

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Scienze Geologiche
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**GEOCHIMICA DELLE ROCCE MAGMATICHE
DEI COLLI EUGANEI (PD)
E DEI MONTI BERICI (VI)**

Relatore: Prof. Andrea Marzoli

Laureanda: Valentina Brombin

ANNO ACCADEMICO 2013/2014

Indice

Riassunto	pg.7
Abstract	pg.9
Introduzione	pg.11
1. La Provincia Magmatica Terziaria Veneta	pg.13
2. I Colli Euganei	pg.17
2.1. Geografia	pg.17
2.2. Genesi	pg.17
2.3. Morfologia	pg.19
2.4. La struttura tettonica	pg.21
2.5. La serie stratigrafica	pg.21
3. Campionamento	pg.25
3.1. Campionamento lungo l'area euganea	pg.25
3.2. Campionamento nell'area berica	pg.33
4. Procedure e tecniche analitiche	pg.35
4.1. Preparazione dei campioni	pg.39
4.2. Preparazione delle sezioni sottili	pg.40
4.3. Preparazione delle polveri	pg.40
4.3.1. Preparazione delle polveri per le analisi spettrometriche	pg.40
4.3.2. Preparazione delle polveri per le analisi isotopiche	pg.41
4.4. Metodologie analitiche	pg.44

4.4.1. Fluorescenza a raggi X (XRF)	pg.44
4.4.1.1 Lo spettrometro di Bragg	pg.46
4.4.2. La spettrometria di massa al plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS)	pg.48
4.4.2.1. Il plasma	pg.49
4.4.2.2. Lo spettrometro di massa al plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS)	pg.49
4.4.3. La spettrometria di massa a ionizzazione termica (TIMS)	pg.58
4.4.4. La datazione radioisotopica	pg.62
4.4.4.1. La geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	pg.62
4.4.4.2. Il Western Australian Argon Isotope Facility e i risultati ottenuti	pg.64
5. Petrografia	pg.67
5.1. Rioliti	pg.67
5.2. Trachiti	pg.69
5.3. Latiti	pg.70
5.4. Basalto trachandesitico	pg.71
5.5. Basalto andesitico	pg.71
5.6. Basalto	pg.72
5.7. Basanite	pg.73
5.8. Inclusi metamorfici di Zovon e di Monte Merlo	pg.74
5.8.1. Campione CZ15	pg.74
5.8.2. Campione MM103	pg.75
5.8.3. Campione MR+ e campione MRL	pg.75

5.8.4. Campione MMR	pg.76
6. Geochimica	pg.77
6.1. La geochimica dei Colli Euganei	pg.77
6.2. La geochimica dei Monti Berici	pg.91
6.3. Gli isotopi Sr-Nd-Pb dei Colli Euganei	pg.91
7. I modelli EC-AFC	pg.99
7.1. La descrizione del modello EC-AFC	pg.99
7.2. Applicazioni del modello EC-AFC al sistema magmatico	pg.101
8. Reservoir del mantello	pg.101
9. Conclusioni	pg.115
Bibliografia	pg.117

In allegato:

“Carta di campionamento dei Colli Euganei”

“Carta di campionamento dei Monti Berici”

Riassunto

Assieme ai distretti berico, lessino e marosticano, il distretto euganeo, nel nord-est d'Italia, è uno dei settori costituenti la Provincia Magmatica Terziaria del Veneto, la più importante provincia magmatica della placca Adria. A differenza dei restanti settori caratterizzati da vulcaniti ultrabasiche e basiche, il settore euganeo presenta rocce differenziate: rioliti, trachiti e latiti. Per questa tesi si sono raccolti campioni lungo il distretto euganeo e nelle zone periferiche orientali e meridionali del vicino distretto berico per la ricostruzione di età, provenienza ed evoluzione del magma che ha generato i litotipi riscontrati nell'area euganea. Grazie alle analisi al microscopio ottico, allo spettrometro XRF e di massa ICP-MS si sono distinti i seguenti litotipi: basanite, basalto, basalto andesitico, basalto trachianandesitico, trachiandesiti, trachiti e rioliti. Le datazioni radioisotopiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ eseguite hanno dimostrato che tutti i litotipi hanno la stessa (ca. 32 Ma). Le analisi isotopiche Sr-Nd-Pb hanno poi evidenziato che i campioni basaltici (basalti, basalti andesitici, basalti trachianandesitici) presentano componenti DMM e HIMU, ed in particolare il contributo di HIMU è più evidente nei basalti alcalini. Data la seguente configurazione geochemica, già analizzata da Beccaluva et al., (2007) si ritiene che il mantello litosferico della placca Adria venne arricchito da agenti metasomatizzanti aventi firme isotopiche tipiche di HIMU (reservoir EAR, European asthenospheric reservoir; Cebrià e Wilson, 1995). Tuttavia, la componente metasomatizzante proveniente dal mantello sub-litosferico deve essersi accumulata più efficacemente nei livelli litosferici inferiori, mentre i magmi subalcalini, generati a profondità minori nel mantello litosferico, registrano una leggera firma isotopica EM2 che potrebbe essere legata ad un arricchimento più antico, meno mascherato dai componenti HIMU (Beccaluva et al., 2005). Infine, il modelling EC-AFC eseguito in questa tesi dimostra che i litotipi più evoluti (latiti, trachiti e rioliti) potrebbero essere il risultato di una contaminazione del magma iniziale con il materiale crostale.

Abstract

The Tertiary Magmatic Province of Veneto, in the North-East of Italy represents the most important magmatic province of the Adria Plate and is composed of the Marosticano, Lessini Hills, Berici Hills and Euganei Hills. Interestingly, only in the Euganean zone, trachitic, rhyolitic and latitic rocks were produced.

For this project, specimens have been collected from both open and closed quarries, localized in the whole Euganei Hills, and from the eastern and southern part of the Berici Hills in order to reconstruct the age, origin and evolution of the Euganean magmas.

Using optical microscopy together with XRF and ICP-MS spectrometers, the following rock-types have been identified: basanite, basalt, basaltic andesite, basaltic trachyandesite, trachyandesite, trachyte e rhyolite. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radioisotopic dating showed that all the magmas were emplaced at about 32 Ma. Moreover, Sr-Nd-Pb isotope analysis showed that the basaltic specimens display DMM and HIMU signatures (this latter is more important in alkaline basalts). According to the geochemical configuration, already analyzed by Beccaluva and collaborators (Beccaluva et al., 2007), it has been thought that the lithospheric mantle of the Adria plate had been enriched by metasomatizing agents with HIMU isotopic signatures. Therefore, the sub-lithospheric originated metasomatizing component may have accumulated with more efficiency in the lower lithosphere. EC-AFC modeling shows that trachitic, rhyolitic and latitic magmas (i.r., the evolved ones) could be the result of a contamination of the initial magma with continental crustal rocks.

Introduzione

La Provincia Magmatica Terziaria del Veneto, nord Italia, rappresenta la più importante provincia magmatica della placca Adria, il blocco continentale che probabilmente costituì il promontorio settentrionale della placca nord africana. Qui, nel Paleogene, un ampio range di magmi basici, dalle tholeiiti alle nefeliniti, venne eruttato in risposta alla tettonica estensionale che afflisse il dominio Sud Alpino intraplacca (Beccaluva et al., 2000, 2003, 2005). Nel 1983, De Pieri et al. distinsero all'interno della provincia Magmatica del Veneto quattro distretti principali:

- Colli Euganei;
- Monti Berici;
- Marosticano;
- Monti Lessini.

Fra questi quattro il distretto dei Colli Euganei, a sud-ovest di Padova, rappresenta certamente il settore più interessante da un punto di vista geologico. Infatti, i Colli Euganei sono il prodotto di più cicli vulcanici avvenuti con modalità ed età differenti rispetto a quelli individuati nel resto della provincia magmatica veneta. Durante il Paleocene e l'Oligocene i prodotti emessi all'interno della Provincia Magmatica Veneta furono essenzialmente vulcaniti ultrabasiche e basiche, solo nell'ultimo periodo ed esclusivamente nel settore euganeo si verificò la comparsa anche di rocce differenziate quali trachitiche, riolitiche e subordinatamente latitiche. Viste tali premesse i Colli Euganei furono oggetto di studio negli anni '70-'80 per esami petrogenetici approfonditi e per ricostruire la complessa geodinamica della Provincia Terziaria Veneta (De Vecchi et al., 1976, De Pieri et al., 1983). Dagli anni '90 fino ad oggi i Colli Euganei non sono stati più investigati. Solo nel 2003, Macera et al., e nel 2007, Beccaluva et al., ripresero ad interessarsi alla Provincia Magmatica Veneta, ma questi Autori si soffermarono ad analizzare i litotipi basici investigando perlopiù i distretti berico, marosticano e lessino e tralasciando i colli padovani. Con questa tesi si è voluto riprendere lo studio delle rocce

costituenti i Colli Euganei fermatosi vent'anni fa, approfittando dei progressi scientifici avvenuti nel frattempo. I campioni trattati in questa tesi sono stati raccolti, soprattutto in cave attive o dismesse, lungo l'intero distretto euganeo e nelle zone periferiche orientali e meridionali del vicino distretto berico. Questi campioni sono stati sottoposti a diverse analisi: dal più tradizionale esame microscopico, per il riconoscimento delle fasi mineralogiche, alle analisi spettrometriche in XRF (X-Ray Fluorescence) e di massa ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) per la determinazione di elementi maggiori e in tracce, fino alle moderne analisi isotopiche di Nd-Sr-Pb e le datazioni radioisotopiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ per la ricostruzione di età, provenienza ed evoluzione del magma che ha generato i litotipi riscontrati nell'area euganea.

1. La Provincia Magmatica Terziaria Veneta

La provincia Magmatica Terziaria Veneta comprende un ampio territorio che si estende dal Lago di Garda al Fiume Brenta e da Trento ai Colli Euganei (Fig.1). Smantellate dall'erosione o ricoperte dalle alluvioni della pianura, le magmatiti occupano attualmente un'area di poco più di 300 km², all'interno della quale si distinguono quattro distretti principali (De Pieri, 1983):

- Colli Euganei;
- Monti Berici;
- Marosticano;
- Monti Lessini.

La maggior parte delle vulcaniti attualmente affioranti occupa un'area tettonicamente depressa, con direzione NNW-SSE, limitata a oriente dalla linea Schio-Vicenza e da linea passante per Bassano del Grappa e, ad occidente dalla linea di Castelvero. Queste magmatiti costituiscono, in gran parte, dei corpi subvulcanici di vario tipo mentre i prodotti lavici o vulcanoclastici sono nettamente limitati (Piccoli et al., 1975). Da analisi geofisiche e sondaggi profondi risulta che vulcaniti sono presenti, con spessori ragguardevoli, anche sotto le alluvioni della pianura tra Vicenza e Bassano del Grappa (De Pieri, 1983).

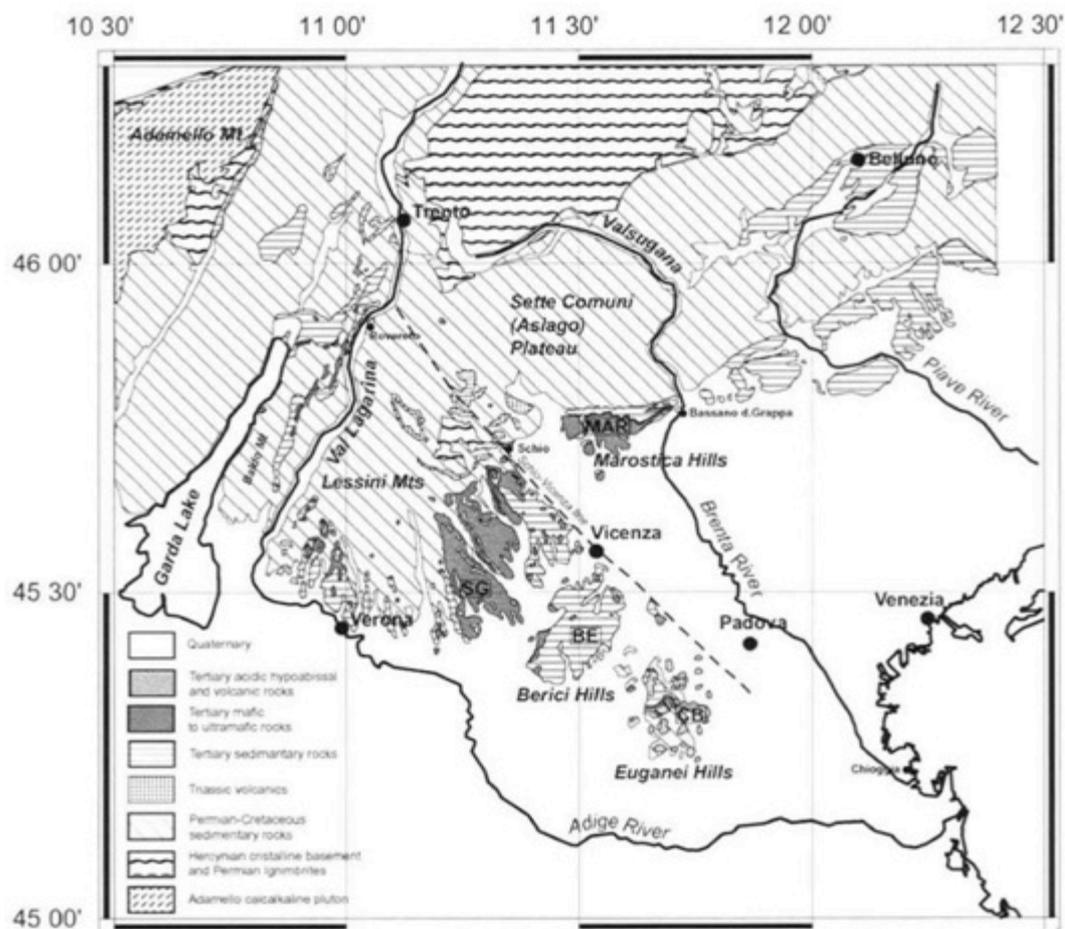


Fig.1. Sketch dell'avampaese del Sud-Alpino (regione del Veneto), mostrante i quattro distretti della provincia magmatica del Veneto: Colli Euganei, Monti Berici, Monti Lessini, Marostica. (Macera et al., 2003)

I prodotti dell'attività eruttiva basica sono costituiti da basalti di colata, ialoclastiti, breccie extradiatremiche e rocce vulcanoclastiche rimaneggiate, intercalate a vari livelli della successione stratigrafica. I basalti veneti sono costituiti da termini aventi contenuti in SiO_2 oscillanti tra il 39 peso% (wt.%) e il 51 wt.% circa, TiO_2 superiori a 2 wt.% e Al_2O_3 bassi. Una natura moderatamente alcalina è tipica per i termini meno ricchi in silice, mentre tra i veri basalti compaiono anche tipi transizionali o tholeiitici (De Pieri, 1983). Nei Colli Euganei affiorano le uniche vulcaniti acide della Provincia Veneta. Si tratta perlopiù di una gamma continua di litotipi variabili in gran parte da trachiti a rioliti, ovvero rocce con contenuto in SiO_2 variabile tra il 62 e il

75wt.%. Accanto ad esse affiorano anche le uniche e scarse rocce intermedie in SiO₂, rappresentate da trachiandesiti potassiche (latiti, De Pieri et al, 1983).

