



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
GEOLOGIA

**MINERALOGIA DI BASALTI E LATITI DEI
COLLI EUGANEI**

Relatore: Prof. Claudio Mazzoli
Correlatore: Prof. Andrea Marzoli

Laureando: Ruben Faccio

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

Indice

	Introduzione	pg.	3
1.	Litologie	pg.	4
2.	Campionamento	pg.	5
3.	Analisi di laboratorio	pg.	8
4.	Microscopia		
4.1	Basalti	pg.	10
4.2	Latiti	pg.	10
5	Elaborazione dati	pg.	12
6	Conclusione	pg.	20
	Bibliografia	pg.	21

INTRODUZIONE

I Colli Euganei, localizzati a sud ovest della città di Padova, con un'estensione di oltre 100 km², ricoprono una posizione di notevole interesse geologico, infatti sono il risultato di distinti cicli vulcanici con età e caratteristiche diverse. Dallo studio delle differenti litologie presenti, ed in particolare di quelle basiche, si è cercato di ricostruire la genesi delle rocce a composizione basaltico-latitica.

In particolar modo, i campioni raccolti sono stati analizzati mediante microscopio polarizzatore, microsonda elettronica e spettrometro a fluorescenza dei raggi X.

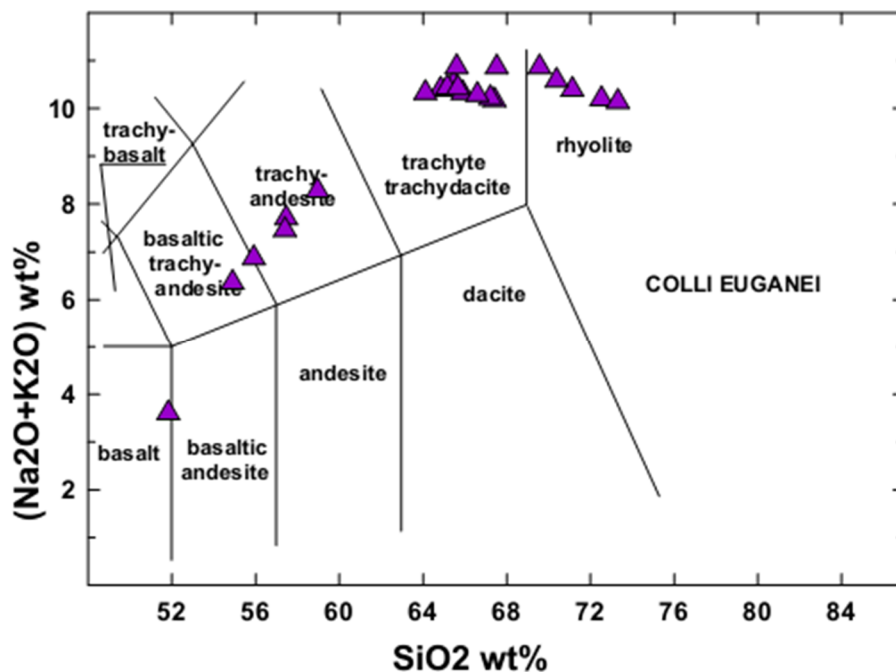
La genesi dei Colli Euganei è riconducibile a due distinti eventi magmatici. Nell'Eocene superiore, 40 Mln di anni fa, si sono registrate le prime eruzioni vulcaniche da esplosive ad effusive, in un ambiente marino, che ha reso possibile l'intercalazione di lave basaltiche con sedimenti bacinali. Questa prima fase eruttiva è stata caratterizzata anche dalla emissione di prodotti piroclastici come ceneri e lapilli. L'attività magmatica, dopo essersi fermata per qualche milione di anni, è ripresa in seguito nell'Oligocene inferiore, con l'emissione di magmi di composizione riolitica, trachitica e latitica, più evoluti rispetto ai precedenti (Astolfi G. & Colombara F. 1990).

La differente forma dei numerosi corpi eruttivi presenti nell'area, è da attribuire in particolar modo alla viscosità della lava al momento dell'emissione, nonché ai rapporti tra le rocce vulcaniche e l'incassante. Infatti, sono numerosi i laccoliti nei quali la lava si è insinuata tra i giunti stratigrafici, provocando una deformazione a volta degli strati sedimentari, che non di rado risultano troncati dagli stessi corpi magmatici, formando laccoliti di eruzione; di notevole importanza risultano essere anche le strutture a duomo, nelle quali si è verificato il ristagno di lava in emissione sopra la fessura di risalita (Piccoli G. *et al.*, 1981).

LE LITOLOGIE

I litotipi vulcanici oggetto di studio, sono essenzialmente rappresentati da rioliti, trachiti, latiti e basalti; spaziando quindi da rocce più evolute a rocce meno evolute; come evidenziato nel diagramma di classificazione TAS (fig. 1).

Fig.1 Diagramma classificazione TAS



Riolite

La riolite è una roccia effusiva acida, composta essenzialmente da quarzo e feldspato alcalino, queste rocce presentano una struttura porfirica, di colore chiaro con tessitura fluidale. Ne sono un esempio quelle affioranti nei pressi di Monte Brusà, nelle quali sono ben evidenti fenocristalli di quarzo e sanidino.

Trachite

Le trachiti rappresentano il litotipo maggiormente diffuso nei Colli Euganei, esse presentano una tessitura afanitica; sono composte essenzialmente da feldspato

alcalino, augite, orneblenda e biotite. In tutta l'area sono numerosi gli affioramenti anche di notevole importanza come quelli in località di Zovon.

Latite

Le latiti si presentano come rocce effusive, con struttura porfirica, in cui si riconoscono in matrice fine, fenocristalli di plagioclasio con composizione andesinica; altri minerali caratteristici sono l'orneblenda, la biotite e i clinopirosseni; gli affioramenti si presentano in prevalenza sotto forma di filoni o corpi eruttivi di varia grandezza.

