornamento normativo e giurisprudenziale, con particolare riferimento al Codice sui Contratti Pubblici, quale supporto alla formazione delle decisioni in merito.



Pietro Blu Giandonato

Geologo, PhD in Geomorfologia e Dinamica Ambientale. La sua attività principale è quella di insegnante di Scienze alle scuole superiori. Da circa 15 anni si occupa di GIS e di tutto ciò che concerne la geomatica e i dati geospaziali applicati alla geologia e alla caratterizzazione del territorio, maturando la figura di Geographic Information Manager (GIM). È stato consulente di numerosi Enti Locali nel campo della Valutazione di Impatto e di Incidenza Ambientale (tra gli altri Regione Puglia, Provincia di Bari), della costruzione di basi di dati spaziali e della Protezione Civile della Regione Puglia come esperto nell'analisi e gestione del rischio idrogeologico. Ha una intensa attività come docente e lettore negli stessi settori, sia per conto di enti di formazione (Universus-CSEI, Planetek Italia) che invitato come relatore. Collabora da molti anni con Planetek Italia, una delle maggiori aziende nel mondo dell'informazione geografica, dei dati satellitari e delle Infrastrutture di Dati Territoriali.



Maria Cristina Giovagnoli

È geologa nell'ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, che comprende il Servizio Geologico d'Italia (SGI).

Ha dedicato i suoi primi anni nel SGI al rilevamento geologico, nel progetto di cartografia alla scala 1:50.000 con particolare attenzione alle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale. Si è poi dedicata alla biostratigrafia e in modo particolare ai foraminiferi bentonici e planctonici del Cretacico, senza mai abbandonare il lavoro di campagna.

Da molti anni si interessa del trattamento informatico delle informazioni geologiche, prima relativamente ai fogli geologici poi ai geositi. Dal 2008 si occupa di patrimonio geologico, coordinando il progetto Geositi e le iniziative dell'ISPRA di sostegno ai Geoparchi italiani.



Vincenzo Iurilli

Geologo, dottore di ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale. Da numerosi anni è socio della Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA), è anche speleologo e autore di alcune decine di articoli divulgativi e scientifici, su riviste specialistiche e non, nazionali ed internazionali, oltre a guide per escursioni didattiche e studi per la pianificazione territoriale.

Nel ruolo tecnico-scientifico, gestisce il Laboratorio Geositi del Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università degli Studi di Bari Aldo Moro.

Collabora a progetti di ricerca in campo geomorfologico-speleologico sia in Puglia (Grotte di Santa Croce) che all'estero (progetto "Cave" con l'Università di Coimbra).

Con le associazioni culturali è coautore o consulente di alcuni progetti per la rivalutazione della geocultura nella società e nella pianificazione, quali ad esempio Agropasseggiate, Agroecosistemi, Sinergie, relativi al Parco Nazionale dell'Alta Murgia.



Stefano Margiotta

Laureato in Scienze Geologiche (1997), dottore di Ricerca in Scienze della Terra (2001), Professore a contratto di vari corsi di Geologia presso l'Università del Salento (dal 2006), è impegnato nella divulgazione delle geoscienze ed in ricerche stratigrafiche di base ed applicate al reperimento di georisorse, alla valutazione e mitigazione dei rischi, alla modellizzazione dei corpi idrici e degli ammassi rocciosi.

È autore di una monografia sulle acque sotterranee e di un centinaio di articoli scientifici e riassunti su riviste a diffusione nazionale ed internazionale.

I risultati delle ricerche (condotte principalmente in Salento ma anche in altri paesi del Mediterraneo) e delle metodologie avanzate applicate vengono trasferiti nell'ambito professionale dove ha prestato consulenza in numerosi ed importanti progetti strategici per lo sviluppo sostenibile del territorio. È direttore di Geomod srl, spin-off dell'Università del Salento, società di indagini geologiche e geofisiche.



Giuseppe Mastronuzzi

Laureato in Scienze Geologiche (1987), è in servizio presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università di Bari dal 1990 quale ricercatore e quindi Professore Associato (2005). Ha svolto ricerche sull'evoluzione del paesaggio in Nord Africa, America e in Europa conducendo studi nell'ambito di progetti nazionali ed internazionali su:

1 - forme e dinamica dei paesaggi glaciali e periglaciali; 2 - relazioni fra carsismo e tettonica; 3 - relazioni fra variazioni del livello del mare e tettonica; 4 - relazioni fra dinamica costiera ed attività antropiche. Da una decina di anni si occupa della dinamica e degli effetti dell'impatto di ondate estreme quali mareggiate eccezionali e tsunami.