L'attività eruttiva nella provincia magmatica veneta si manifestò durante il Paleocene e l'Oligocene articolandosi in una dozzina di fasi principali separate da periodi di stasi. Durante l'intero periodo i prodotti emessi furono essenzialmente vulcaniti ultrabasiche e basiche, solo nell'ultimo periodo si verificò la comparsa di rocce trachitiche, riolitiche e subordinatamente latitiche, ma solo nel settore euganeo. La successione cronologica dettagliata degli eventi eruttivi terziari fu riconosciuta da Fabiani (1915) e Schiavinato (1950), in seguito rivista e perfezionata da Piccoli (1966) e da altri Autori (Borsi et al., 1969; Dieni e Proto-Decima, 1970; De Vecchi e Sedeà, 1974) e può essere riassunta come segue:

- nell'Eocene inferiore e medio, i prodotti vulcanici furono più diffusi nel settore lessineo e subordinatamente nei Berici e nel Trentino;
- l'Eocene superiore fu in generale un periodo di quiescenza vulcanica, ad eccezione degli Euganei dove l'inizio dell'attività avvenne proprio in questo periodo;
- nell'Oligocene le eruzioni ripresero a manifestarsi con notevole intensità, oltre che negli Euganei, anche nei Lessini orientali, nei Berici e nel Marosticano, mentre sembrano assenti nelle aree più occidentali.

La Provincia Magmatica Veneta, in una ricostruzione palinspatica, deve essere collocata in una porzione di placca continentale prossima ad un orogene, caratterizzata da un discreto assottigliamento crostale e gradienti termici anomali. Secondo De Vecchi (1976) l'attività eruttiva terziaria del Veneto rappresenta l'unica importante manifestazione vulcanica che si è sviluppata durante l'orogenesi alpina nel settore meridionale della catena. Tuttavia, gli studi finora condotti non hanno rivelato alcuna corrispondenza con le tipiche serie orogeniche calca-alcaline, escludendo così l'ipotesi di una natura orogenetica per questi prodotti magmatici, nonostante la stretta associazione spaziale con l'orogeno alpino ed il legame cronologico, per una parte

dell'attività magmatica, con la fase tettonogenetica Lepontina. Invece, la bimodalità del vulcanesimo (rocce basiche diffuse in tutta la provincia e rocce acide ristrette solo agli Euganei) e la composizione prevalentemente basica e ultrabasica suggeriscono una natura anorogenica tipica di un ambiente distensivo simile a quello dei plateaux continentali. Difatti, contemporaneamente alle fasi vulcaniche, furono attive varie linee tettoniche a carattere distensivo, le principali a direzione NNW-SSE e altre orientate NNE-SSW e NE-SW (De Pieri et al., 1983).

2. I Colli Euganei

2.1. Geografia

Il complesso eruttivo dei Colli Euganei occupa la parte sud-occidentale della provincia di Padova, immediatamente a nord delle città di Este e Monselice, emergendo isolato dalla pianura circondato dalle alluvioni quaternarie che li separa dai vicini Colli Berici. Si estende per una superficie di circa 100 km² secondo un'ellisse il cui asse maggiore è orientato a circa nord-sud.

2.2. Genesi

I Colli Euganei si formarono di conseguenza a due distinti cicli vulcanici di età e caratteristiche diverse:

1. nel primo ciclo, “Euganeo-Berico-Lessino”, le eruzioni, sia di tipo effusivo che esplosivo iniziarono nel corso dell'Eocene superiore con colate sottomarine di lave basaltiche fluide che si riversarono sul fondo del mare mescolandosi ai sedimenti marnosi che si stavano depositando in quel periodo. Tali colate furono accompagnate anche dall'emissione di grandi quantità di prodotti piroclastici costituiti da ceneri, lapilli, frammenti solidi grossolani, a volte vetrosi, di composizione basaltica;
2. dopo un periodo di quiete, durato alcuni milioni di anni, l'attività vulcanica riprese alla fine dell'Oligocene inferiore in un secondo ciclo “Euganeo s.s”. In questa seconda fase si ebbe emissione di magmi vulcanici viscosi di composizione diversa dai precedenti a cui sono attribuibili la formazione dei caratteristici corpi eruttivi riolitici, trachitici e latitici.

Questi due cicli vulcanici sono ricollegati solo in parte alle altre manifestazioni vulcaniche del Veneto discusse in precedenza; infatti, nei Lessini e nel Trentino, il vulcanesimo è stato molto attivo nel Paleocene ed Eocene inferiore e medio con

l'emissione di grandi quantità di lave basiche, mentre nell'Eocene superiore, quando si è sviluppato il primo ciclo eruttivo euganeo, nel resto della regione si è verificato un periodo di quiete eruttiva. Inoltre, nell'Oligocene inferiore l'attività vulcanica fu ancora presente negli Euganei con vulcaniti differenziate (latiti, trachiti e rioliti), mentre altrove continuò la fase di riposo. Solo nell'Oligocene medio e superiore, quando negli Euganei l'attività vulcanica era completamente esaurita, questa riprese intensa nei Berici e nel Marosticano con emissione di lave ancora basiche (Astolfi et al., 1983).

Generalmente la presenza di corpi a composizione riolitica e trachitica può essere dovuta a fusione di porzione della crosta terrestre in fase di sprofondamento, quindi in zone di tettonica compressiva. Ma, nel caso dei Colli Euganei, data l'affinità del chimismo delle rocce con zone di distensione e la tettonica distensiva interessante l'area, è possibile escludere l'ipotesi di una genesi collegata a fenomeni subduttivi. L'ipotesi più accreditata prevede una fusione parziale del mantello superiore coinvolgendo la base della crosta. Tale tesi è supportata dalla presenza di una culminazione della discontinuità di Mohorovičić. Nell'area euganea la Moho arriva ad una profondità di 25 km dalla superficie, invece di 30-40 km come avviene solitamente in aree continentali stabili. Si ritiene, allora, che i fusi primari, in seguito a processi di frazionamento in un sistema di camere magmatiche relativamente superficiale, originarono magmi acidi generalmente poveri di fenocristalli, i quali si localizzarono nelle porzioni più elevate della crosta, mentre i magmi più ricchi di cristalli feldspatici si posizionarono in zone più profonde. L'emissione avrebbe rispettato questa ripartizione spaziale: dapprima sono state emesse lave con composizione riolitica e povera in fenocristalli, poi trachiriolitica (prevalentemente da feldspato alcalino e raramente biotite e minerali opachi) e infine trachitica, più ricca in fenocristalli (Astolfi et al, 1983). Per quanto riguarda i prodotti latitici euganei, volumetricamente trascurabili, si ritiene che derivino dal mescolamento di magmi trachitici con fusi basaltici (De Pieri et al.,1983). Infine il secondo ciclo eruttivo si è concluso con una nuova emissione di lave a composizione basaltica. Queste ultime però risultano volumetricamente subordinate rispetto alle corrispondenti lave basaltiche del primo ciclo e sono presenti nel territorio prevalentemente sotto la forma di filoni.

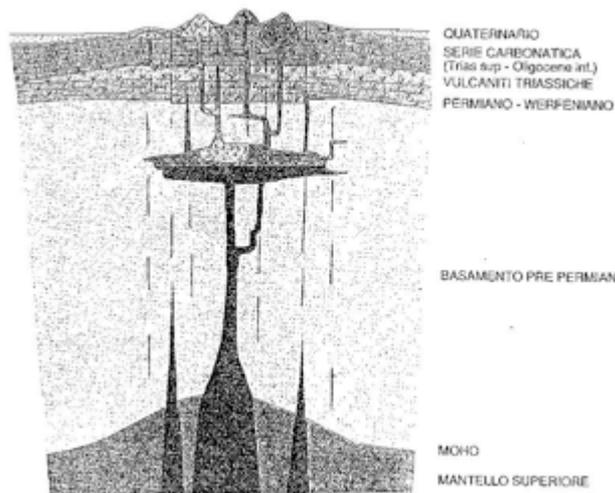


Fig.2. Interpretazione del meccanismo di formazione dei Colli Euganei (Astolfi et al., 1983)

2.3. Morfologia

L'unità morfologica attuale dei Colli Euganei è molto spezzata: accanto al gruppo centrale sorgono rilievi isolati nella pianura parzialmente coperti dalle alluvioni quaternarie, come Monte Rosso, Monte Ortone, San Daniele, Rocca di Monselice ed il gruppo del Loncina sul lato orientale ed i Monti Lovertino e Lozzo sul lato occidentale. Inoltre dal corpo centrale stesso si staccano dorsali che si stendono nella pianura circostante (es. Monte Ceva). Il monte più alto è il Monte Venda che raggiunge i 601 metri, seguito poi dal Monte della Madonna (523 m), Grande (467 m), Vendevolo (460 m), Rua (414 m), Cero (409 m), Ventolone (406 m), Rusta (396 m), Ricco (329 m). Le altezze dei Colli sono dunque modeste, ma diventano notevoli se confrontate con l'area di base. Il paesaggio euganeo è quindi caratterizzato dalle forme spiccatamente coniche dei corpi magmatici accompagnate dai profili moderatamente ondulati e delle formazioni sedimentarie che generalmente si adagiano ai margini dei corpi magmatici stessi collegandoli spesso tra loro e con la pianura alluvionale che circonda il complesso.

La morfologia dei corpi magmatici euganei è legata alla viscosità della lava al momento dell'emissione, la quale dipende a sua volta dalla composizione chimica e

dalla temperatura, relativamente bassa, del magma, e ai rapporti con gli strati preesistenti. Le tipologie di corpo eruttivo riscontrabili nell'area euganea sono le seguenti (Astolfi et al., 1983):

- *duomo* o *cupola di ristagno*: si forma quando la lava, fuoriuscita in superficie, ristagna sopra la fessura di emissione (es. Monte Venda e M. Vendevolo, entrambi costituiti da riolite);
- *laccolite*: si forma quando la lava, insinuandosi tra i giunti di stratificazione delle rocce sedimentarie, le inarca a volta; in questo caso il contatto tra roccia vulcanica e sedimentaria si definisce “concordante” (es. Monte Cecilia, costituito da latite);
- *laccolite di eruzione*: si forma quando la spinta del magma viscoso supera la resistenza delle rocce che formano il tetto dell'intumescenza, lacerando la copertura ed uscendo all'esterno (es. Monte Lozzo, costituito da trachite)
- *corpo discordante*: si forma quando la massa magmatica non trova una via di penetrazione lungo giunti di strato, ma solo lungo fratture discordanti con la stratificazione; in questo caso il corpo eruttivo taglia nettamente i piani di stratificazione della roccia sedimentaria (es. M. Ricco, costituito da riolite).

Tuttavia la maggior parte dei corpi eruttivi euganei si possono definire di tipo misto perché presentano contemporaneamente i caratteri del laccolite, del laccolite di eruzione e del corpo discordante. Infatti, spesso si possono osservare rapporti tra rocce sedimentarie e vulcaniche, discordanti ai fianchi e concordanti alla sommità, oppure concordanti da un lato e discordanti dall'altro, ecc. (Astolfi, et al., 1983).

Nell'area euganea si ritrovano anche *sill* (o *filoni strato*), *dicchi* e *camini d'esplosione*. I primi due sono corpi vulcanici tabulari che si differenziano, rispettivamente, in base alla concordanza o meno con la roccia incassante. Mentre i camini d'esplosione rappresentano condotti attraverso i quali si è manifestata un'attività vulcanica di tipo esplosivo, pertanto quest'ultimi presentano una sezione quasi circolare con dimensioni variabili da pochi metri a parecchie decine e sono riempiti da materiale piroclastico eruttato e da frammenti della roccia incassante (Astolfi et al., 1983).

2.4. La struttura tettonica

L'assetto strutturale dell'area euganea, pur complicato dalla presenza delle intrusioni magmatiche può schematizzarsi in un'ampia piega anticlinale interessata da sistemi di faglie a varia orientazione. Nel complesso le dislocazioni per piega sono subordinate alle dislocazioni per faglia ed in particolare a quelle per faglia diretta: ciò s'inquadra pertanto in un modello di tettonica disgiuntiva (Astolfi et al., 1983). Le principali direttrici strutturali sono orientate NNW-SSE e NE-SW secondo le direzioni delle grandi linee tettoniche regionali e cioè le linee Schio-Vicenza e della Riviera dei Berici; gli stessi limiti morfologici, superficiali e profondi, del corpo centrale del corpo collinare sono piuttosto netti con andamento diritto tanto nel margine orientale che in quello occidentale per effetto di due faglie orientate circa NNW-SSE e N-S (Astolfi et al., 1983).

Altre orientazioni strutturali, riconoscibili nell'area collinare, sono offerte dalle direzioni dei filoni e degli assi di maggiore allungamento dei corpi eruttivi; essi riflettono necessariamente la presenza di sistemi di frattura già attivi al tempo dei fenomeni vulcanici. Particolarmente evidenti al riguardo sono le direzioni N-S ed E-W (Astolfi et al., 1983).

Infine, si può rilevare come il lato occidentale degli Euganei risulti sollevato, con le rocce giurassiche affioranti a Fontanafredda, mentre quello orientale appaia abbassato e interessato da sistemi di fratture incrociate, i quali hanno provocato uno sprofondamento a gradini della serie dei terreni, fino alla scomparsa dei rilievi rocciosi al di sotto delle alluvioni della pianura (De Pieri et al., 1983).

2.4. La serie stratigrafica

La serie dei terreni sedimentari affioranti comprende rocce che vanno dal Giurassico superiore all'Oligocene inferiore, ma grazie ad un sondaggio eseguito presso Arquà Petrarca e spinto fino a 1814 m dal piano campagna si conoscono anche i termini

sottostanti, fino al Trias medio-superiore; la successione appare simile a quella delle zone venete limitrofe.

Le rocce del Giurassico superiore sono rappresentate da calcari compatti di color grigio-azzurro nella parte più bassa, mentre in quella superiore assumono un aspetto nodulare ed una colorazione rossastra. Tali livelli, riferibili alla formazione del Rosso ammonitico, affiorano con una potenza dell'ordine dei 30 m, unicamente nei pressi di Fontanafredda, sul lato occidentale dei Colli Euganei. Essi contengono *Saccoma*, *Aptichus* e frequenti resti di ammoniti.

A questi calcari segue gradualmente in concordanza la formazione del Biancone, di età giurassica superiore-cretacea inferiore fino a cenomaniana. È composto da calcari bianchi compatti, a grana fine e frattura concoide, regolarmente suddivisa in strati. Nella parte sommitale la roccia diventa più fittamente stratificata con la comparsa di intercalazioni argillose di color grigio-scuro, frequenti anche i noduli e le lenti di selce nera. La potenza del Biancone supera i 200 m. Gli affioramenti più cospicui sono ubicati nella parte nord-orientale del gruppo collinare euganeo e nella parte centrale, nei pressi di Fontanafredda, dove le condizioni di affioramento non consentono tuttavia di avere un quadro completo della successione stratigrafica.