Basalto

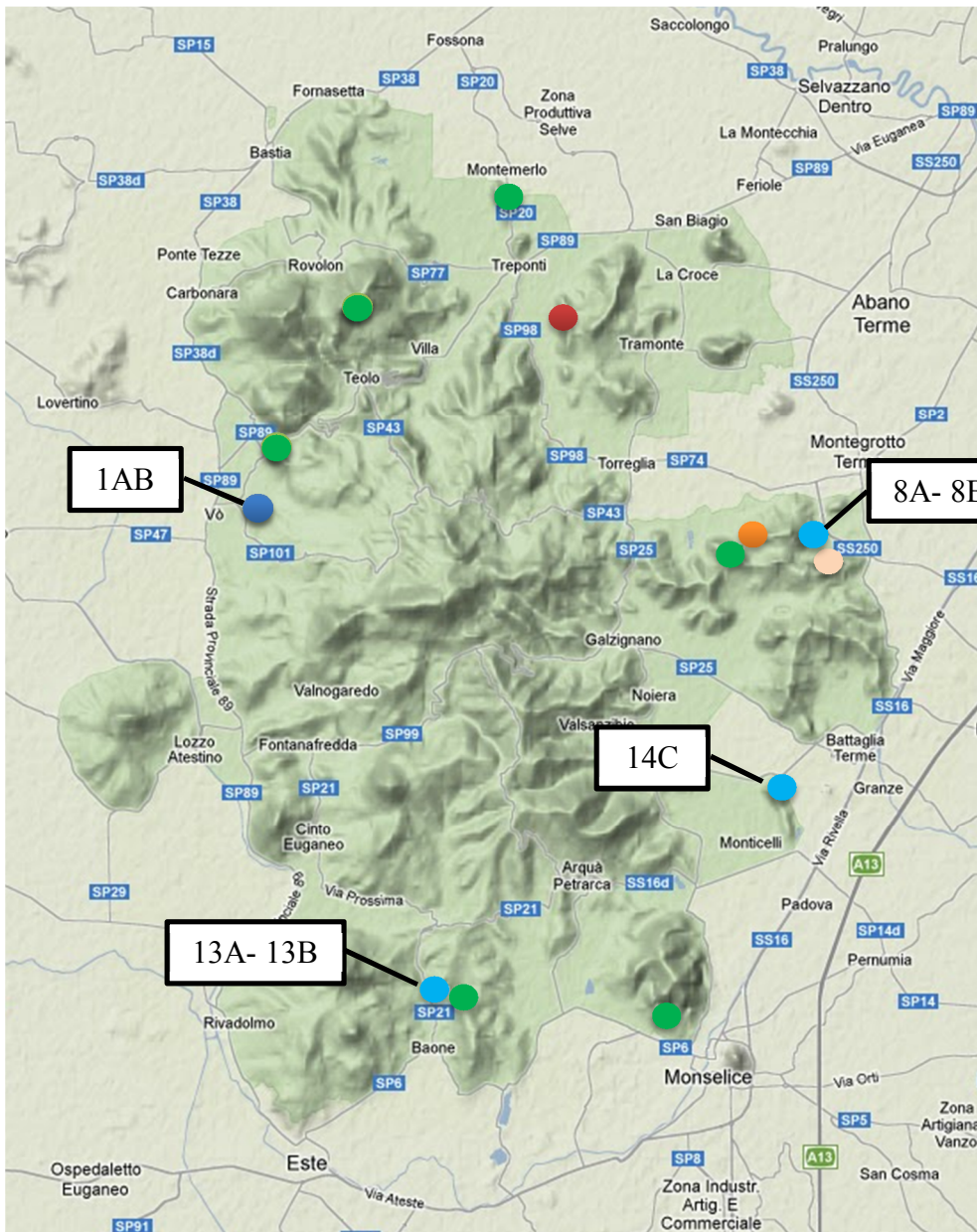
I basalti, fanno riferimento sia alla prima che alla seconda fase vulcanica, rispettivamente sotto forma di colate sottomarine prima, e successivamente sotto forma di filoni. In generale si può osservare come le composizioni di queste rocce effusive varino da calcicaline ad alcaline, con cristalli di plagioclasio, olivina forsteritica e clinopirosseno calcico a prevalente magnesio. In campagna si presentano sotto forma di sub-affioramenti, con caratteristica esfoliazione cipollare, fratturazioni concentriche che si sviluppano dall'esterno verso l'interno.

CAMPIONAMENTO

Il lavoro di campionamento effettuato in campagna è stato svolto soprattutto nella parte settentrionale dei Colli Euganei, mentre un altro gruppo di miei compagni di studio si è concentrato principalmente sulla porzione meridionale. In totale ho partecipato al campionamento di 14 siti con un totale di 32 campioni raccolti (fig. 2); il campionamento è stato effettuato principalmente in cave per avere affioramenti di roccia fresca e non alterata; le località da analizzare sono state

scelte basandosi sulla carta geologica dei Colli Euganei 1:25000. I campioni da me studiati sono elencati in tabella 1, che riporta anche le informazioni relative alla loro localizzazione ad alla litologia.

Fig. 2 Immagine Colli Euganei aree analizzate



Legenda:

- | | | | |
|------------------|---|---------|---|
| Riolite | ● | Latite | ● |
| Trachite-Riolite | ● | Perlite | ● |
| Trachite | ● | Basalto | ● |

Tab. 1 Elenco dei campioni considerati nel presente elaborato, con l'indicazione della litologia e della localizzazione geografica.