Ha partecipato a diverse crociere oceanografiche in Mediterraneo ed in Atlantico. È stato visiting scientist presso il Bedford Institute of Oceanography nel 1995 e nel 1998 e quindi presso il Postgraduate Research Institute for Sedimentology dell'Università di Reading, U.K., nel Progetto CRUI - MURST - BRITISH COUNCIL nel 1996 e nel 1997, presso il COSTEL UMR 6554 CNRS du Département de Géographie de l'Université de Rennes 2, Renne France nel 2003, nel 2004 e nel 2013 ed infine presso il CEREGE de l'Université de Aix - Marseille, Aix en Provence, France nel 2011.

È stato delegato italiano in diversi progetti IGCP (437, 495) di IUGS - UNESCO sulla dinamica costiera e le variazioni del livello del mare; attualmente è delegato italiano in IGCP 588.



Maurilio Milella

Laureato in Scienze Geologiche presso l'Università degli Studi di Bari Aldo Moro, dal 1 settembre 2005 è docente di Scienze Naturali di ruolo nella scuola secondaria superiore. Dal 15 febbraio 2010 è socio e consigliere di amministrazione della *Spin Off* Accademica dell'Università degli Studi di Bari "Environmental Surveys" e svolge attività di ricerca scientifica nell'ambito del rilevamento geomorfologico sulla dinamica costiera e le variazioni del livello del mare presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali. È Autore di più pubblicazioni sulla dinamica costiera e le variazioni del livello del mare.



Francesca Pace

Laureata in Ingegneria Edile-Architettura presso il Politecnico di Bari, Specializzata in Pianificazione Urbana e Territoriale, PhD in Metodi di Valutazione nella Pianificazione urbanistica ed Architettonica. È dirigente del Servizio Assetto del Territorio della Regione Puglia dal gennaio 2010, dal 2000 impegnata nell'Ufficio Parchi regionale, quale componente della segreteria tecnica prima e poi in qualità di dirigente. Nell'ambito della sua attività ha lavorato alla redazione e aggiornamento del Piano Paesaggistico Territoriale Regionale (PPTR) nonché ai processi istitutivi prima e di pianificazione, in corso, di numerose aree protette regionali e siti della Rete Natura 2000. È anche responsabile dei Fondi comunitari PO FESR 2007-2013 per le due Linee di Intervento dell'asse VII «Città e sistemi urbani» nonché per la Linea di Intervento 4.4 «Interventi per la rete ecologica».



Mario Parise

Laureato con lode in Scienze Geologiche presso l'Università Federico II di Napoli, è stato titolare di borse di studio, e ricercatore a tempo determinato, presso il CNR. Dal 1999 è ricercatore del CNR-IRPI (Bari). Ha trascorso vari periodi di formazione all'estero, presso l'U.S. Geological Survey nell'ambito del programma di cooperazione "Landslide hazard evaluation and real-time prediction". In seguito ai catastrofici eventi franosi del 5 maggio 1998 a Sarno, ha collaborato alle indagini svolte dal Collegio dei Periti, su incarico della Procura della Repubblica di Avellino. Professore a contratto per il corso di "Stabilità dei pendii", presso la Facoltà di Ingegneria di Taranto, Politecnico di Bari. Responsabile scientifico di numerosi progetti di ricerca nel campo della stabilità e dell'analisi dei pericoli naturali e antropici in aree carsiche. Responsabile scientifico di spedizioni speleologiche e di ricerca scientifica in Italia e all'estero. Nel 2009 è risultato vincitore di uno dei 100 premi destinati a ricercatori e tecnologi del CNR. Dal 2009 è Presidente della *Commission on Artificial Cavities della Union Internationale de Speleologie (UIS)*. È autore o coautore di oltre 100 pubblicazioni scientifiche su riviste internazionali e nazionali.