La roccia sedimentaria di gran lunga più diffusa arealmente è la Scaglia Rossa (Cretaceo superiore-Eocene inferiore), costituita da calcari regolarmente stratificati nella parte inferiore e media, mentre in quella superiore la stratificazione diventa molto fitta. La colorazione è in prevalenza rossa mattone, ma assume talvolta tinte biancastre a causa della decolorazione secondaria indotta da manifestazioni collegate alla vicinanza dei corpi eruttivi. La potenza della formazione si aggira sugli 80 m nella parte settentrionale e sui 130 m in quella meridionale dei Colli Euganei. I microforameniferi sono abbondantissimi (*Globotruncana*) e fra i macrofossili si osservano echinidi (*Stenonaster*, *Echinocorys*, *Ovulaster*, ecc.), molluschi lamellibranchi, ammoniti, belemniti, parti di tartarughe e mosasasuri.

Alla scaglia rossa fanno seguito con passaggio graduale, facies pelagiche rappresentate da marne riferibili all'Eocene inferiore-Oligocene inferiore. Esse sono

fortemente argillose e si presentano poco compatte e fittamente stratificate. Il colore varia da azzurrino, a grigio chiaro e giallastro e la potenza media raggiunge i 40 m. Dove sono presenti intercalazioni di vulcaniti basiche (Eocene) la potenza complessiva massima delle marne supera i 100 m. Gli affioramenti di marne sono molto diffusi nella parte centrale e settentrionale dei Colli Euganei. Nella parte medio-superiore di questa formazione sono frequenti intercalazioni di torbiditi tuffitiche, accompagnate talora da macroforameniferi (nummuliti) rimaneggiati (Massari, Medizza e Sedeà, in Piccoli et al., 1976).

Con l'Oligocene inferiore termina la serie stratigrafica euganea, contemporaneamente all'inizio del secondo ciclo eruttivo (ciclo euganeo s.s). Anche nel sottosuolo perieuganeo mancano termini più recenti e depositi quaternari poggiano direttamente su rocce paleogene o più antiche.

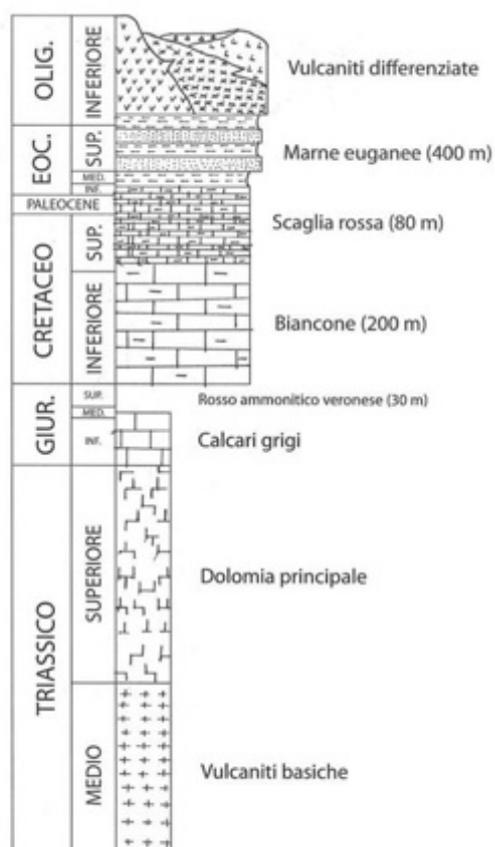


Fig.3 Serie stratigrafica dei Colli Euganei. (Piccoli et al., 1981).

3. Campionamento

I corpi magmatici presi in considerazione per questo studio sono 25, di cui 22 appartenenti al distretto euganeo e 3 alle zone periferiche sud-orientali del distretto berico. L'attività di campionamento lungo l'area euganea è stata eseguita avvalendosi della carta geologica 1:25.000 di Piccoli et al. (1981), con lo scopo di ottenere un campionario completo delle diverse litologie presenti nell'intero distretto. Invece per il distretto berico si è deciso di limitarsi ai corpi magmatici più vicini al lato occidentale dell'area euganea. Ove possibile si è preferito eseguire l'indagine in cava, in modo da ottenere campioni appartenenti alle porzioni più interne dei corpi subvulcanici e pertanto meno sottoposti ad alterazioni chimiche e a processi di weathering.

Nelle tabelle 1, 2 e 3 sono riportati i 60 campioni (euganei, berici e gli inclusi metamorfici ritrovati nelle trachiti delle cave di Monte Merlo e di Zovon) selezionati per questa tesi, e le analisi a cui ogni campione è stato sottoposto.

3.1. Campionamento lungo l'area euganea

V. carta di campionamento dei Colli Euganei in fondo a questo paragrafo.

Qui di seguito sono brevemente descritti gli affioramenti e i vari corpi eruttivi euganei sottoposti all'indagine, i quali sono stati elencati immaginando di procedere lungo il distretto euganeo da nord verso sud:

- *Monte Merlo.* È un rilievo isolato nella pianura che fascia la parte settentrionale dei Colli Euganei, costituito interamente da trachite, rappresenta le parti sommitali di un apparato subvulcanico. Lungo il versante orientale si apre la cava omonima, da cui si estrae tuttora trachite da taglio di color grigio fino a beige. Grazie alla cava è possibile osservare la parte più interna della porzione sommitale esposta di questo laccolite. La massa rocciosa si presenta suddivisa in prismi colonnari subverticali a sezione quadrangolare, di lunghezza variabile da qualche

decimetro a poco più di un metro. Questa struttura della massa rocciosa viene definita “fessurazione colonnare” ed è comune alle rocce vulcaniche, le quali dopo il consolidamento continuano a raffreddarsi e contrarsi sino alla temperatura ambiente. All’interno di questa cava non si sono raccolti solo campioni di trachite (EU1, EU2, EU3, EU4, EU5, EU6), ma anche inclusi metamorfici (MRL, MR+, MMR, MM103).

- *Monte Rosso*. Sorge isolato circondato dalle pianure alluvionali. Il campione EU15, proveniente dalla cava dismessa sul lato sudorientale del Monte Rosso, rivela che questo colle ha una composizione trachitica.
- *Affioramento di Rovolon*. L’affioramento basaltico da cui è stato raccolto il campione EU33 si ritrova nei pressi della località Rovolon, ai piedi del Monte della Madonna, corpo eruttivo in quarzo-trachite alto 523 m. Data la posizione e la morfologia dell’affioramento campionato, e di altri affioramenti di ugual litologia riscontrati nelle vicinanze, si ritiene che in questa zona la litologia basaltica sia successiva alla trachite.
- *Monte Grande*. Alto 467 m, il Monte Grande forma assieme al Monte della Madonna un unico grande gruppo collinare. I due colli sono circondati da rocce sedimentarie che hanno con la roccia vulcanica rapporti prevalentemente discordanti. Frammenti alterati e sconnessi di Biancone, Scaglia e Marne ritrovati al Passo delle Fiorine, la sella separante i due corpi eruttivi, rappresentano le uniche testimonianze dell’antica copertura sedimentaria. I campioni (EU1M1, EU7M7) sono stati raccolti nelle cave di pietra dismesse, ubicate sul versante meridionale del Monte Grande, dove sono osservabili bellissimi esemplari di fessurazione colonnare costituiti da trachite a grana fine, chiara, punteggiata da minuti fenocristalli di quarzo e, a volte più rari, di biotite. L’aspetto e la composizione della roccia risultano più vicini a quelli della riolite che a quelli della trachite classica. Come per il vicino colle, anche il Monte Grande è solcato da filoni basaltici.
- *Il complesso del Lonzina*. Il gruppo collinare del Lonzina è un complesso eruttivo che sorge a nord-est, isolato e separato dal gruppo euganeo

principale da uno stretto corridoio di alluvioni quaternarie (Vallerega). Di tale complesso fanno parte: il Colle Lonzina e il Monte delle Are in trachite, il Monte Brusà ed il Monte Campana in riolite, il Monte Sengiari in latite e il Monte Boscalbò dove si rinviene basalto. Solo alcuni di questi corpi sono stati oggetti di questo studio:

- *Monte Boscalbò*. Costituisce la porzione più orientale del complesso del Lonzina. Da un affioramento di basalto si è raccolto il campione EU14.
- *Monte Brusà*. Possiede una forma allungata che si estende lungo il lato occidentale del complesso del Lonzina. Nel Monte Brusà si trovano cave di riolite, la cui attività di escavazione è da tempo cessata. L'attività antropica ha reso visibile la bellissima fessurazione colonnare della riolite. Tale località deve essere citata anche per la presenza di fenocristalli di K-feldspato deformati, aventi abito arcuato, osservabile sia nei campioni a mano sia nelle sezioni sottili. Tali fenocristalli deformati sono visibili anche nel campione EU1B1 raccolto per questa tesi.



Foto 1. Fessurazione colonnare del Monte Brusà

- *Monte Sengiari*. Costituisce l'estremità meridionale del complesso del Lonzina. Il Monte Sengiari rappresenta uno dei pochi corpi eruttivi latitici presenti nei Colli Euganei. Questa latite si presenta molto alterata in superficie e con incipiente desquamazione cipollare sviluppata lungo le fratture della massa rocciosa. In corrispondenza

della sommità sono presenti alcuni filoni di trachite, spesso alterata, ma ben distinguibile dalle marne eoceniche entro la quale affiora. Date le particolari caratteristiche di questo corpo eruttivo, si sono raccolti sia campioni di latite (EU11, EU13) che di trachite (EU12).

- *Monte Ortone*. Come i vicini Monte Merlo e Monte Rosso anche Monte Ortone sorge isolato, circondato dalle alluvioni della pianura settentrionale. A differenza dei suoi simili, caratterizzati da litologia trachitica, il Monte Ortone è riolitico. I campioni EU59 e EU60 sono stati raccolti in una piccola cava sul versante meridionale del rilievo, dove si riconosce facilmente la fessurazione colonnare.
- *Lovertino*. Il campione (EU31) è stato raccolto nella località di Lovertino ai piedi del Monte Santo. Quest'ultimo è uno dei due colli, assieme al Monte Lozzo più a sud, che sorge isolato sul lato occidentale degli Euganei. È costituito da roccia sedimentaria appartenente alla formazione di Scaglia Rossa e da roccia vulcanica di natura basaltica. Localmente dal corpo eruttivo dipartono apofisi che hanno, in più punti, lacerato ed attraversato la roccia sedimentaria. Si ritiene che si sia originato in seguito ad un'intrusione, in prevalenza discordante, di lava basaltica che ha sollevato la roccia sedimentaria alla fine del secondo ciclo eruttivo.
- *Zovon*. I campioni di trachite (EU2ZV, EU3ZV, EU4ZV) sono stati raccolti all'interno di una cava tuttora attiva da cui si estrae la cosiddetta "Zovonite", ovvero trachite da taglio. Anche in questa cava è possibile osservare la fessurazione colonnare della trachite. In questo luogo si è campionato anche l'incluso metamorfico CZ15.
- *Vò*. Nei pressi di uno degli affioramenti basaltici lungo strada di questa località si è raccolto il campione EU1AB, basalto dal colore molto scuro, di grana fine e con aspetto compatto.
- *Monte Olivetto*. Nel Monte Olivetto i basalti, compresi quelli campionati (EU34, EU34B, EU35), attraversano le Marne Euganee eoceniche.

- *Rovarola*. Come nel vicino Monte Olivetto, anche qui i basalti campionati (EU30, EU36, EU37) attraversano le marne dell'Eocene.
- *Castelnuovo*. Lungo la strada che collega Castelnuovo a Ronco, nei pressi delle Forche del Diavolo, affiorano vulcaniti formatesi da lave basaltiche di colata intercalate a un deposito di tufi vulcanici sempre basaltici. Oltre a campionare questa litologia prevalente (EU53), nella stessa area si sono raccolti anche un esemplare (EU52) del filone intruso fra questi basalti e classificato da Piccoli et al. (1981) come latitico ma qui classificato come basalto trachandesitico, e un campione, non in posto, di trachite (EU54).
- *Monte Alto e Cava Bonetti*. Il Monte Alto di Montegrotto (207 m) fa parte dell'eterogeneo gruppo del Monte Ceva ed è costituito da rocce di varia natura: rioliti, trachiti, latiti e basalti. In passato, questo monte era di fondamentale importanza economica, difatti il versante meridionale mostra tre cave diverse, oggi in disuso: la cava Canton vicino alla località della Mandria da cui si ricavava pietrisco latitico, Cava Bonetti dove è presente riolite attraversata da filoni di latite, e infine una cava da cui si ricavava perlite riolitica di mediocre qualità. Date le diverse litologie presenti, sono stati raccolti diversi campioni di quest'area: EU5A e EU7 per la riolite, EU8A per il basalto e EU8B per la latite campionato in un filone tra Cava Bonetti e Refosco.
- *Battaglia Terme*. In tale località è stato raccolto il campione di latite EU14C.
- *Montenovo*. A nord-est di Battaglia Terme si localizza il corpo eruttivo di Montenovo, qui si è raccolto il campione di litologia basaltica EU40.
- *Monte Lozzo*. Il colle (324 m) che caratterizza la località di Lozzo Atestino emerge isolato nella pianura, separato dal complesso montuoso principale dalle alluvioni quaternarie che lo circondano in ogni lato. Si ritiene che il Monte Lozzo si sia formato in seguito ad un'effusione di lava trachitica viscosa che si è intrusa tra i giunti di strato delle rocce sedimentarie secondo un meccanismo di tipo laccolitico. In questo caso

però la spinta della lava è stata tale da sfondare la copertura sedimentaria formando così un laccolite di eruzione. L'erosione ha poi modellato il rilievo asportando quasi completamente le Marne Euganee che sono tenere ed erodibili e mettendo così in evidenza la sommità del colle costituita da roccia trachitica più resistente. Data la forte alterazione del campione trachitico raccolto alla cava abbandonata del Monte Lozzo (EU58), non si è eseguita alcuna analisi in laboratorio o osservazione al microscopio ottico, ma ci si è limitati a un semplice riconoscimento macroscopico.