Campione	Litologia	Coordinate GPS	Località
3	PERLITE	N45° 19' 24" E11°45'30"	Cava di perlite-Refosco
5	TRACHITE	N45° 19'16" E11° 45' 24"	Cava del Monte Alto
6	TRACHITE	N45° 19'16" E11° 45' 24"	Cava del Monte Alto
7	TRACHITE-RIOLITE	N45° 19' 7.8" E11° 46' 31.4"	Cava Bonetti
8A	LATITE	N45° 19' 7.8" E11° 46' 31.4"	Filone tra cava Bonetti e Refosco
8B	LATITE	N45° 19' 7.8" E11° 46' 31.4"	Filone tra cava Bonetti e Refosco
9	TRACHITE	N45° 14'57.2" E11°44'28.7"	Cava meridionale del Monte Ricco
10	TRACHITE	N45°14'57.2" E11°44'28.7"	Cava meridionale del Monte Ricco
11A	TRACHITE	N45° 15'17.5" E11°39'47.8"	Cava del Monte Cero
11C	TRACHITE	N45° 15'17.5" E11°39'47.8"	Cava del Monte Cero
11D	TRACHITE	N45° 15'17.5" E11°39'47.8"	Cava del Monte Cero
12A	TRACHITE	N45° 15' 12.3" E11° 40' 3.9"	Cava del Monte Cero
12B	TRACHITE	N45° 15' 12.3" E11° 40' 3.9"	Cava del Monte Cero
13A	LATITE	N45° 15' 7.2" E11° 41' 27"	Cava del Monte Cecilia
13B	LATITE	N45° 15' 7.2" E11° 41' 27"	Cava del Monte Cecilia
14C	LATITE	N45° 17' 11.3" E11° 46' 20.6"	Cava di Battaglia
1B1	RIOLITE	N45° 21' 27.4" E11° 43' 03.2"	Monte Brusà
6B6	RIOLITE	N45° 21' 27.4" E11° 43' 03.2"	Monte Brusà
8B8	RIOLITE	N45° 21' 27.4" E11° 43' 03.2"	Monte Brusà
9B9	RIOLITE	N45° 21' 27.4" E11° 43' 03.2"	Monte Brusà
EU1	TRACHITE	N45° 22'39.16" E11° 42' 25.49"	Monte Merlo
EU2	TRACHITE	N45° 22'39.16" E11° 42' 25.49"	Monte Merlo
EU4	TRACHITE	N45° 22'39.16" E11° 42' 25.49"	Monte Merlo
EU5	TRACHITE	N45° 22'39.16" E11° 42' 25.49"	Monte Merlo
EU6	TRACHITE	N45° 22'39.16" E11° 42' 25.49"	Monte Merlo
EU3	TRACHITE	N45° 22'39.16" E11° 42' 25.49"	Monte Merlo
2ZV	TRACHITE	N45° 20'20.9" E11°39'6.9"	Cava località Zovon
3ZV	TRACHITE	N45° 20'20.9" E11°39'6.9"	Cava località Zovon
4ZV	TRACHITE	N45° 20'20.9" E11°39'6.9"	Cava località Zovon
1AB	BASALTO	N45° 19'40.8" E11°38'58"	Affioramento basalto località Vò
1M1	TRACHITE	N45° 21' 34.9" E 11° 40' 15.5"	Monte Grande
7M7	TRACHITE	N45° 21' 34.9" E11° 40' 15.5"	Monte Grande

ANALISI DI LABORATORIO

Sui campioni raccolti si è proceduto con un'iniziale selezione di quelli non alterati, con i quali sono state realizzate 35 sezioni sottili per la successiva analisi, mediante microscopio polarizzatore e microsonda elettronica. Gli stessi campioni, sono stati poi macinati per la successiva analisi con spettrometro a fluorescenza dei raggi X.

La realizzazione delle sezioni sottili si basa sulla progressiva riduzione dello spessore del materiale roccioso, inizialmente, con l'ausilio di una sega circolare diamantata; si sono realizzate una o due fette aventi spessore di circa un centimetro e mezzo, una di esse è stata poi ulteriormente ridotta per la realizzazione della sezione sottile finale, mentre l'altra è stata macinata, per la produzione del materiale da analizzare con lo spettrometro.

La macinazione dei campioni di roccia, si è svolta essenzialmente in due fasi ben distinte, nella prima fase è stato utilizzato un frantoio a ganasce, mentre nella seconda parte è stato adoperato un mulino con macine al carburo di tungsteno.

Le operazioni di macinazione nella prima fase prevedono un'iniziale riduzione dei campioni, compiuta manualmente con una mazzetta. La roccia, dopo essere stata ridotta, viene caricata nel frantoio a ganasce; il granulato prodotto viene raccolto e setacciato per ottenere una granulometria omogenea di 600 micron. Per massimizzare la riduzione del materiale, in maniera tale che essa risulti la più completa possibile, le piastre frantumanti vengono avvicinate progressivamente ad ogni passaggio del materiale.

Terminate le operazioni di frantumazione tutte le attrezzature ed i setacci vengono attentamente puliti per evitare eventuali contaminazioni del campione successivo.

Nella seconda fase il granulato proveniente dal frantoio nella quantità di 150 cl, è inserito nel mulino fino ad ottenerne una polvere finissima, inviata successivamente al laboratorio di analisi chimica con spettrometro a fluorescenza dei raggi X.

L'analisi chimica dei singoli minerali è stata fatta utilizzando la microsonda elettronica. Il suo funzionamento si basa sull'emissione di radiazioni caratteristiche, da parte di elementi ionizzati da un fascio di elettroni, generati da un filamento per effetto termoionico ed accelerati da un'opportuna differenza di potenziale. Se il fascio è in grado di sottrarre elettroni dagli orbitali più interni dell'atomo, si andrà a formare una condizione d'instabilità. Dagli orbitali più esterni gli elettroni tenderanno a spostarsi nelle vacanze appena create, la transizione di elettroni da livelli energetici maggiori a livelli energetici minori, provoca l'emissione di una radiazione caratteristica per ogni elemento, con energia pari alla differenza energetica tra i due livelli considerati.

Mediante l'utilizzo di spettrometri, si separano le radiazioni caratteristiche in base alla loro lunghezza d'onda o in base alla loro energia, si avranno così analisi fatte con il sistema EDS, che sfrutta il principio dell'energia emessa o WDS che rileva invece le diverse lunghezze d'onda.