Marco Petruzzelli

Laureato in Scienze Geologiche (2008), ha frequentato corsi di restauro dei fossili (2004) e catalogazione dei beni geologici museali e bibliografici SIGEC ed ICCD (2009). Dal 2014 è Dottorando presso la Scuola di Dottorato in Geoscienze XXX ciclo dell'Università degli Studi di Bari Aldo Moro. Dal 2007 ha svolto attività di ricerca in Europa e Nord America in progetti in ambito nazionale ed internazionale incentrati su:
1 - Paleontologia ed icnologia dei vertebrati mesozoici; 2 - Rilievo e prospezione geologica, 3 - Scansione, ricostruzione e studio di modelli 3D di tipo geologico, reperti fossili ed antropologici; 4 - Rilievo bidimensionale e 3D di cavità carsiche e degli ipogei della Puglia; 5 - Guida e creatore di percorsi museali.
Le sue principali attività di ricerca lo hanno visto: Direttore di campagna presso il Sito ad Orme di Dinosaurio di Molfetta dal 2009 al 2012. Visiting Scientist presso la Jagellonian University di Cracovia (2008) e l'Istituto Catalano di Paleontologia Miquel Cusafont di Barcellona (2009 - 2011). Autorizzato alla prospezione geologica ed allo scavo di reperti fossili presso la USGS sul suolo pubblico nazionale americano (2011), ha svolto campagne di scavo paleontologico e prospezione geologica collaborando con la Universidad Autònoma de Barcellona (2010), la Manchester University, il Museum of the Rocky, il Black Hills Institute, l'Earth Science History Museum of New York (2011) e presso l'Università degli Studi di Bari nel 2012.



Arcangelo Piscitelli

Laureato in Scienze Geologiche presso l'Università degli Studi di Bari Aldo Moro.

Dal 15 febbraio 2010 è socio di una *Spin Off* Accademica dell'Università degli Studi di Bari "Environmental Surveys" e svolge attività di ricerca scientifica nel campo del rilevamento geomorfologico in ambiente costiero con l'uso di tecnologie digitali presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali.

È autore di più pubblicazioni sulla dinamica costiera e l'idrodinamica di ondate eccezionali.



Luisa Sabato

Dopo essersi laureata in Scienze Geologiche presso l'Università degli Studi di Bari, è stata ricercatrice C.N.R. presso l'Istituto di Ricerca sulle Argille a Tito (PZ) dal 1989 al 1994.

Dal 1994 al 2001 è stata ricercatrice universitaria presso la Facoltà di Scienze, Corso di Laurea in Scienze Ambientali, dell'Università degli Studi di Bari.

Dal 2001 è Professore Associato presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università di Bari, dove insegna "Geologia Stratigrafica" per il Corso di Laurea in Scienze Geologiche e "Geologia" per il Corso di Laurea in Scienze della Natura. Dal 2013 è Coordinatrice del Consiglio di Interclasse di Scienze Geologiche.

La sua ricerca si svolge nel campo della geologia del sedimentario, con particolare riguardo all'analisi di facies sia di depositi continentali e di mare sottile affioranti in aree di avanafossa, che di depositi affioranti in aree di catena. Altre tematiche trattate riguardano problemi di dinamica fluviale e di impatto umano in aree costiere.

Si occupa inoltre di cartografia nell'ambito del Progetto CARG, oltre che di studio del patrimonio geologico (geositi).



Paolo Sansò

È professore associato, settore scientifico-disciplinare GEO-04 - Geografia fisica e Geomorfologia, presso la Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali dell'Università del Salento.

Afferisce al Dipartimento di Scienze e Tecnologie Biologiche e Ambientali.

Svolge attività didattica nell'ambito del corso di laurea in Scienze e Tecnologie dell'Ambiente e della laurea magistrale in Valutazione d'impatto e Certificazione ambientale.

L'attività di ricerca interessa differenti aspetti della geomorfologia e della geologia ambientale. In particolare, essa ha riguardato la ricostruzione dell'evoluzione del paesaggio costiero pugliese in risposta alle variazioni del livello del mare, del clima e delle attività antropiche nel corso dell'Olocene. Sono state inoltre sviluppate ricerche su fenomeni che comportano situazioni di pericolosità e/o rischio nel territorio pugliese. Sono stati così studiati i fenomeni di erosione costiera, gli effetti di maremoti verificatisi in epoca storica sulla fascia costiera, i fenomeni di crollo e di alluvionamento legati alla evoluzione del paesaggio carsico. È stato infine condotto a termine uno studio sulle trombe d'aria in Terra d'Otranto.



Gianluca Selleri

Laureato in Scienze Geologiche con lode nel 2000 presso l'Università degli Studi di Bari, ha conseguito presso la stessa sede il Dottorato di Ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale nel 2004 con una tesi sul Carsismo della Penisola salentina. Assegnista di ricerca dal 2005 al 2006 presso il Dipartimento di Scienza dei Materiali dell'Università del Salento. Ha collaborato a vari progetti di ricerca in campo geomorfologico ed esercita dal 2004 la professione di Geologo libero professionista. Appassionato ed attivo speleologo, ha pubblicato vari articoli scientifici e divulgativi sulle proprie ricerche speleologiche, svolte soprattutto in Italia, e sul carsismo pugliese.