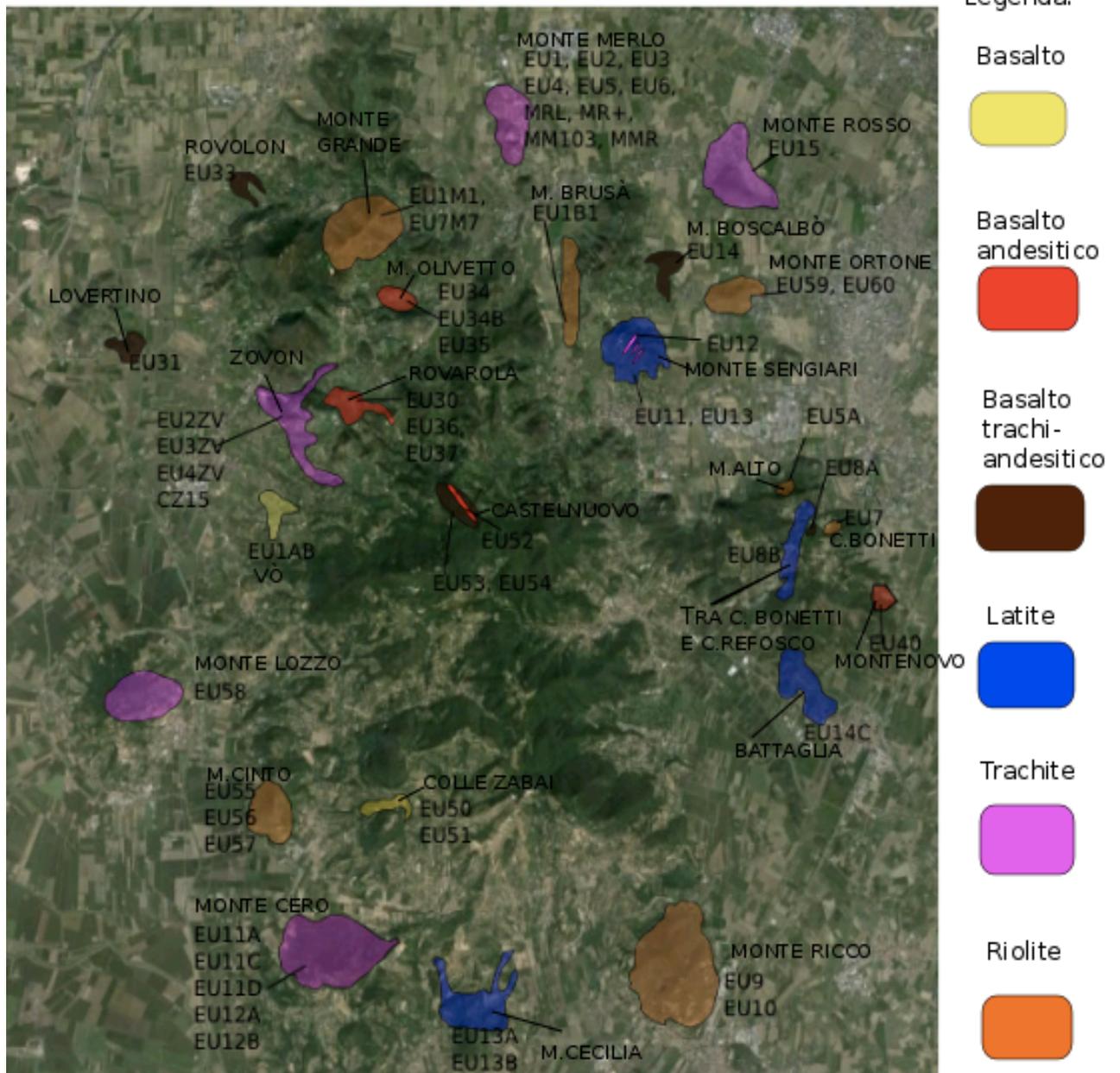
- *Monte Cinto*. Il colle di Cinto Euganeo è costituito da lava riolitica alcalina che si è insinuata, in modo discordante, tra le rocce sedimentarie sollevandole. La parte inferiore del rilievo è infatti costituita da rocce appartenenti alle formazioni del Biancone, Scaglia Rossa e Marne Euganee mentre la parte sommitale è costituita da roccia riolitica. Nella cava in prossimità della cima, la roccia eruttiva presenta fessurazione colonnare, inoltre nella parte sommitale le colonne prismatiche, di notevole sviluppo verticale, mostrano una vistosa uncinatura dovuta all'azione continua della gravità. È da questa cava che provengono i campioni riolitici EU55, EU56, EU57, i quali sono stati oggetto di un riconoscimento macroscopico.



Foto 2. Fessurazione colonnare di Monte Cinto

- *Colle Zabai*. L'attività antropica a scopi agrari lungo il Colle Zabai ha messo in luce affioramenti di basalto il quale appare compatto, di colore scuro sul quale spiccano bene i cristalli di zeolite. Dei due campioni raccolti in quest'area solo il campione EU51 risultava in posto, ma è stato oggetto solo di una semplice osservazione macroscopica, a causa delle forte alterazione che lo caratterizzava, mentre il campione EU50, sebbene non in posto, è stato sottoposto ad un'osservazione al microscopio ottico, oltre ad analisi chimiche per la determinazione di elementi maggiori e in tracce.
- *Monte Cero*. Il Monte Cero è famoso principalmente per la Cava di Piombà, tuttora attiva, dove vengono estratti calcari e marne per la produzione di cemento. Ma i campioni EU11A, EU11C, EU11D, EU12A, EU12B, dimostrano la presenza di trachite al di sotto di queste rocce sedimentarie.
- *Monte Cecilia*. Il Monte Celia costituisce un classico esempio di laccolite s.s. La lava, di composizione latitica, si è intrusa entro la roccia sedimentaria, sollevandola. Successivamente l'erosione ha asportato in parte la copertura sedimentaria, demolendo parzialmente l'apparato laccolitico e mettendo a nudo per ampi tratti la roccia vulcanica sottostante. In una cava abbandonata in località Moschine, vicino a Baone, si sono raccolti i campioni latitici EU13A ed EU13B.
- *Monte Ricco*. Il Monte Ricco è un massiccio rilievo (329 m), ubicato nei pressi di Monselice, quasi completamente circondato dalle alluvioni della pianura e collegato al complesso montuoso centrale da una stretta dorsale calcarea. Il colle è costituito da riolite e presenta una curiosa morfologia trilobata essendo formato da un corpo principale collegato alle due masse periferiche di M. Castello e Dosso Solone. I rapporti tra la roccia vulcanica e le rocce sedimentarie circostanti, costituite da Scaglia e Marne Euganee, sono prevalentemente discordanti. Diverse cave sono presenti in questo corpo, i campioni EU9 e EU10 sono stati raccolti dalla cava del versante meridionale.

CARTA DI CAMPIONAMENTO DEI COLLI EUGANEI
 Scala: 1:144.000 (1 cm=1.440m)



3.2. Campionamento nell'area berica

V. carta di campionamento dei Monti Berici in fondo a questo paragrafo.

In questo caso, il campionamento è stato eseguito in corrispondenza dei rilievi lungo le zone periferiche sud-orientali del distretto berico, limitandosi ai corpi magmatici più vicini al lato occidentale dell'area euganea, in modo da studiare eventuali correlazioni con i rilievi euganei. L'attività di campionamento si è dunque concentrata nelle seguenti località:

- *Albettone*. È la località vicentina più prossima ai colli padovani. Il campione di basalto (BE6) è stato raccolto da un affioramento sulla sommità del rilievo che caratterizza la località di Albettone.
- *Monte Lungo*. Il Monte Lungo è un rilievo che si ritrova alla periferia meridionale della località di Montegalda. Qui, lungo un sentiero che risale le pendici del colle, è esposto un probabile filone basaltico. Queste rocce, compreso il campione raccolto in quest'area (BE4) sono di colore scuro che fa ben risaltare i cristalli di zeoliti.
- *Montegalda*. Grazie all'attività antropica per scopi agrari alcuni affioramenti di basalto compatto e scuro sono stati esposti, da questi si è ricavato anche il campione che è stato successivamente posto in analisi (BE5). Tali affioramenti rappresentano i resti di una colata lavica.

CARTA DI CAMPIONAMENTO DEI MONTI BERICI
Scala 1:

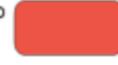
LEGENDA:
Basanite



Basalto



Basalto andesitico



4. Procedure e tecniche analitiche

Ad eccezione dei campioni EU58 di Monte Lozzo ed EU55, EU56, EU57 di Cinto Euganeo, i quali sono stati oggetto unicamente di un riconoscimento macroscopico in campagna, i restanti campioni sono stati sottoposti a diverse analisi:

- osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa;
- analisi in spettrometria a fluorescenza a raggi X (XRF);
- analisi in spettrometria di massa ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry);
- analisi isotopiche per Sr-Nd-Pb;
- datazione radioisotopica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

55 campioni (47 campioni euganei, 3 campioni berici e 5 xenoliti) sono stati sottoposti ad uno studio al microscopio ottico; 49 campioni sono stati analizzati con la tecnica della fluorescenza a raggi X (XRF), di questi 35 campioni sono stati analizzati anche con la tecnica della spettrometria di massa ICP-MS; 26 sono stati sottoposti ad analisi isotopiche per Sr-Nd-Pb e 6 sono stati datati con il metodo di datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

La preparazione dei campioni alle diverse analisi, l'osservazione al microscopio ottico e le analisi in XRF si sono svolte presso i laboratori del dipartimento di Geoscienze di Padova, mentre le analisi di spettrometria di massa ICP-MS sono state svolte nei laboratori della Bretagna Occidentale, Brest, Francia; le analisi isotopiche per Sr-Nd-Pb si sono eseguite presso i laboratori dell'Università di Ginevra, CH, mentre le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sono state eseguite a Perth (Australia) al laboratorio Western Australian Argon Isotope Facility (WAAIF) della Curtin University.

Nelle tabelle 1, 2 e 3 sono riportati i 60 campioni (euganei, berici e gli inclusi metamorfici ritrovati nelle trachiti delle cave di Monte Merlo e di Zovon) selezionati per questa tesi, e le analisi a cui ogni campione è stato sottoposto

Tabella 1. Campioni raccolti nell'area euganea e analisi a cui sono stati sottoposti.

Campione	Litotipo	Località	Sezioni sottili	Analisi el. maggiori con XRF	Analisi el. In tracce con XRF	Analisi el. in tracce con ICP-MS	Analisi isotopi	Analisi radioisotopica ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar
EU1	Trachite	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si			
EU2	Trachite	Cava di Monte Merlo	Si					
EU3	Trachite	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si			
EU4	Trachite	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si	Si	Si	Si
EU5	Trachite	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si	Si	Si	Si
EU6	Trachite	Cava di Monte Merlo	Si					
EU7	Riolite	Cava Bonetti		Si	Si	Si	Si	
EU9	Riolite	Cava meridionale del Monte Ricco	Si	Si	Si	Si	Si	Si
EU10	Riolite	Cava meridionale del Monte Ricco	Si					
EU11	Latite	Monte Sengiari	Si	Si	Si	Si	Si	
EU12	Trachite	Monte Sengiari	Si	Si	Si			
EU13	Latite	Monte Sengiari	Si	Si	Si	Si	Si	
EU14	Basalto trachiandesitico	Monte Boscalbò	Si	Si	Si	Si	Si	
EU15	Trachite	Monte Rosso	Si	Si	Si	Si	Si	
EU30	Basalto andesitico	Rovarola	Si	Si	Si			
EU31	Basalto trachiandesitico	Lovertino	Si	Si	Si	Si	Si	
EU33	Basalto trachiandesitico	Rovolon	Si	Si	Si	Si	Si	
EU34	Basalto andesitico	Monte Olivetto	Si	Si	Si	Si	Si	
EU34B	Basalt andesitico	Monte Olivetto	Si	Si	Si	Si		

Campione	Litotipo	Località	Sezioni sottili	Analisi el. maggiori con XRF	Analisi el. In tracce con XRF	Analisi el. in tracce con ICP-MS	Analisi isotopi	Analisi radioisotopica ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar
EU35	Basalto andesitico	Monte Olivetto	Si	Si	Si			
EU36	Basalto andesitico	Rovarola	Si	Si	Si			
EU37	Basalto andesitico	Rovarola	Si	Si	Si			
EU40	Basalto andesitico	Montenovo	Si	Si	Si	Si	Si	
EU50	Basalto	Colle Zabai	Si	Si	Si	Si	Si	
EU51	Basalto	Colle Zabai	Si					
EU52	Basalto trachianandesitico	Castelnuovo (nei pressi del monte delle Forche)	Si	Si	Si	Si	Si	
EU53	Basalto andesitico	Castelnuovo (nei pressi del monte delle Forche)	Si	Si	Si	Si	Si	
EU54	Riolite	Castelnuovo (nei pressi del monte delle Forche)	Si	Si	Si	Si		
EU55	Riolite	Cava di Monte Cinto						
EU56	Riolite	Cava di Monte Cinto						
EU57	Riolite	Cava di Monte Cinto						
EU58	Trachite	Cava di Monte Lozzo						
EU59	Riolite	Cava di Monte Ortone	Si					
EU60	Riolite	Cava di Monte Ortone	Si	Si	Si	Si		
EU1AB	Basalto	Vò	Si	Si	Si	Si	Si	
EU5A	Riolite	Cava di Monte Alto	Si	Si	Si			
EU8A	Basalto trachianandesitico	Filone tra Cava Bonetti e Refosco	Si	Si	Si	Si	Si	

Campione	Litotipo	Località	Sezioni sottili	Analisi el. maggiori con XRF	Analisi el. In tracce con XRF	Analisi el. in tracce con ICP-MS	Analisi isotopi	Analisi radioisotopica 39Ar/40Ar
EU8B	Latite	Filone tra Cava Bonetti e Refosco	Si	Si	Si	Si		Si
EU11A	Trachite	Monte Cero	Si					
EU11C	Trachite	Monte Cero	Si	Si	Si	Si	Si	
EU11D	Trachite	Monte Cero	Si	Si	Si			
EU12A	Trachite	Monte Cero	Si	Si	Si	Si		
EU12B	Trachite	Monte Cero	Si	Si	Si			
EU13A	Latite	Monte Cecilia	Si	Si	Si	Si	Si	Si
EU13B	Latite	Monte Cecilia	Si	Si	Si			
EU14C	Latite	Cava di Battaglia	Si	Si	Si	Si	Si	
EU2ZV	Trachite	Cava di Zovon	Si	Si	Si	Si	Si	
EU3ZV	Trachite	Cava di Zovon		Si	Si			
EU4ZV	Trachite	Cava di Zovon	Si	Si	Si			Si
EU1B1	Riolite	Cava del Monte Brusà	Si	Si	Si	Si	Si	
EU1M1	Riolite	Monte Grande	Si	Si	Si			
EU7M7	Riolite	Monte Grande	Si					

Tabella 2. Inclusi metamorfici campionati nella cava di Monte Merlo e relative analisi.

Campione	Litotipo	Località	Sezioni sottili	Analisi el. maggiori con XRF	Analisi el. in tracce con ICP-MS	Analisi isotopi
MRL	Gneiss migmatitico (porzione leucocratica)	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si	Si
MR+	Gneiss migmatitico	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si	Si
MMR	Granulite	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si	Si
MM103	Gneiss	Cava di Monte Merlo	Si	Si	Si	Si
CZ15	Metapelite	Cava di Zovon	Si	Si	Si	Si

Tabella 3. Campioni raccolti nell'area berica e analisi a cui sono stati sottoposti.