Qualunque sia la tecnica utilizzata, per risalire alle concentrazioni degli elementi analizzati, sarà opportuno confrontare i dati ottenuti con quelli di uno standard di riferimento, del quale sono note composizione e intensità di radiazione. Dopo le dovute proporzioni si riuscirà a risalire alla composizione del campione analizzato, tenendo conto di eventuali assorbimenti di radiazioni, nonché di emissioni di radiazioni secondarie; per minimizzare queste possibili problematiche le sezioni sottili perfettamente lucidate, vengono precedentemente metallizzate mediante la deposizione di un sottilissimo strato conduttivo di grafite in grado di evitare accumuli di cariche, che potrebbero deflettere il fascio incidente, e di disperdere il calore.

MICROSCOPIA

Basalti

La struttura di tale roccia presenta un grado di cristallinità ipocristallino, e la forma dei cristalli risulta essere ipidiomorfa ofitica. Infatti, i cristalli non molto grandi di olivina e pirosseno sono immersi in una pasta di fondo formata da plagioclasio andesinico con tessitura isotropa (Mackenzie W. S. *et al.*, 1990).

Plagioclasio

Il plagioclasio compare in microcristalli idiomorfi aciculari, che presentano geminazioni albite e albite-Carlsbad.

Olivina

Si presenta in microgranuli con evidenti fratture immersi nella pasta di fondo. I cristalli risultano completamente alterati; infatti, in luce parallela presentano una debole colorazione nocciola, basso rilievo, e a nicol incrociati mostrano colori di interferenza giallastri.

Clinopirosseni

I clinopirosseni risultano essere abbondantissimi nella pasta di fondo, hanno forma allotriomorfa, presentano un rilievo medio e considerando il tenue color nocciola a nicol paralleli si tratta di augite, mentre i colori di interferenza a nicol incrociati sono del 2° ordine.

Latiti

Le latiti esaminate sono caratterizzate dall'aver una struttura ipoalinea porfirica con fenocristalli di plagioclasio immersi in una massa di fondo microcristallina, i minerali fondamentali sono quindi plagioclasio, biotite, anfibolo e pirosseno, seguiti dai minerali accessori quali minerali opachi e apatite, e dai minerali secondari come calcite (Mackenzie W. S. *et al.*, 1990).

Plagioclasio

È presente principalmente nella matrice ma sono ben evidenti grandi fenocristalli di plagioclasio aventi geminazioni albite ed albite-Carlsbad.

Inoltre in molti cristalli è presente una zonatura di tipo normale continua che evidenzia una variazione chimica che porta ad avere nuclei ricchi in Ca con bordi ricchi in Na.

Biotite

La biotite si presenta in cristalli idiomorfi con caratteristico abito tabulare, sono ben riconoscibili in luce parallela per la loro colorazione marrone e per le tracce di sfaldatura nelle sezioni in zona [001] parallele all'allungamento. A nicol incrociati presentano un'estinzione retta con colori d'interferenza marroni verdi.

Pirosseno

I pirosseni osservati sono prevalentemente monoclini di composizione augitica, sono stati osservati anche alcuni ortopirosseni di composizione enstatitica come riscontrato nell'analisi in microsonda.

Anfiboli

Gli anfiboli sono presenti anche in grandi dimensioni, risultano essere di forma prismatica, che rende possibile la visione delle tracce di sfaldatura parallele all'allungamento. In luce parallela l'anfibolo assume colorazioni bruno arancioni, mentre, a nicol incrociati, il pleocroismo è simile a quello della biotite, anche se non risulta essere iridescente ed è caratterizzato dall'avere un'estinzione inclinata; date le caratteristiche osservate si tratta di orneblenda.

Calcite

La calcite si presenta in una granulazione, trasparente in luce parallela, il rilievo cambia ruotando il piattino. A nicol incrociati presenta un caratteristico colore rosa iridescente, è presente sotto forma di saussurite per alterazione idrotermale del plagioclasio.

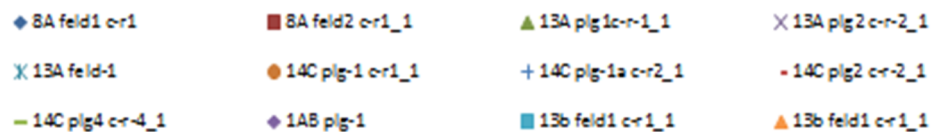
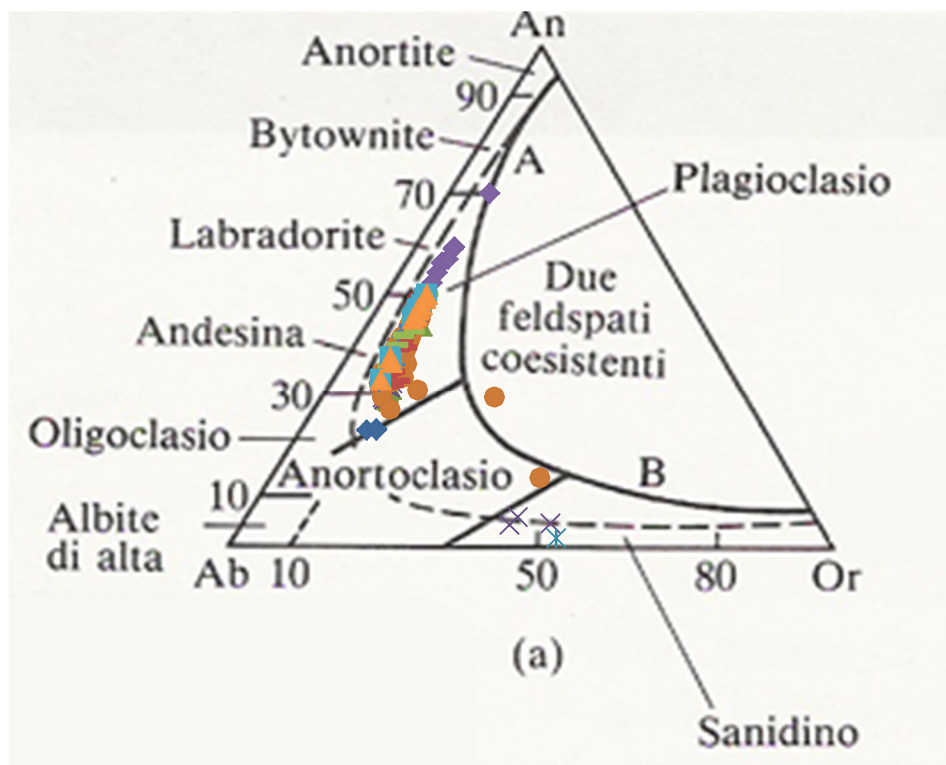
Apatite

L'apatite si presenta con un abito prismatico, trasparente in luce parallela presenta un rilievo medio. A nicol incrociati ha massimi colori d'interferenza grigi.