Oronzo Simone

Geologo, Dottore di ricerca in Geomorfologia e Dinamica Ambientale.

Durante la sua carriera scientifica si è occupato di dinamica delle coste in relazione all'insediamento di siti archeologici e di siti di interesse geologico.

È autore di numerose pubblicazioni scientifiche su riviste specialistiche.

Membro della Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA), è impegnato in attività di divulgazione scientifica finalizzata alla diffusione della conoscenza del patrimonio geologico naturalistico pugliese. Attualmente lavora presso il Servizio Ciclo dei Rifiuti e Bonifica della Regione Puglia ed è responsabile della gestione del procedimento amministrativo in materia di bonifica e messa in sicurezza dei siti contaminati nel territorio regionale.



Luigi Spalluto

Laureato in Scienze Geologiche (2001), ha conseguito il dottorato in Scienze della Terra (2005) con una tesi sperimentale in geologia del sedimentario sulle successioni carbonatiche giurassiche e cretache del Gargano.

Già titolare di assegni di ricerca presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università di Bari (dal 2005 al 2013) è attualmente funzionario tecnico a tempo determinato presso l'Autorità di Bacino della Puglia.

Ha svolto ricerche sulle successioni a composizione carbonatica e mista (silicoclastica e carbonatica) affioranti in Puglia, in Basilicata e in Tunisia nell'ambito di progetti nazionali ed internazionali.

Ha pubblicato articoli su riviste scientifiche internazionali sui temi della stratigrafia fisica e dell'analisi di facies delle successioni carbonatiche mesozoiche e cenozoiche pugliesi applicando tecniche di indagini innovative quali la ciclostratigrafia, la stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione e la chemostratigrafia.

Ha partecipato inoltre in qualità di rilevatore esperto al Progetto CARG-Puglia curando la stesura di alcuni fogli geologici in scala 1: 50.000 e delle relative note illustrative.



Marcello Tropeano

Dopo aver conseguito il titolo di dottore di ricerca in Scienze della Terra, ha prestato servizio prima come contrattista e poi come ricercatore presso l'Università degli Studi della Basilicata per poi essere trasferito come ricercatore presso l'Università degli Studi di Bari Aldo Moro dal 2005. In quest'ultima sede afferisce attualmente al Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali. I suoi interessi sono rivolti alla geologia del sedimentario, con particolare riferimento a successioni affioranti in Italia meridionale e in Sardegna. Si è occupato di cartografia geologica e di sedimentologia dei carbonati oltre che di studio e valorizzazione del patrimonio geologico.



Salvatore Valletta

Docente di scienze naturali nelle scuole superiori, è stato responsabile per la Puglia dello Sportello europeo di informazione per le aree rurali, redattore del mensile "AgriAmbiente", coordinatore di progetti comunitari di sensibilizzazione ambientale e componente del Comitato VIA della Regione Puglia. È stato Presidente della sezione pugliese della Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA). Dopo aver ricoperto la carica di Segretario (2001-2005) e Vicepresidente (2005-2009), è attualmente Presidente dell'Ordine dei Geologi della Puglia. In tema di patrimonio geologico ha curato il volume "Il Patrimonio geologico della Puglia. Territorio e geositi". A Bari nel 2012 ha organizzato il 7th International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage.



Carmine Viola

È docente di Economia Aziendale presso il Dipartimento di Scienze dell'Economia della Facoltà di Economia "A. de Viti de Marco" dell'Università del Salento dove ricopre la titolarità della Cattedra di Economia e Management delle Amministrazioni Pubbliche e Revisione Aziendale. È Presidente del Consorzio di Ricerca e Formazione universitario Universus-CSEI dove coordina in qualità di responsabile scientifico numerosi progetti di ricerca e formazione di rilevanza nazionale ed internazionale. Numerosi sono gli incarichi presso AA.PP. (FORMEZ, ASL, Province, Comuni) in qualità di presidente/componente di nuclei di valutazione, collegio dei revisori e unità di controllo di gestione, gruppi di lavoro.

I edizione
Finito di stampare nel Maggio 2015
da Sagraf S.R.L. - Z.I. Capurso (Ba)

Impaginazione:
Graphic Concept Lab - Bari



*In alto a sinistra: Grottasella - Foto A. Malfettone
In alto a destra: Saline di Margherita di Savoia - Foto E. Talenti
In basso a sinistra: Torrente Gravina - Foto P. Amendolara
In basso a destra: Baia delle Zagare - Foto A. Malfettone*



www.geositipuglia.eu