Campione	Litotipo	Località	Sezioni sottili	Analisi el. maggiori con XRF	Analisi el. In tracce con ICP-MS
BE4	Basalto	Monte Lungo	Si	Si	Si
BE5	Basalto andesitico	Montegalda	Si	Si	Si
BE6	Basanite	Albettone	Si	Si	Si

4.1. Preparazione dei campioni

Utilizzando la troncatrice Struers Unitom-2 e la minitroncatrice Buehler Isomet 1000 in dotazione al Laboratorio di sezioni sottili del Dipartimento di Geoscienze di Padova, per ogni campione si sono asportate le porzioni di materiale più alterate e si sono ritagliate delle fette di roccia di lunghezza e spessore variabile a seconda delle analisi programmate per lo specifico campione. Per la preparazione delle sezioni sottili si sono ricavati parallelepipedi di roccia di dimensioni massime 5X1X1 cm, mentre per le analisi isotopiche si sono ricavate delle scaglie di roccia di dimensione leggermente

maggiore (5X2X3 cm) per ottenere, successivamente, un quantitativo di materiale macinato che fosse rappresentativo del campione.

4.2. Preparazione delle sezioni sottili

Ogni fetta di roccia adibita alla preparazione delle sezioni sottili viene montata su di un vetrino portaoggetti da laboratorio, in modo da asportare, con una sega da retrotaglio, la parte eccedente. Successivamente viene lavorata con mole diamantata e abrasivi fino a ridurre il suo spessore a 30 micrometri. Ogni sezione sottile viene, infine, ripetutamente lavata con alcool etilico ($M=46,07$ g/mol) e asciugata velocemente con aria compressa.

4.3. Preparazione delle polveri

Le analisi isotopiche, in spettrometria di massa e a fluorescenza raggi X vengono eseguite solo su polveri molto fini. Pertanto i campioni sono stati frantumati e infine macinati fino ad ottenere una polvere con una granulometria finissima detta “taglia cipria”.

4.3.1. Preparazione delle polveri per le analisi spettrometriche

Per l'analisi in spettrometria di massa e a fluorescenza raggi X i campioni di roccia vengono inizialmente ridotti alle dimensioni di qualche decimetro grazie ad una mazzetta, e successivamente vengono frammentati con un frantoio a ganasce Retsch BB200 (foto 3), avente mascelle di frantumazione a carburo di tungsteno, in dotazione al Laboratorio di Macinazione Rocce e Separazione Minerali del CNR presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova.



Foto3.Frantoio a ganasce Retsch BB200

Il granulato prodotto viene raccolto e setacciato mediante un vaglio in acciaio inox di 600 μ m. Tale operazione viene ripetuta più volte riducendo gradatamente la distanza tra le ganasce al fine di ottenere un granulato via via più fine.

Successivamente, il granulato proveniente dal frantoio viene fatto passare in un setaccio a maglie di diametro pari a 4mm, ed una quantità minore o uguale a 100mL, versata in un becker, viene caricata nel mulino a dischi Retsch RS100, fornito dal Laboratorio di Macinazione Rocce e Separazione Minerali del CNR presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova. Al termine di quest'operazione si ottiene una polvere con diametro inferiore a 50 μ m, che può essere finalmente sottoposta alle analisi in spettrometria di massa o a fluorescenza raggi X. Per entrambe le tecniche spettrometriche è sufficiente 1g di campione per effettuare le analisi.

Ovviamente sia all'inizio che alla fine di tutte le operazioni, tutte le attrezzature vengono pulite onde evitare contaminazioni con il campione.

4.3.2. Preparazione delle polveri per le analisi isotopiche

Per le analisi isotopiche le scaglie di roccia di dimensioni 5X2X3 cm, create precedentemente nel laboratorio di taglio, vengono frantumate con una pressa a

bilanciere (Bottin-Piva) detta “Gutenberg” in dotazione al Laboratorio di Macinazione Rocce e Separazione Minerali del CNR presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova (foto 4).



Foto 4. Pressa a bilanciere (Bottin-Piva) detta “Gutenberg” in dotazione al Laboratorio di Macinazione Rocce e Separazione Minerali del CNR presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova.

Tale pressa è un dispositivo di frantumazione manuale, che mediante l’azione di un volano su una vite verticale, determina la compressione del blocco di roccia fino alla sua rottura in frammenti di più piccole dimensioni. Le mascelle di frantumazione di questo strumento sono in acciaio, pertanto per evitare contaminazioni, prima di procedere alla rottura di un campione, tali mascelle devono essere lavate e asciugate, mentre il campione (una fetta di roccia di dimensioni 5X2X3 cm) viene posto all’interno di un comune sacchetto di plastica e posizionato tra due piastre di plexiglass, siglate con lo stesso nome della roccia da frantumare. Il campione così preparato viene appoggiato sopra la mascella inferiore della pressa. Solo dopo aver preso queste precauzioni si può azionare il meccanismo, girando a mano il volano e quindi facendo calare violentemente sul campione la vite verticale e la mascella in acciaio superiore posta all’estremità di tale vite. Facendo calare la vite più e più volte sul preparato, il campione viene frantumato via via più finemente. Il granulato ottenuto viene, infine,

setacciato con una piccola pila di vagli costituita da un setaccio avente maglie da 2 mm e un setaccio con maglie da 0,8 mm. Solo il passante con una granulometria compresa fra le dimensioni delle due maglie viene raccolto per poter essere ulteriormente macinato.

Prima di procedere alla seconda fase di macinazione il campione raccolto deve essere sottoposto ad una serie di lavaggi agli ultrasuoni in acqua distillata, in modo da eliminare il particolato fine di alterazione ed eventuali residui del sacchetto di plastica e/o delle piastre di plexiglass, nel caso in cui questi materiali si siano rotti durante la frantumazione del campione. Il campione, ben pulito, viene asciugato in forno a 70-80°. A questo punto il granulato viene sottoposto a separazione manuale (“hand-picking”), utilizzando lo stereomicroscopio (Jena), dotato di oculari 12,5x e obiettivo 0.8x-4x, del Dipartimento di Geoscienze di Padova (foto 5).



Foto5. Stereomicroscopio (Jena) del Dipartimento di Geoscienze di Padova, con granulato sul piattino.

Quest'ultimo passaggio è necessario per selezionare 1g del granulato scartando i granuli con segni di contaminazione, quindi quelli alterati e/o con segni di segatura lasciate dalle troncatrici. Il materiale selezionato viene sottoposto ad un'altra serie di lavaggi agli ultrasuoni in acqua distillata millipore. A causa della scarsa quantità di materiale il granulato selezionato deve essere macinato manualmente con un mortaio ad agata opportunamente lavato con acqua distillata millipore e avvinato con silice e infine con un piccolo quantitativo di campione, rispettivamente per asportare eventuale materiale rimasto nei pori del mortaio ad agata e per riempire tali cavità con il granulato

da analizzare. Solo quando il materiale è stato macinato fino ad ottenere una polvere con granulometria “taglia cipria”, il campione può essere posto in un contenitore siglato con il proprio nome e spedito al laboratorio di analisi isotopiche.

4.4. Metodologie analitiche

Di seguito si descrivono i principi teorici e gli strumenti utilizzati per le analisi in spettrometria a fluorescenza a raggi X (XRF), di massa ICP-MS, le analisi isotopiche per Sr-Nd-Pb e la datazione radioisotopica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

4.4.1. Fluorescenza a raggi X (XRF)

La spettroscopia a fluorescenza a raggi X (XRF-“X-Ray Fluorescence”) è una tecnica di analisi non distruttiva che permette di conoscere la composizione elementare di un campione attraverso lo studio della radiazione di fluorescenza X. Si usa, infatti, per la determinazione degli elementi maggiori, aventi concentrazioni variabili fra 0.1 wt.% fino ad alcune decine di unità percentuali, e la determinazione degli elementi minori e in tracce aventi concentrazioni di qualche ppm. Questa tecnica analitica è utilizzata nella maggior parte dei laboratori di ricerca che studiano la chimica delle sostanze inorganiche, ma si usa come tecnica abituale per un’ampia gamma di applicazioni industriali. Per questa tesi tale tecnica è stata utilizzata per la determinazione delle concentrazioni, espresse in percentuale in peso dell’ossido relativo, dei seguenti elementi maggiori: Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P e per la determinazione delle concentrazioni, espresse in ppm, dei seguenti elementi in tracce Sc, V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Badi tutti i campioni raccolti (euganei, berici e inclusi).

Per essere analizzato il campione deve essere innanzitutto macinato sino ad ottenere una polvere fine (“taglia cipria”). Questa viene fusa per formare una pasticca

circolare, che viene irraggiata, con raggi X, i quali vengono in buona parte assorbiti dal campione.

I raggi X trasportano molta energia e perciò sono in grado di eccitare gli elettroni più interni dell'atomo, addirittura fino al livello K (il livello più vicino al nucleo). Si forma così un sistema altamente instabile, in cui gli elettroni si riassetano mediante una caduta verso gli strati più interni, con conseguente emissione perlopiù sottoforma di raggi X (fluorescenza X o emissione X secondaria).

I raggi X emessi dall'atomo costituiscono uno spettro di radiazione di fluorescenza X caratteristico per ciascuno degli elementi presenti nel campione. L'analisi per fluorescenza X di un campione implica l'identificazione delle varie linee spettrali e l'attribuzione delle stesse agli elementi emettitori che compongono il campione.

Lo spettro X complessivo generato da un campione che contiene due o più elementi può essere molto complesso ed essere costituito da molte linee spettrali. Un tale spettro deve essere risolto nelle linee spettrali componenti, in maniera tale che sia possibile identificare gli elementi emettitori sulla base delle lunghezze d'onda di emissione caratteristiche per ciascuno elemento. La risoluzione delle righe spettrali si effettua con uno spettrometro X costituito da un cristallo detto "cristallo analizzatore" che ha la funzione di diffrangere la radiazione X di fluorescenza. L'intensità e la posizione delle righe spettrali diffratte dal cristallo sono misurate tramite un contatore di raggi X. Lo spettro ottenuto viene visualizzato su di un videoterminale, dove si procede all'identificazione dei vari elementi.

Oltre all'analisi qualitativa, questa tecnica permette di compiere anche un'analisi di tipo quantitativo. In tal caso l'intensità di ciascuna delle righe X emesse dagli elementi presenti nel campione deve essere confrontata quantitativamente con quella registrata su campioni a composizione nota (detti "standard") e costituiti dagli stessi elementi. Da molti di questi standard, a composizione nota e differente, vengono ricavate delle rette di calibrazione per ogni elemento. Per la concentrazione in un campione sconosciuto si può quindi sfruttare la relazione I/I_s proporzionale a C/C_s

(dove I = intensità del campione, I_S = intensità dello standard, C = concentrazione del campione, C_S = concentrazione dello standard). Tuttavia tale proporzionalità significa che anche la natura, la distribuzione degli altri elementi nel campione in studio e le caratteristiche fisiche dello stesso influiscono sul rapporto tra le intensità oltre alla concentrazione dell'elemento. Tali fattori vanno a confluire negli “effetti matrice”, che rappresentano errori sistematici non strumentali e si traducono in effetti interelementari (assorbimento e rinforzo) e fisici (disomogeneità granulometrica, eterogeneità compositiva, diverse strutture cristalline dei componenti, ecc). Per eliminarli è necessario preparare i campioni per la calibrazione in maniera analoga di quelli per le analisi e attuare una diluizione della matrice attraverso l'aggiunta di elementi a basso peso atomico medio in grado di far diminuire le differenze nel peso atomico medio tra campioni con matrice diversa. Il primo per avere le stesse caratteristiche fisico-chimiche tra campione e standard mentre il secondo per avvicinare i coefficienti di assorbimento di massa. La relazione si può quindi tradurre in $I/I_S = C/C_S$.

I campioni possono essere preparati come campioni liquidi, campioni in polvere (compresse) o soluzioni solide (perle). Quest'ultima preparazione è stata adottata per le analisi di questa tesi.

4.4.1.1. Lo spettrometro di Bragg

Per eseguire le analisi in spettroscopia a fluorescenza a raggi X per questa tesi si è utilizzato lo spettrometro sequenziale WDS in dotazione al Laboratorio di Spettrometria XRF del Dipartimento di Geoscienze di Padova.

Lo spettrometro è uno strumento per la dispersione dei raggi X e la misura della loro intensità. In particolare lo spettrometro di Bragg (WDS, wavelength dispersion system) si basa sulla geometria θ - 2θ utilizzando un goniometro con il cristallo monocromatore (analizzatore) che ruota attorno all'asse del goniometro con velocità angolare ω , e un contatore che ruota attorno allo stesso asse con velocità angolare 2ω . È composto fondamentalmente da un tubo a raggi X, da un collimatore, da un cristallo

analizzatore e da un rivelatore. Il tubo a raggi X emette una radiazione di frenamento, quindi policromatica, che investe il campione. Questo, a sua volta eccitato dalla radiazione assorbita, irradia a una λ caratteristica e tali raggi vengono catturati dal collimatore che ha funzione di renderli paralleli uno all'altro e di migliorare la risoluzione dei dati. Il collimatore li indirizza allora sul cristallo analizzatore, la cui distanza interplanare d è nota, che li disperde secondo la legge di Bragg:

$$2d \cdot \sin\theta = \lambda$$

Nota d e misurato θ , è possibile ricavare λ e risalire alla specie atomica che l'ha emessa grazie a delle tabelle in cui si associano la lunghezza d'onda caratteristica all'angolo 2θ . Tuttavia non è possibile misurare le intensità date da atomi a Z inferiore a un certo numero, dipendente dall'analizzatore scelto.

I dati tecnici dello strumento attualmente in dotazione al Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova sono i seguenti:

- Strumento: spettrometro sequenziale WDS Philips PW2400, tubo al rodio (Rh), 5 cristalli analizzatori: LiF220, LiF200, Ge, PE, TIAP, 2 rivelatori, 3 collimatori, 4 filtri e un sample changer della Philips per l'analisi di 30 campioni in automatico.
- Standards: sono circa 70 forniti da numerose agenzie internazionali. I certificati analitici sono reperibili presso Geostandards Newsletter, Vol. XVIII, Special Issue, July 1994 (K. Govindaraju, ed.).
- Precisione strumentale: è entro 0.6% per gli elementi maggiori e 3% per gli elementi in traccia
- Accuratezza: entro 0.5% per Si, minore del 3% per gli altri elementi maggiori, minore del 5% per gli elementi in traccia
- Limiti di rivelabilità: per gli elementi maggiori Al, Mg e Na entro 0.01%, entro lo 0.2% per Si, entro 0.005% per Ti, Fe, Mn, Ca, K e P. I limiti per gli elementi in traccia sono in ppm: Sc = 5, V = 5, Cr = 6, Co = 3, Ni = 3, Cu = 3, Zn = 3, Ga = 5, Rb = 3, Sr = 3, Y = 3, Zr = 3, Nb =

3, Ba = 10, La = 10, Ce = 10, Nd = 10, Pb = 5, Th = 3, U = 3.

I risultati ottenuti dall'analisi sono stati riportati nella tabella 4.

4.4.2. La spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS)

La spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente, indicata con ICP-MS (o ICP/MS) dall'inglese (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), è una tecnica analitica basata sull'utilizzo della spettrometria di massa abbinata al plasma accoppiato induttivamente. In particolare sfrutta l'utilizzo di una torcia al plasma ICP per produrre la ionizzazione e di uno spettrometro di massa per la separazione e rivelazione degli ioni prodotti.

L'ICP-MS è una tecnica distruttiva, che compie analisi sia qualitative che quantitative. Con l'ICP-MS è anche possibile effettuare analisi isotopiche.