ELABORAZIONE DATI

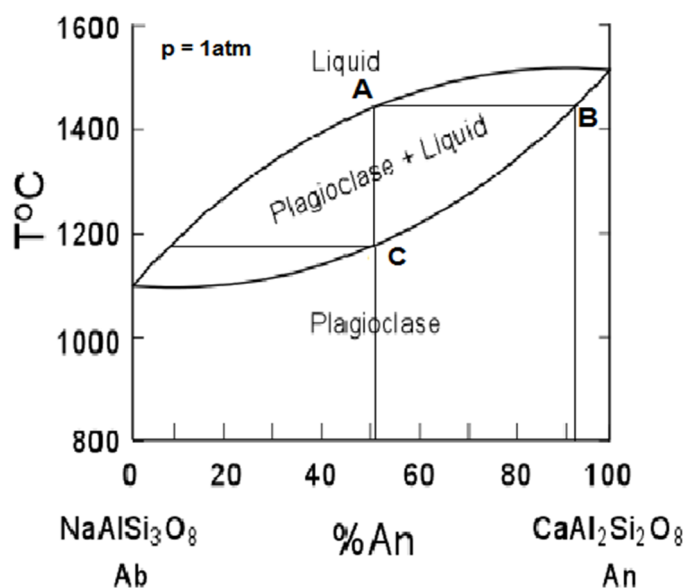
Dai dati ottenuti in microsonda le composizioni dei plagioclasii risultano essere comprese prevalentemente nell'intervallo 30% - 50% An, di composizione andesinica (fig. 3). Solamente il basalto 1AB contiene plagioclasii a composizione labradoritica.

Fig. 3 Diagramma di classificazione feldspati (da D'Amico et al., 1987)



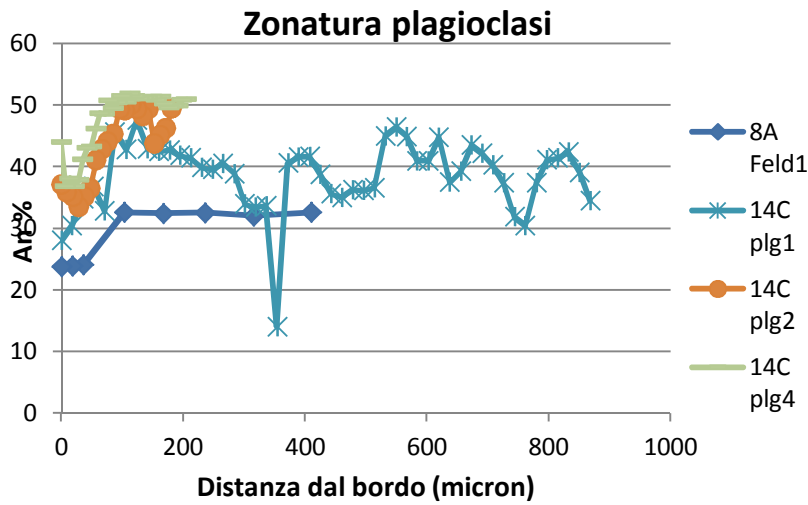
La caratteristica zonatura osservata è indicativa di una variazione composizionale nei cristalli, nonché la incompleta cristallizzazione all'equilibrio, infatti se la velocità di raffreddamento è tale da non consentire il riequilibrio dei cristalli, si avrà la formazione di cristalli zonati.

Fig. 4 Diagramma cristallizzazione plagioclasio



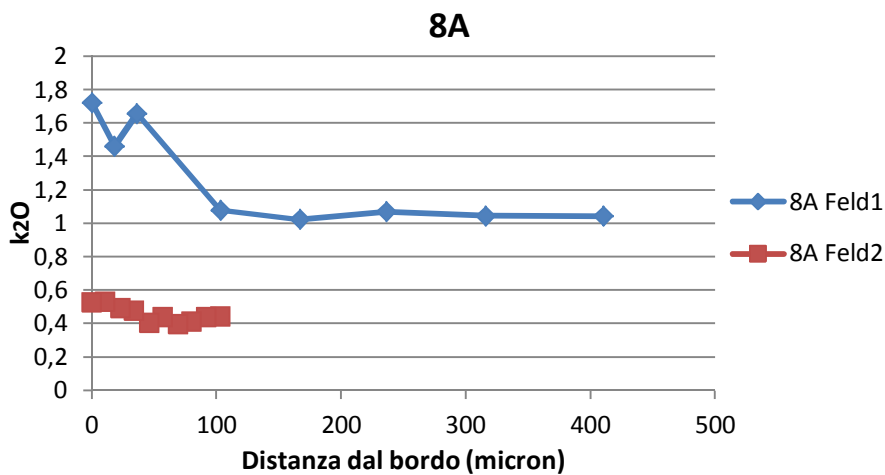
Con riferimento alla figura 4, nei plagioclasii, partendo da un ipotetico punto A, in B si avrà la cristallizzazione di una fase più ricca nella componente calcica. Questa tenderà via via a calare, riequilibrandosi nel punto C, tuttavia questo processo non è mai così lineare per la presenza di bordi neoformati stabili alle varie temperature di raffreddamento, e la progressiva diminuzione della diffusività intracristallina al diminuire della temperatura; inoltre nei plagioclasii la riequilibratura risulta difficoltosa perché implica l'interscambio di Si e Al. Dallo studio dei dati relativi al contenuto in anortite in relazione alla distanza dal bordo dei vari cristalli di plagioclasio, è stato elaborato il seguente grafico (fig. 5):

Fig. 5 Zonatura in An% plagioclasì



Le zonature sono principalmente normali e continue, con variazioni del contenuto percentuale di An che risulta essere oscillatorio nel caso del campione 14C plg1. Inoltre, è stato possibile notare nel campione 8A, composizioni di plagioclasì molto diverse tra loro sia per il contenuto in componente anortitica che per quello in potassio; tali caratteri fanno credere che i due feldspati presenti nello stesso campione di roccia sono il risultato del mescolamento di magmi a composizione diversa, dove il tempo necessario alla riequilibratura non è stato sufficiente (fig. 6).