Questa è una tecnica molto sensibile in grado di determinare diverse sostanze inorganiche metalliche e non-metalliche presenti in concentrazioni inferiori a una parte per miliardo. Tale tecnica è stata utilizzata in questa tesi per la determinazione della concentrazione, espressa in ppm, dei seguenti isotopi: ^{45}Sc , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{63}Cu , ^{66}Zn , ^{69}Ga , ^{85}Rb , ^{86}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , Cs , ^{135}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{151}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{167}Er , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U con i quali si sono costruiti alcuni diagrammi Rb vs elementi in traccia e gli spider diagrams di figura XY. Questa tecnica è stata utilizzata sui seguenti campioni: EU4, EU5, EU7, EU9, EU11, EU13, EU14, EU15, EU31, EU33, EU34, EU34B, EU40, EU50, EU52, EU53, EU54, EU60, EU8A, EU8B, EU11C, EU12A, EU13A, EU14C, EU1AB, EU2ZV, EU1B1, BE4, BE5, BE6, MR+, MM103, MMR, MRL e CZ15. I risultati ottenuti sono stati riportati nella tabella 4.

4.4.2.1. Il plasma

Con il termine “plasma” in fisica s’intende un gas elettricamente neutro, ma altamente ionizzato, in cui sono presenti ioni ed elettroni in uguale numero (oltre a particelle neutre); il plasma, quindi, è un ottimo conduttore elettrico.

Esistono diversi metodi per produrre il plasma, quello più utilizzato è il “plasma ad accoppiamento induttivo” (ICP dall’inglese Inductively Coupled Plasma). In questo caso il plasma viene generato e mantenuto all’interno di un dispositivo definito “torcia”. Qui il plasma viene ottenuto innescando la formazione di ioni in un flusso di argon mediante una scarica elettrica e accelerando questi ultimi con un campo magnetico oscillante generato da una bobina di induzione a radiofrequenza.

4.4.2.2. Lo spettrometro di massa a plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS)

Per l’analisi di spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente il campione deve essere liquido. La soluzione campione viene introdotta in un nebulizzatore da una pompa peristaltica. Il campione nebulizzato viene introdotto al tubo centrale della torcia tramite un flusso di argon che funge da carrier. L’analita subisce quindi l’evaporazione della fase liquida, in questo modo il campione viene portato allo stato di gas o di vapore a bassa pressione e poi ionizzato, per bombardamento da parte di un fascio di particelle che lo disgrega in frammenti di massa e cariche diverse. Gli ioni che si formano vengono inviati verso un analizzatore. In quest’ultimo dispositivo le particelle ionizzate vengono accelerate da un campo elettrico posto all’interno di un campo magnetico, così gli ioni percorrono traiettorie diverse secondo il rispettivo rapporto massa/carica (la cosiddetta massa relativa) e si separano fra loro arrivando in sequenza al sistema di rivelazione. Il segnale in uscita dal rivelatore passa, infine, al sistema di elaborazione dei segnali, ovvero un personal computer.

Alla fine si ottiene uno spettro di massa. Tale spettro viene rappresentato come un istogramma che riporta l’abbondanza di ogni ione in funzione della sua massa. Le

abbondanze vengono riportate come rapporto rispetto al picco base, che è il picco più abbondante osservato nello spettro. Tale normalizzazione permette di avere spettri che sono funzione solamente dell'analita e delle condizioni di analisi.

Tabella4. Analisi XRF e ICP-MS degli elementi maggiori e in tracce dei campioni euganei e berici.

Campione:	EU7	EU9	EU54	EU60	EU5A	EU1B1	EU1M1	EU1	EU3
Località:	Cava Bonetti	Cava meridionale del Monte Ricco	Castelnuovo (Monte delle Forche)	Cava di Monte Ortone	Cava di Monte Alto	Monte Brusà	Monte Grande	Cava di Monte Merlo	Cava di Monte Merlo
Litolipo:	Riolite	Riolite	Riolite	Riolite	Riolite	Riolite	Riolite	Trachite	Trachite
SiO ₂ (wt%)	71,13	72,53	72,30	72,10	70,38	73,30	69,57	65,66	65,46
TiO ₂	0,26	0,32	0,42	0,29	0,39	0,21	0,44	0,73	0,69
Al ₂ O ₃	15,48	14,92	14,05	15,13	15,52	14,46	16,33	16,90	16,94
Fe ₂ O ₃	1,75	1,27	2,48	1,27	2,07	1,49	1,95	3,76	3,67
MnO	0,03	0,03	0,05	0,03	0,09	0,08	0,03	0,07	0,06
MgO	0,18	0,14	0,40	0,15	0,17	0,03	0,23	0,63	0,69
CaO	0,64	0,49	0,54	0,49	0,65	0,20	0,48	1,44	1,61
Na ₂ O	5,05	4,66	3,87	4,76	4,84	4,99	4,76	5,21	5,35
K ₂ O	5,41	5,60	5,80	5,75	5,81	5,22	6,17	5,29	5,24
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,08	0,02	0,07	0,01	0,04	0,31	0,30
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
perdita a 110°	0,69	0,47	0,21	0,18	0,41	0,35	0,60	0,74	0,67
L.O.I.	0,23	0,14	0,37	0,38	0,66	0,54	0,37	0,52	0,24
L.O.I.tot	0,92	0,61	0,58	0,56	1,07	0,89	0,97	1,26	0,91
S (ppm)	26,00	12,00	25,00	23,00	48,00	22,00	38,00	77,00	68,00
Sc	13,00	10,00	10,00	10,00	14,00	15,00	18,00	<5	11,00
V	5,00	7,00	17,00	6,00	12,00	5,00	9,00	29,00	27,00
Cr	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Co	40,00	23,00	<3	<3	27,00	43,00	30,00	37,00	40,00
Ni	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Rb	145,00	176,00	205,00	180,00	159,00	179,00	145,00	135,00	138,00
Sr	75,00	33,00	59,00	34,00	62,00	11,00	63,00	264,00	316,00
Y	16,70	29,30	41,22	41,06		24,90			
Zr	310,00	370,00	444,00	349,00	492,00	317,00	499,00	579,00	621,00
Nb	109,00	106,00	77,00	118,00	91,00	120,00	78,00	90,00	92,00
Ba	333,00	130,00	314,00	131,00	301,00	27,00	255,00	575,00	581,00
La	72,48	113,83	73,08	121,57		89,33			
Ce	130,00	205,60	109,62	132,08		252,75			
Nd	32,53	61,11	45,53	69,88		47,45			
Pb	6,76	13,03	12,62	12,65		14,49			
Th	19,63	24,70	23,48	25,76		28,98			
U	4,45	5,79	5,97	6,44		9,01			
Cs	1,27	1,46	2,92	1,52		2,37			
Pr	10,51	18,25	12,76	22,55		15,27			
Sm	5,04	9,51	8,71	11,89		8,42			
Eu	1,18	1,83	1,28	1,46		0,57			
Gd	3,51	6,66	7,12	8,00		5,87			
Tb	0,55	0,98	1,15	1,26		0,95			
Dy	3,08	5,54	6,62	7,02		5,05			
Ho	0,57	0,98	1,25	1,29		0,88			
Er	1,51	2,69	3,29	3,38		2,17			
Yb	1,36	2,41	2,88	3,08		1,80			
Lu	0,19	0,34	0,38	0,42		0,24			
Hf	5,43	5,28	4,54	6,78		2,38			
Ta	9,32	7,76	6,82	8,96		11,58			

Campione:	EU4	EU5	EU12	EU15	EU11C	EU11D	EU12A	EU12B	EU2ZV
Località:	Cava di Monte Merlo	Cava di Monte Merlo	Monte Sengiari	Monte Rosso	Cava del Monte Cero	Cava di Zovon			
Litolipo:	Trachite	Trachite	Trachite	Trachite	Trachite	Trachite	Trachite	Trachite	Trachite
SiO₂ (wt%)	65,89	64,11	66,59	66,81	65,61	65,15	67,52	64,84	67,41
TiO₂	0,69	0,83	0,57	0,83	0,70	0,75	0,58	0,79	0,73
Al₂O₃	16,60	17,14	16,08	16,09	17,45	17,27	16,69	17,05	15,83
Fe₂O₃	3,73	4,20	4,95	3,30	3,08	3,54	2,67	3,65	3,46
MnO	0,06	0,08	0,08	0,08	0,04	0,05	0,03	0,04	0,11
MgO	0,72	0,92	1,75	0,88	0,45	0,74	0,32	1,07	0,65
CaO	1,60	1,94	0,89	1,94	1,47	1,70	1,08	1,79	1,37
Na₂O	5,26	5,40	3,06	4,62	5,76	5,55	5,53	5,52	4,96
K₂O	5,14	4,99	5,88	5,16	5,18	4,96	5,40	4,94	5,28
P₂O₅	0,30	0,39	0,15	0,27	0,27	0,30	0,17	0,31	0,19
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
perdita a 110°	0,71	0,65	0,67	0,73	0,52	0,79	0,49	0,83	0,45
L.O.I.	0,35	1,12	1,86	0,33	0,44	1,12	0,43	0,66	0,60
L.O.I.tot	1,06	1,77	2,53	1,06	0,96	1,91	0,92	1,49	1,05
S (ppm)	76,00	76,00	49,00	54,00	81,00	52,00	82,00	37,00	53,00
Sc	5,00	7,00	22,00	11,00	10,00	9,00	5,00	<5	7,00
V	26,00	35,00	56,00	46,00	15,00	16,00	13,00	19,00	18,00
Cr	<6	<6	31,00	7,00	<6	<6	<6	<6	<6
Co	29,00	48,00	12,00	9,00	22,00	18,00	31,00	35,00	45,00
Ni	<3	<3	42,00	3,00	<3	<3	<3	<3	<3
Rb	132,00	129,00	221,00	139,00	125,00	119,00	130,00	117,00	140,00
Sr	296,00	400,00	112,00	353,00	272,00	311,00	173,00	316,00	170,00
Y	20,32	19,74		37,00	30,42		27,20		32,50
Zr	578,00	615,00	216,00	536,00	769,00	752,00	744,00	718,00	636,00
Nb	91,00	86,00	11,00	64,00	88,00	85,00	92,00	81,00	67,00
Ba	586,00	677,00	725,00	811,00	750,00	782,00	644,00	853,00	712,00
La	77,29	99,34		73,45	92,11		82,18		67,18
Ce	124,90	158,31		127,35	140,84		149,95		122,78
Nd	45,07	53,03		52,03	56,98		51,28		47,52
Pb	10,51	8,20		11,53	10,96		11,63		9,13
Th	19,32	17,77		15,33	13,73		15,39		12,30
U	3,53	2,58		4,16	4,34		4,23		4,32
Cs	1,34	1,32		1,48	1,44		1,50		1,82
Pr	12,64	15,37		13,94	16,57		14,41		12,62
Sm	7,91	8,70		9,57	9,86		8,91		9,00
Eu	2,22	2,39		2,43	2,72		2,29		2,68
Gd	5,73	6,33		7,88	7,60		6,82		7,21
Tb	0,80	0,83		1,11	1,05		0,97		1,04
Dy	4,34	4,33		6,06	5,51		5,32		5,63
Ho	0,73	0,72		1,12	0,96		0,93		1,01
Er	1,74	1,71		3,00	2,38		2,44		2,55
Yb	1,34	1,23		2,48	1,87		2,09		2,02
Lu	0,18	0,16		0,34	0,25		0,28		0,27
Hf	2,99	1,70		5,95	8,74		9,24		3,12
Ta	6,28	5,73		4,43	5,58		6,59		4,35

Campione:	EU3ZV	EU4ZV	EU11	EU13	EU8B	EU13A	EU13B	EU14C
Località:	Cava di Zovon	Cava di Zovon	Monte Sengiari	Monte Sengiari	Tra C. Bonetti e Refosco	Cava del Monte Cecilia	Cava del Monte Cecilia	Cava di Battaglia
Litolipo:	Trachite	Trachite	Latite	Latite	Latite	Latite	Latite	Latite
SiO₂ (wt%)	67,22	66,59	58,96	61,75	55,91	57,46	58,96	57,40
TiO₂	0,71	0,72	1,82	1,44	2,02	2,02	1,81	2,30
Al₂O₃	15,90	16,20	15,85	16,04	15,61	15,83	16,49	15,90
Fe₂O₃	3,43	3,45	7,47	6,06	8,86	7,34	6,38	7,69
MnO	0,08	0,08	0,13	0,11	0,13	0,09	0,09	0,12
MgO	0,78	0,84	2,72	1,76	3,43	3,17	2,06	2,80
CaO	1,41	1,57	5,05	4,51	6,50	5,74	5,31	5,55
Na₂O	5,00	5,09	3,89	3,99	4,25	4,15	4,19	3,90
K₂O	5,29	5,26	3,53	3,89	2,69	3,63	4,16	3,63
P₂O₅	0,19	0,19	0,57	0,46	0,59	0,58	0,57	0,71
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
perdita a 110°	0,60	0,43	1,39	1,49	0,58	1,42	1,29	0,73
L.O.I.	0,57	0,70	0,53	0,79	2,34	1,64	1,54	0,94
L.O.I.tot	1,17	1,13	1,92	2,28	2,92	3,06	2,83	1,67
S (ppm)	23,00	189,00	231,00	334,00	260,00	602,00	865,00	241,00
Sc	12,00	14,00	5,00	10,00	<5	<5	<5	<5
V	18,00	20,00	123,00	97,00	125,00	137,00	110,00	142,00
Cr	<6	<6	63,00	41,00	73,00	63,00	28,00	20,00
Co	19,00	37,00	21,00	14,00	59,00	29,00	22,00	35,00
Ni	<3	<3	84,00	41,00	59,00	40,00	21,00	17,00
Rb	139,00	136,00	106,00	122,00	83,00	98,00	110,00	95,00
Sr	168,00	188,00	521,00	467,00	596,00	567,00	547,00	630,00
Y			41,10	47,10	24,30	38,80		38,40
Zr	655,00	634,00	409,00	432,00	341,00	437,00	472,00	435,00
Nb	68,00	67,00	56,00	54,00	60,00	63,00	63,00	63,00
Ba	704,00	737,00	747,00	762,00	643,00	768,00	812,00	795,00
La			64,22	66,56	49,87	66,28		63,89
Ce			117,65	114,32	92,56	121,68		122,73
Nd			51,34	52,68	38,41	53,23		53,84
Pb			10,02	8,60	5,76	8,05		8,35
Th			9,58	11,75	10,91	10,14		9,99
U			2,55	3,42	3,37	3,06		3,01
Cs			2,81	2,64	1,56	1,27		3,15
Pr			12,90	14,69	9,75	14,74		13,41
Sm			10,43	10,89	7,68	10,43		10,80
Eu			2,92	2,96	2,43	3,00		3,15
Gd			8,87	9,72	6,57	8,67		9,04
Tb			1,25	1,42	0,91	1,24		1,27
Dy			6,68	7,84	4,89	6,58		6,75
Ho			1,23	1,47	0,86	1,20		1,21
Er			3,06	3,74	2,18	3,04		3,11
Yb			2,31	3,00	1,72	2,49		2,48
Lu			0,31	0,41	0,23	0,34		0,34
Hf			4,94	6,66	7,30	8,23		6,85
Ta			4,04	3,91	3,17	4,19		4,23

Campione:	EU14	EU31	EU33	EU52	EU8A	EU30
Località:	Monte Boscalbò	Lovertino	Rovolon	Castelnuovo (Monte delle Forche)	Filone tra Cava Bonetti e Refosco	Rovarola
Litolipo:	Basalto trachiandesitico	Basalto trachiandesitico	Basalto trachiandesitico	Basalto trachiandesitico	Basalto trachiandesitico	Basalto andesitico
SiO₂ (wt%)	54,80	51,32	52,26	51,80	54,89	53,20
TiO₂	2,15	2,62	2,39	2,76	2,11	2,15
Al₂O₃	15,93	14,94	15,65	16,32	15,57	14,96
Fe₂O₃	8,99	10,91	10,75	10,45	9,57	10,56
MnO	0,12	0,14	0,14	0,12	0,13	0,11
MgO	4,06	5,76	5,07	3,86	4,22	5,64
CaO	6,21	6,83	6,13	6,13	6,50	8,37
Na₂O	4,21	4,47	4,92	4,36	4,13	3,52
K₂O	2,79	2,17	2,00	3,24	2,30	1,17
P₂O₅	0,75	0,84	0,69	0,97	0,58	0,33
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
perdita a 110°	1,88	2,14	1,99	0,83	0,72	3,37
L.O.I.	0,31	2,00	2,49	0,55	0,65	1,45
L.O.I.tot	2,19	4,14	4,48	1,38	1,37	4,82
S (ppm)	191,00	107,00	56,00	157,00	63,00	79,00
Sc	<5	<5	<5	<5	<5	<5
V	146,00	192,00	160,00	178,00	134,00	182,00
Cr	65,00	155,00	88,00	56,00	77,00	171,00
Co	29,00	40,00	40,00	33,00	56,00	45,00
Ni	65,00	91,00	76,00	48,00	56,00	253,00
Rb	81,00	58,00	46,00	74,00	69,00	35,00
Sr	733,00	760,00	587,00	839,00	547,00	387,00
Y	33,50	24,90	24,20	34,64	26,00	
Zr	358,00	343,00	283,00	454,00	315,00	187,00
Nb	61,00	64,00	47,00	76,00	53,00	27,00
Ba	673,00	697,00	777,00	777,00	575,00	340,00
La	60,82	51,63	44,53	72,35	47,77	
Ce	108,48	96,60	80,10	127,46	87,30	
Nd	47,06	41,95	36,77	56,60	38,27	
Pb	4,80	3,49	2,83	5,48	4,98	
Th	10,88	6,07	4,12	10,08	9,28	
U	3,32	1,71	1,18	2,56	2,81	
Cs	1,10	2,61	0,56	0,18	1,08	
Pr	11,83	10,35	8,87	14,37	9,55	
Sm	9,24	8,33	7,61	10,85	7,73	
Eu	2,72	2,56	2,53	3,25	2,43	
Gd	7,81	7,11	7,03	8,82	6,81	
Tb	1,06	0,97	0,94	1,19	0,98	
Dy	5,55	5,11	4,98	6,15	5,12	
Ho	0,97	0,89	0,87	1,10	0,92	
Er	2,34	2,22	2,08	2,64	2,30	
Yb	1,79	1,70	1,55	2,03	1,80	
Lu	0,24	0,23	0,21	0,27	0,24	
Hf	7,78	6,95	5,79	9,11	6,85	
Ta	4,75	2,71	2,21	4,82	2,76	

Campione:	EU34	EU34B	EU35	EU36	EU37	EU40	EU53	EU50
Località:	Monte Olivetto	Monte Olivetto	Monte Olivetto	Rovarola	Rovarola	Montenuovo	Castelnuovo (Monte delle Forche)	Colle Zabai
Litolipo:	Basalto andesitico	Basalto						
SiO₂ (wt%)	53,31	54,38	53,67	52,55	52,87	54,11	52,91	48,90
TiO₂	2,18	2,11	2,18	2,16	2,10	2,18	2,36	2,58
Al₂O₃	14,40	14,66	14,40	14,87	14,96	14,72	14,74	13,45
Fe₂O₃	11,21	11,04	10,94	10,93	10,61	10,46	11,17	9,51
MnO	0,12	0,12	0,12	0,10	0,10	0,11	0,12	0,15
MgO	6,21	5,85	6,38	6,41	6,17	5,60	6,18	6,56
CaO	8,19	7,61	8,02	8,24	8,31	7,99	8,61	13,37
Na₂O	3,28	3,16	3,23	3,39	3,41	3,53	3,22	2,76
K₂O	0,82	0,84	0,81	1,05	1,15	1,02	0,43	2,10
P₂O₅	0,27	0,25	0,25	0,30	0,31	0,27	0,26	0,62
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
perdita a 110°	3,04	2,97	3,27	4,09	3,50	2,70	3,11	2,36
L.O.I.	0,84	0,71	0,83	1,27	1,40	0,80	1,13	3,89
L.O.I.tot	3,88	3,68	4,10	5,36	4,90	3,50	4,24	6,25
S (ppm)	57,00	49,00	80,00	213,00	165,00	104,00	85,00	269,00
Sc	<5	<5	<5	8,00	<5	<5	6,00	<5
V	172,00	167,00	175,00	174,00	169,00	168,00	187,00	222,00
Cr	221,00	228,00	226,00	206,00	217,00	219,00	208,00	319,00
Co	44,00	48,00	51,00	47,00	48,00	48,00	43,00	52,00
Ni	154,00	171,00	196,00	214,00	181,00	160,00	145,00	204,00
Rb	25,00	27,00	22,00	30,00	33,00	31,00	15,00	40,00
Sr	335,00	306,00	326,00	402,00	381,00	356,00	349,00	686,00
Y	24,70	25,50				25,70	23,96	25,22
Zr	149,00	153,00	149,00	174,00	173,00	172,00	168,00	215,00
Nb	18,00	18,00	19,00	25,00	27,00	22,00	21,00	52,00
Ba	291,00	290,00	289,00	348,00	353,00	326,00	264,00	651,00
La	13,23	13,56				16,44	13,74	43,85
Ce	25,29	28,21				33,57	28,45	76,87
Nd	16,44	16,49				18,40	16,88	35,59
Pb	2,57	2,63				1,62	2,39	2,85
Th	2,48	2,53				3,19	2,85	5,91
U	0,70	0,72				0,91	0,82	2,98
Cs	0,22	0,25				0,19	0,23	0,26
Pr	3,51	3,60				4,17	3,71	8,76
Sm	4,81	4,92				5,25	4,85	7,50
Eu	1,70	1,69				1,84	1,75	2,45
Gd	5,55	5,62				5,78	5,47	6,93
Tb	0,85	0,86				0,88	0,85	0,97
Dy	4,78	4,74				4,95	4,77	5,19
Ho	0,87	0,90				0,92	0,88	0,94
Er	2,12	2,22				2,25	2,20	2,21
Yb	1,70	1,80				1,72	1,70	1,64
Lu	0,23	0,24				0,24	0,23	0,22
Hf	3,66	3,82				4,29	4,03	5,00
Ta	0,88	0,92				1,08	1,43	3,02

Campione:	EU1AB	BE4	BE5	BE6	CZ15	MM103	MMR
Località:	Vò	Monte Lungo	Montegalda	Albettone	Cava di Zovon	Cava di Monte Merlo	Cava di Monte Merlo
Litolipo:	Basalto	Basalto	Basalto andesitico	Basanite	Metapelite	Gneiss	Granulite
SiO₂ (wt%)	51,82	51,43	52,41	42,90	51,90	50,02	46,88
TiO₂	2,44	2,40	2,01	2,81	1,13	2,57	2,61
Al₂O₃	14,80	14,60	14,91	12,75	26,80	17,16	19,71
Fe₂O₃	11,09	10,99	10,98	11,77	6,73	11,17	13,24
MnO	0,12	0,12	0,14	0,17	0,15	0,19	0,20
MgO	6,23	6,71	6,53	10,47	2,76	4,29	3,75
CaO	9,47	10,02	9,31	14,95	1,49	6,40	7,24
Na₂O	3,09	2,88	2,86	2,83	2,62	5,05	4,26
K₂O	0,59	0,42	0,61	0,62	6,24	2,07	1,24
P₂O₅	0,35	0,44	0,24	0,73	0,18	1,08	0,87
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
perdita a 110°	3,69	2,45	1,80	1,00	0,62	0,58	1,39
L.O.I.	1,62	0,56	0,77	3,26	1,22	0,37	0,82
L.O.I.tot	5,31	3,01	2,57	4,26	1,84	0,95	2,21
S (ppm)	149,00	157,00	259,00	541,00	1638,00	130,00	99,00
Sc	<5	1,00	<5	1,00	38,00	<5	6,00
V	196,00	188,00	182,00	267,00	215,00	174,00	254,00
Cr	227,00	242,00	215,00	302,00	137,00	209,00	73,00
Co	53,00	48,00	45,00	54,00	26,00	27,00	27,00
Ni	189,00	156,00	123,00	186,00	57,00	243,00	19,00
Rb	17,00	15,00	23,00	13,00	240,00	63,00	30,00
Sr	473,00	499,00	365,00	1394,00	142,00	1037,00	1013,00
Y	24,10	26,72	22,55	30,26	33,80	35,14	24,93
Zr	175,00	165,00	144,00	287,00	142,00	472,00	126,00
Nb	28,00	25,00	20,00	65,00	18,00	82,00	32,00
Ba	348,00	317,00	286,00	829,00	1898,00	623,00	582,00
La	18,42	24,73	14,95	60,47	53,83	79,05	79,63
Ce	38,48	46,12	31,67	104,85	98,58	144,88	142,62
Nd	20,37	24,81	18,01	44,68	43,38	62,34	55,81
Pb	2,37	1,94	2,36	4,07	62,84	6,93	157,13
Th	2,95	2,51	2,43	7,16	15,58	6,23	1,55
U	0,83	0,66	0,63	2,04	5,95	4,97	9,20
Cs	0,40	0,19	0,63	0,91	8,69	1,18	1,08
Pr	4,68	5,75	4,08	11,27	11,32	17,23	14,21
Sm	5,36	6,01	4,63	8,62	8,29	12,06	10,08
Eu	1,83	2,07	1,62	2,62	1,81	3,44	3,24
Gd	5,55	6,08	4,98	7,56	6,60	9,55	7,96
Tb	0,83	0,89	0,76	1,02	0,95	1,33	1,05
Dy	4,48	4,80	4,32	5,29	5,23	6,76	5,35
Ho	0,83	0,87	0,82	0,95	1,01	1,16	0,92
Er	1,97	2,17	2,09	2,28	2,68	2,70	2,15
Yb	1,56	1,63	1,68	1,67	2,45	1,87	1,56
Lu	0,21	0,22	0,23	0,22	0,36	0,24	0,21
Hf	3,93	3,80	3,36	6,07	1,77	1,51	1,05
Ta	1,38	1,19	1,04	3,69	1,41	4,77	1,66

Campione:	MR+	MRL
Località:	Cava di Monte Merlo	Cava di Monte Merlo
Litolipo:	Gneiss migmatitico	Gneiss migmatitico (porzione leucocratica)
SiO₂ (wt%)	59,21	73,81
TiO₂	1,32	0,11
Al₂O₃	20,86	14,41
Fe₂O₃	9,39	1,83
MnO	0,16	0,05
MgO	2,45	0,37
CaO	1,19	1,33
Na₂O	1,83	2,88
K₂O	3,51	5,07
P₂O₅	0,07	0,14
Totale	100,00	100,00
perdita a 110°	0,87	0,20
L.O.I.	1,23	0,09
L.O.I.tot	2,10	0,29
S (ppm)	26,00	12,00
Sc	32,00	10,00
V	159,00	17,00
Cr	132,00	<6
Co	25,00	4,00
Ni	58,00	<3
Rb	160,00	137,00
Sr	143,00	228,00
Y	56,70	20,25
Zr	396,00	62,00
Nb	15,00	1,00
Ba	712,00	1360,00
La	67,19	15,47
Ce	128,02	30,84
Nd	55,01	12,17
Pb	16,85	38,11
Th	20,03	3,77
U	7,55	2,75
Cs	3,12	1,17
Pr	14,19	3,35
Sm	10,67	2,45
Eu	1,75	2,86
Gd	8,92	2,22
Tb	1,38	0,41
Dy	8,32	2,89
Ho	1,77	0,68
Er	5,23	2,19
Yb	5,08	2,34
Lu	0,74	0,34
Hf	0,24	0,06
Ta	1,25	0,32

4.4.3. La spettrometria di massa a ionizzazione termica (TIMS)

Per conoscere i rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ è necessario utilizzare la tecnica della spettrometria di massa termica (TIMS).

Il TIMS è un particolare tipo di spettrometria di massa che utilizza un analizzatore a settore magnetico. Qui il campione viene ionizzato per via termica, pertanto viene posto su di un filamento metallico riscaldato elettricamente. Gli ioni così prodotti vengono accelerati, mediante una differenza di potenziale di diversi kV e focalizzati in un fascio attraverso una serie di fenditure. Il fascio passa attraverso un campo magnetico e viene diviso in diversi fasci sulla base del rapporto massa-carica dei singoli ioni. I fasci così risolti vengono diretti in dei collettori dove vengono convertiti in corrente. Il rapporto tra le singole correnti fornisce i rapporti isotopici dell'elemento in analisi.

I campioni oggetto di quest'analisi (EU5, EU7, EU9, EU11, EU13, EU14, EU15, EU31, EU33, EU34, EU40, EU50, EU52, EU53, EU8A, EU11C, EU13A, EU14C, EU1AB, EU2ZV, MR+, MM103, MMR, MRL e CZ15) sono stati inviati presso i laboratori dell'Università di Ginevra, CH. Prima di porre il campione all'interno dello spettrometro è necessario separare Sr, Nd e Pb dalla matrice organica o, come nel nostro caso, inorganica. Pertanto il laboratorio è dotato, oltre che di uno spettrometro TIMS, di una camera bianca in classe 100 e da due camere bianche in classe 1000, utilizzate per la separazione di Sr, Nd e Pb.

I risultati ottenuti sono stati riportati nella tabella 5.