Fig. 6 Zonatura in K₂O campione 8A



Una zonatura chimica è presente anche nei pirosseni i quali hanno composizione principalmente augitica come evidenziato dal diagramma di classificazione di figura 7.

Osservando il diagramma di classificazione si può notare come siano stati ritrovati degli ortopirosseni nel campione 14C, i quali sono inglobati in un aggregato di plagioclasio e vetro; data la struttura e il chimismo di questi minerali essi sembrano provenire o dal basamento della crosta oppure da un cumulo magmatico precedentemente formatosi e ripreso dal magma in risalita.

La zonazione dei pirosseni è stata analizzata elaborando dei grafici Mg#, TiO₂, Cr₂O₃, Al₂O₃, Na₂O vs. distanza bordo espressa in micron. In particolare osservando il grafico seguente, si nota un impoverimento di titanio sul bordo del cristallo, per il probabile frazionamento di ossidi di Ti come l'ilmenite (fig. 8).

Fig. 7 Composizione dei pirosseni analizzati

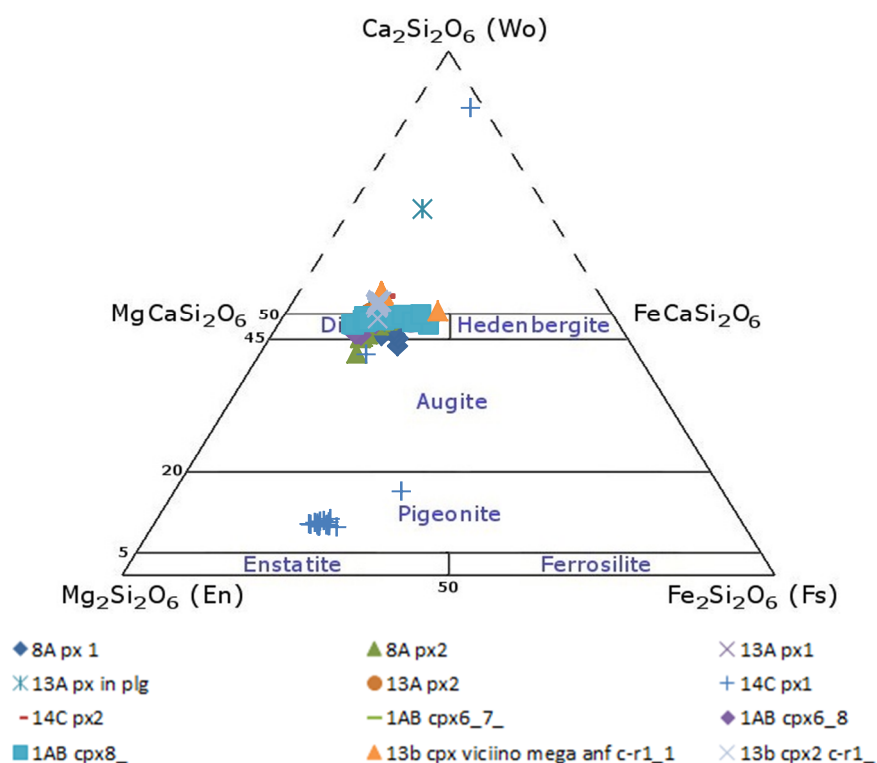
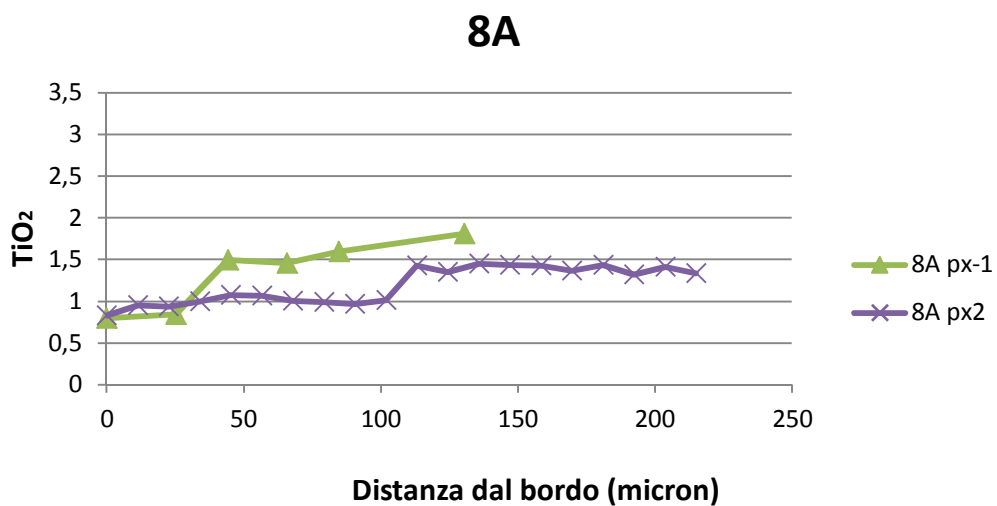


Fig. 8 Zonatura in TiO₂ campione 8A



Per definire la genesi delle litologie prese in esame e calcolare quindi pressione e temperatura di cristallizzazione di plagioclasio e clinopirosseno, è stato necessario

fare alcune considerazioni: se il magma è povero in acqua, il valore di anortite nel plagioclasio è circa uguale al valore del numero di calcio nella roccia, in condizioni di equilibrio i valori di anortite devono disporsi lungo la curva KD=1 (fig. 9), per i pirosseni invece (fig. 10), il numero di magnesio in condizioni di equilibrio deve disporsi sulla curva KD=0,20 oppure KD=0,25 nel caso dei basalti (Almeev R. R. et al., 2012).

Fig. 9 Curve di equilibrio dei plagioclasii

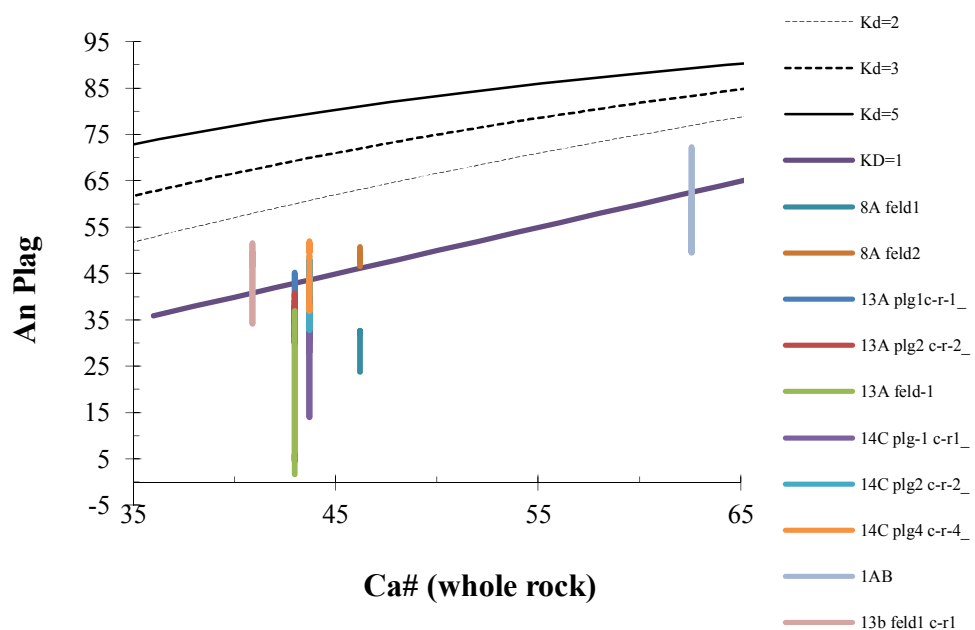
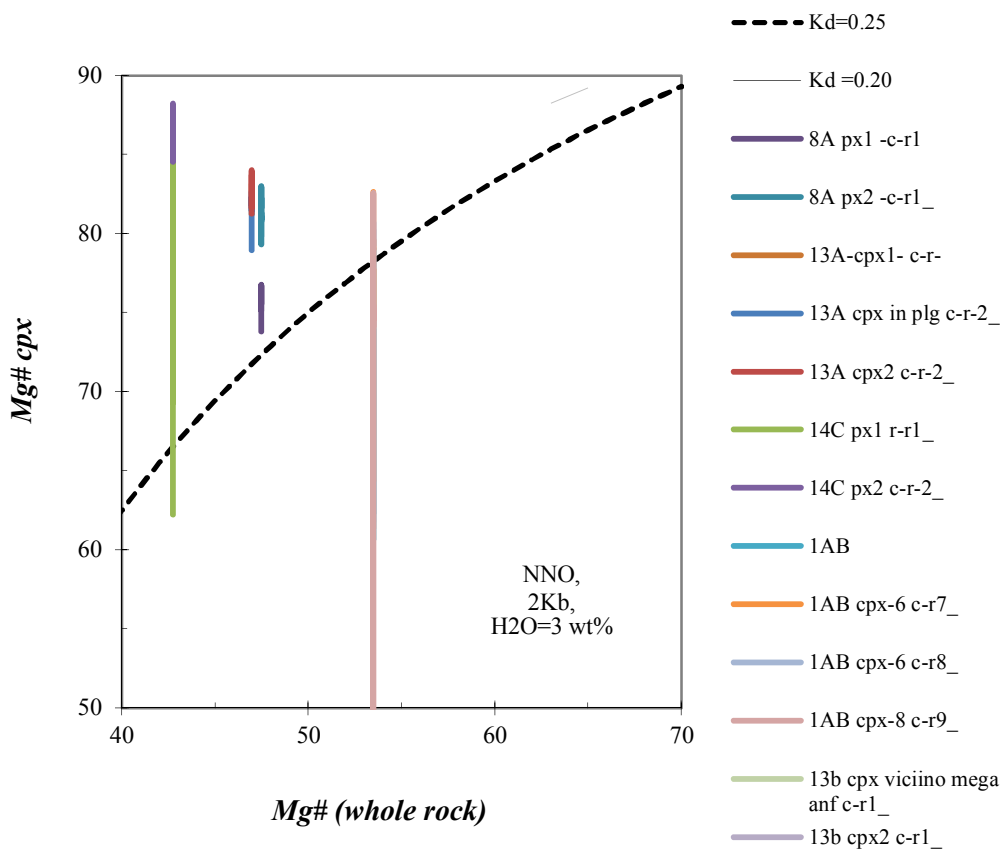
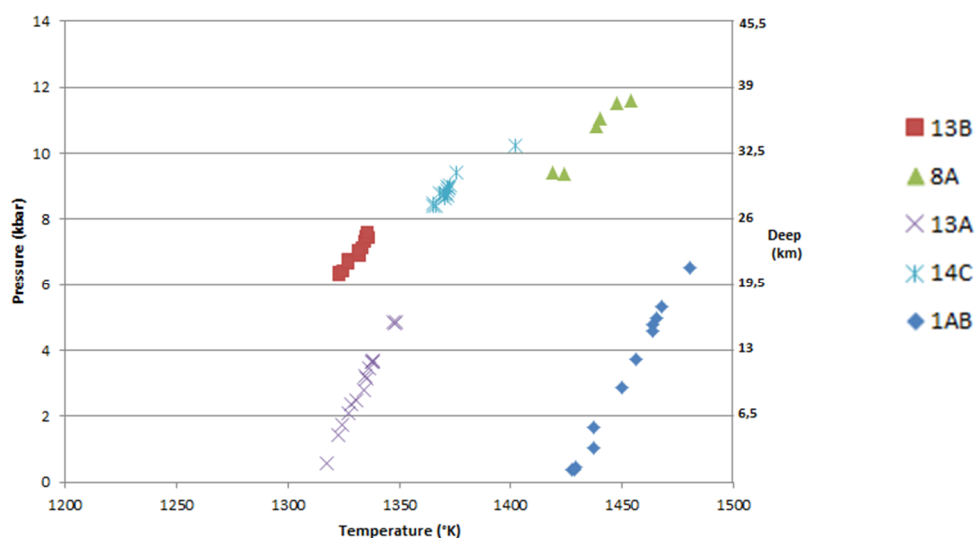


Fig. 10 Curve di equilibrio dei pirosseni



Dai grafici sopra ottenuti si nota come nel primo, vi sia un effettivo equilibrio tra i plagioclasti e il magma che li ha generati. Tutti i campioni si proiettano in prossimità della curva $KD=1$ e fanno supporre che il magma da cui hanno cristallizzato i plagioclasti fosse effettivamente poco idrato. Per quanto riguarda i pirosseni il 14C cpx 2, 13A cpx 2 e l'8A px2 sono in disequilibrio. Infatti, dovrebbero provenire da un magma molto più mafico, responsabile della presenza di pirosseni più femici rispetto a quelli che sarebbero in equilibrio con un magma latitico. Una volta individuati i cristalli in disequilibrio, sui restanti si è cercato d'individuare pressioni e temperature di cristallizzazione. Per farlo, è stato utilizzato il foglio di lavoro in Excel Clinopyroxene_P-T.xls (Putirka *et al.*, 2003), nel quale sono stati utilizzati per ogni campione, i dati relativi alla composizione della roccia ottenuta con lo spettrometro a fluorescenza dei raggi X, confrontati con i dati dei singoli cristalli di pirosseno analizzati in microsonda, da questa indagine è stato elaborato il seguente grafico (fig. 11):

Fig. 11 Grafico pressione, temperatura di cristallizzazione



Dal grafico si può notare come i campioni di latite hanno temperature di cristallizzazione comprese principalmente tra i 1350 e i 1400 °K (ca. 1100 °C), con pressioni medie di 9 Kbar, corrispondenti a circa 30 chilometri di profondità. Il campione di basalto 1AB, raggiunge temperature di cristallizzazione di circa 1450 °K (ca. 1200 °C), con pressione massima di circa 5 kbar (profondità di circa 15 km).

Per avere un quadro più ampio sulle ipotetiche pressioni di cristallizzazione, sono stati analizzati i dati rilevati dalla microsonda elettronica sugli anfibioli calcici, presenti nel campione di latite 13B: utilizzando il foglio di lavoro in Excel Anfibolo-pressure.xls (Hammarstrom & Zen 1986) è stata riscontrata una pressione media di 7,3 Kbar corrispondente a circa 23 km di profondità.

CONCLUSIONE

Questi dati su pressione e temperatura di cristallizzazione, fanno supporre che le latiti si siano frazionate in camere magmatiche profonde (crosta profonda), dove hanno subito processi di mescolamento con magmi basici come testimoniata dalla presenza di clinopirosseni molto mafici in alcune latiti. Evidentemente le latiti (tranne il campione 13C) non hanno subito ulteriori processi di cristallizzazione in camere magmatiche più superficiali. Una rapida velocità di risalita dei magmi latitici sembra anche consistente con le pressioni di cristallizzazione calcolate per gli anfiboli e anche con il sottile bordo di reazione mostrato da questi minerali. Infatti è noto da esperimenti di laboratorio che lo spessore del bordo di reazione negli anfiboli è inversamente proporzionale alla velocità di risalita dei magmi da camere magmatiche profonde, dove l'anfibolo sarebbe stabile, a camere magmatiche superficiali o alla superficie, dove invece l'anfibolo non è più stabile nel magma ormai fortemente degassato.

La rapida risalita dei magmi latitici da camere magmatiche profonde, che può avvenire solo in condizioni tettoniche molto particolari (alta permissività, decisa distensione) può spiegare il modesto volume di latiti presenti nei Colli Euganei.

Al contrario, il basalto sembra essere cristallizzato in una camera magmatica della crosta intermedia. Questo aspetto fa supporre che il basalto non possa essere considerato come magma parentale delle latiti analizzate, ma appartenga ad una fase magmatica diversa.

BIBLIOGRAFIA

Piccoli G., Medizza F., Sedea R., Bellati R. & Di Lallo E. (1981) – Note illustrative della Carta geologica dei Colli Euganei. Memorie di scienze geologiche, già Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, 34, 523-543.

Astolfi G. & Colombara F. (1990) - La geologia dei Colli Euganei. Canova, Padova.

Mackenzie W. S., Donaldson C. H. & Guilford C. (1990) - Atlante delle rocce magmatiche e delle loro tessiture. Zanichelli, Bologna.

D'Amico C., Innocenti F. & Sassi F.P. (1987) - Magmatismo e Metamorfismo. UTET, Torino.

Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F. & Shaw H. (2003) - New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, 1542-1554.

Almeev R. R., Holtz F., Koepke J. & Parat F. (2012) - Experimental calibration of the effect of H₂O on plagioclase crystallization in basaltic melt at 200 MPa. *American Mineralogist*, 97, 1234-1240.

Hammarstrom & Zen (1986) - An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, pages 1297-1313.

<http://www.alexstrekeisen.it/vulc/zonatura.php>

<http://www.alexstrekeisen.it/pluto/saussurite.php>

<http://geology.about.com/od/minerals/ig/pyroxenes/pyxquad.htm>