Tabella 5. Composizioni isotopiche Nd-Sr-Pb dei campioni euganei

Litotipo	Località	Campione	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Errore	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Errore
Riolite	M. Brusà	EU1B1	0,512810	0,000005	0,756527	0,000014
Riolite	C. Bonetti	EU7	0,512914	0,000003	0,707696	0,000003
Riolite	C. merid. del M. Ricco	EU9	0,512805	0,000006	0,713865	0,000006
Trachite	C. del M. Cero	EU11C	0,512849	0,000002	0,704792	0,000003
Trachite	C. di Zovon	EU2ZV	0,512809	0,000002	0,707357	0,000006
Trachite	C. di Monte Merlo	EU5	0,512869	0,000003	0,704307	0,000004
Trachite	M. Rosso	EU15	0,512782	0,000002	0,705757	0,000004
Latite	C. del M. Cecilia	EU13A	0,512803	0,000002	0,704239	0,000003
Latite	C. di Battaglia	EU14C	0,512828	0,000003	0,704043	0,000002
Latite	M. Sengiari	EU11	0,512745	0,000002	0,704737	0,000003
Latite	M. Sengiari	EU13	0,512719	0,000003	0,705315	0,000003
Basalto trachiandesitico	Filone tra C. Bonetti e Refosco	EU8A	0,512942	0,000002	0,703427	0,000001
Basalto trachiandesitico	M. Boscalbò	EU14	0,512883	0,000002	0,703682	0,000002
Basalto trachiandesitico	Lovertino	EU31	0,512954	0,000001	0,703495	0,000001
Basalto trachiandesitico	Rovolon	EU33	0,512989	0,000001	0,703962	0,000001
Basalto trachiandesitico	Castelnuovo (M. delle Forche)	EU52	0,512911	0,000002	0,703517	0,000002
Basalto andesitico	M. Olivetto	EU34	0,512959	0,000002	0,703738	0,000002
Basalto andesitico	Montenovo	EU40	0,512956	0,000002	0,703568	0,000002
Basalto andesitico	Castelnuovo (M. delle Forche)	EU53	0,512958	0,000002	0,703608	0,000002
Basalto	Vò	EU1AB	0,512941	0,000002	0,703726	0,000002
Basalto	Colle Zabai	EU50	0,512979	0,000001	0,703348	0,000001
Gneiss migmatitico (leucosoma)	C. di Monte Merlo	MRL	0,512022	0,000005	0,732147	0,000002
Gneiss migmatitico	C. di Monte Merlo	MR+	0,511953	0,000007	0,722822	0,000007
Metapelite	C. di Zovon	CZ15	0,511982	0,000022	0,742832	0,000002
Gneiss	C. di Monte Merlo	MM103	0,512923	0,000002	0,703489	0,000003
Granulite	C. di Monte Merlo	MMR	0,512765	0,000002	0,706111	0,000005

Campione	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	Errore	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	Errore	²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	Errore
EU1B1	19,382273	0,0007	15,69154	0,0006	39,366829	0,0014
EU7	19,49553	0,0007	15,67381	0,0005	39,459331	0,0013
EU9	19,220633	0,0005	15,69489	0,0004	39,343965	0,0009
EU11C	19,268224	0,0008	15,67765	0,0007	39,2905	0,0018
EU2ZV	19,168839	0,0005	15,69298	0,0004	39,241816	0,0009
EU5	19,335726	0,0008	15,67686	0,0006	39,451801	0,0016
EU15	19,170669	0,0007	15,69414	0,0006	39,29657	0,0014
EU13A	19,090057	0,0005	15,70195	0,0004	39,240149	0,0011
EU14C	19,106036	0,0004	15,69987	0,0003	39,241132	0,0008
EU11	19,085261	0,0007	15,70518	0,0006	39,257109	0,0015
EU13	19,101176	0,0024	15,71524	0,0019	39,296203	0,0048
EU8A	19,382107	0,0015	15,66535	0,0012	39,343802	0,0030
EU14	19,310883	0,0009	15,67558	0,0007	39,337435	0,0018
EU31	19,480718	0,0009	15,66205	0,0007	39,332235	0,0018
EU33	19,445852	0,0014	15,63239	0,0011	39,200153	0,0027
EU52	19,341625	0,0009	15,65755	0,0008	39,308563	0,0019
EU34	19,115963	0,0021	15,66361	0,0017	39,098763	0,0043
EU40	19,260254	0,0019	15,67478	0,0015	39,225641	0,0038
EU53	19,191317	0,0015	15,68522	0,0012	39,178856	0,0031
EU1AB	19,202581	0,0019	15,66143	0,0016	39,132821	0,0040
EU50	19,587301	0,0016	15,6461	0,0013	39,226831	0,0033
MRL	18,523586	0,0004	15,73088	0,0003	38,875034	0,0007
MR+	20,232744	0,0006	15,76993	0,0005	42,171676	0,0014
CZ15	18,833726	0,0003	15,70361	0,0003	39,032683	0,0007
MM103	19,381578	0,0006	15,67787	0,0005	39,297778	0,0012
MMR	19,211889	0,0001	15,66784	0,0001	39,215832	0,0003

Campione	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$
EU1B1	0,512787	0,735026	19,18319552	15,68215446	39,15490949
EU7	0,512894	0,705153	19,2842484	15,66384657	39,15076206
EU9	0,512785	0,706847	19,07870846	15,6882008	39,14355268
EU11C	0,512827	0,704188	19,14178903	15,67168811	39,15809659
EU2ZV	0,512785	0,706274	19,0180272	15,68586996	39,09962908
EU5	0,512848	0,703883	19,23496092	15,67211108	39,22212886
EU15	0,512759	0,705239	19,05558341	15,6887109	39,15618571
EU13A	0,512779	0,704011	18,96901566	15,69624684	39,1073792
EU14C	0,512803	0,703845	18,99122741	15,69445954	39,11500034
EU11	0,512720	0,704470	19,0042081	15,7013628	39,15631231
EU13	0,512693	0,704971	18,97441056	15,70925992	39,15203732
EU8A	0,512916	0,702112	19,20157315	15,65683836	39,1464458
EU14	0,512858	0,703537	19,08978195	15,66515731	39,09759
EU31	0,512929	0,703395	19,32377731	15,65465365	39,14782856
EU33	0,512963	0,703859	19,3126449	15,626114	39,04619899
EU52	0,512887	0,703401	19,19199255	15,65049442	39,11381547
EU34	0,512922	0,703640	19,02940998	15,65952516	38,99725866
EU40	0,512920	0,703454	19,08107902	15,66633156	39,01765932
EU53	0,512922	0,703551	19,08166406	15,6800536	39,05320536
EU1AB	0,512908	0,703679	19,09111685	15,65617156	39,00168368
EU50	0,512952	0,703271	19,25216301	15,63030019	39,00686007
MRL	0,511996	0,731355	18,50086982	15,72980846	38,8647248
MR+	0,511928	0,721349	20,08215258	15,76283178	42,03948576
CZ15	0,511958	0,740602	18,80373984	15,70219984	39,00670969
MM103	0,512899	0,703409	19,152147	15,667053	39,202567
MMR	0,512743	0,706072	19,193228	15,666962	39,214792

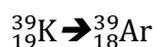
4.4.4. La datazione radioisotopica

La datazione radioisotopica è un metodo per determinare l'età di corpi antichi. Essa si basa sul raffronto tra le abbondanze osservate di un opportuno isotopo radioattivo e dei suoi prodotti di decadimento.

Esistono vari metodi di datazione radioisotopica, differenti nella precisione della misura, nei costi e nelle scale temporali per le quali possono essere utilizzati. Per questa tesi si è utilizzata la datazione Argon-Argon (o datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dove si considera il tempo di dimezzamento del ^{40}K , pari a $1,28 \cdot 10^9$ anni, e quindi in grado di datare le rocce avente età compresa fra 2000 anni e 4 Ga.

4.4.4.1. La geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ utilizza il naturale decadimento radioattivo dell'isotopo ^{40}K a ^{40}Ar . Per eseguire l'analisi è necessario innanzitutto separare il minerale desiderato dagli altri minerali presenti nel campione. All'interno di un reattore nucleare il campione ed uno standard di età nota vengono bombardati con un fascio di neutroni accelerato. Grazie all'impatto, un altro isotopo del potassio, ^{39}K , perde un protone che si trasforma in un neutrone ed in tal modo si ottiene l'isotopo inerte gassoso ^{39}Ar :



Tale reazione avviene a energia controllata e la quantità di ^{39}Ar è proporzionale alla quantità di ^{39}K .

Il campione viene allora posizionato in una camera sigillata dove viene riscaldato, in tal modo l'Ar fuoriesce a causa della sua volatilità. Si estrae allora un gas contenente sia ^{40}Ar (isotopo figlio) che ^{39}Ar (isotopo genitore). Esistono due sistemi per estrarre il gas:

- fusione totale del campione: il campione viene riscaldato completamente e costantemente;
- step-heating: si riscalda il campione a step a varie T. Per il primo step si riscalda il campione fino a 400-500°C, si estrae il gas, lo si analizza, si misurano gli

isotopi e si riscalda nuovamente il campione ad una temperatura più alta e si ripete il procedimento fino ad estrarre tutto il volatile.

Il gas estratto viene poi purificato ed infine analizzato all'interno di uno spettrometro di massa che permette la misura simultanea dell'isotopo genitore ^{39}Ar e dell'isotopo figlio ^{40}Ar .

$$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = (e^{\lambda t} - 1)/J$$

Dove:

- λ è la costante di decadimento di ^{40}K e corrisponde al seguente valore:
 $0,5755 \cdot 10^{-10}/\text{a}$
- J è in funzione della durata e dell'intensità dell'irradiazione. Tale parametro viene ricavato dall'analisi di un campione di età nota, irradiato assieme al campione di età sconosciuta:

$$J = (e^{\lambda t_s} - 1) / (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})$$

Dove t_s è l'età nota dello standard utilizzato.

Quindi l'età del campione può essere ricavata con la seguente equazione:

$$t_{\text{campione}} = 1/\lambda \ln[(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})J + 1]$$

Alla fine dell'analisi si ottiene il seguente grafico avente in ascissa la quantità di gas estratto e in ordinata l'età apparente espressa in milioni o migliaia di anni. In tale grafico i dati vengono rappresentati tramite step.

Per determinare l'età del campione devono essere rispettate le seguenti condizioni:

1. devono essere presenti almeno tre step successivi con età apparente indistinguibile;
2. questi tre (o più) step di età indistinguibile devono coinvolgere più del 70% del gas.

Solo nel caso in cui entrambe le condizioni vengano soddisfatte l'età ottenuta prende il nome di "Età Plateau" e può essere considerata come l'età del campione, altrimenti se

una delle precedenti condizioni non venisse soddisfatta, l'età del campione non sarebbe nota.

4.4.4.2. Il Western Australian Argon Isotope Facility e i risultati ottenuti

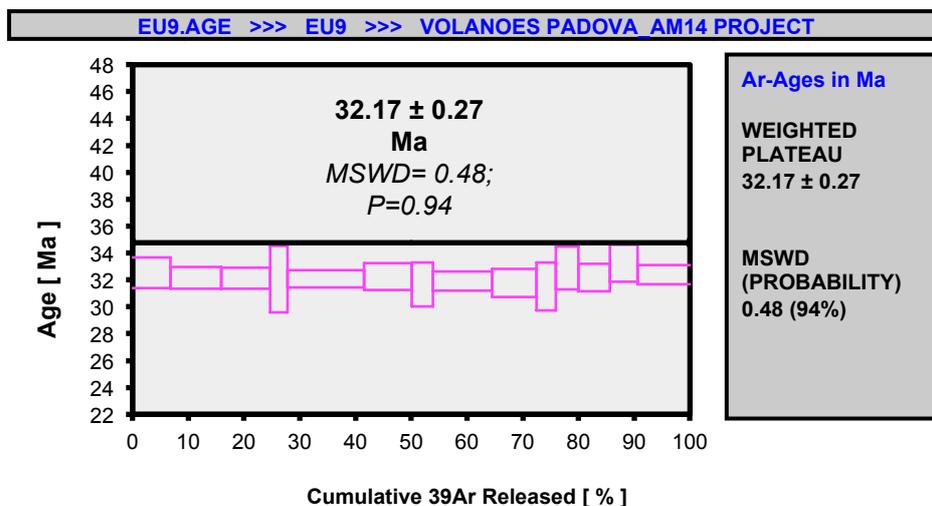
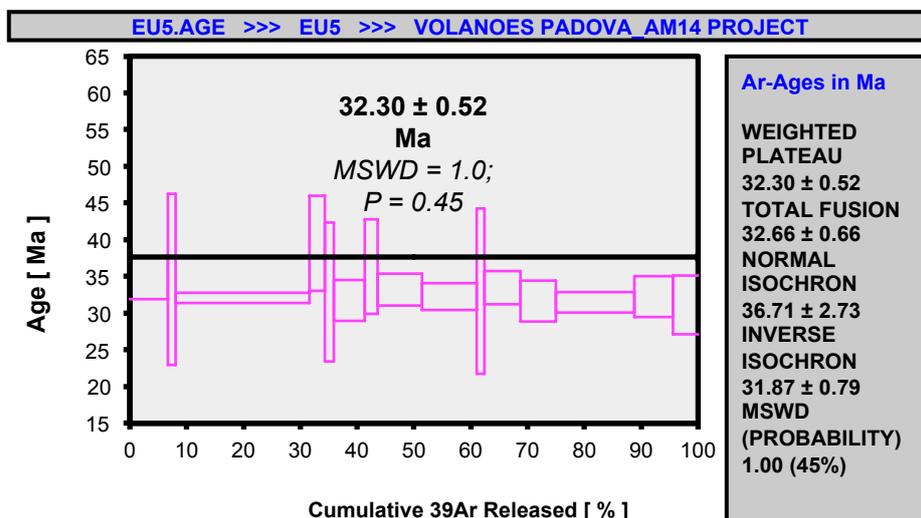
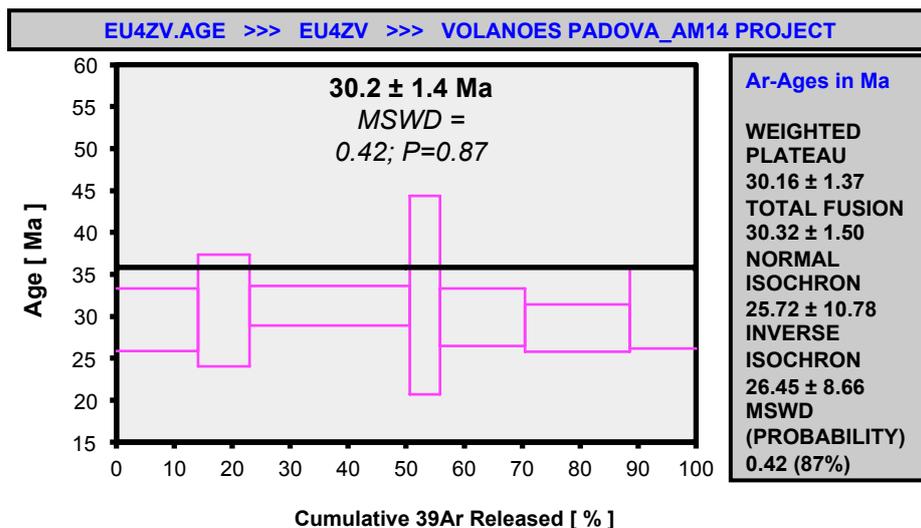
I campioni prescelti per eseguire la datazione radiometrica sono stati inviati al laboratorio di Perth, Western Australian Argon Isotope Facility (WAAIF), il quale è equipaggiato di uno spettrometro di massa Mass Analyser Products (MAP) 215-50 dotato di un sistema di estrazione e purificazione del gas Argon e di un New Wave Nd-YAG dual IR (1064 nm) e UV (216 nm) laser.

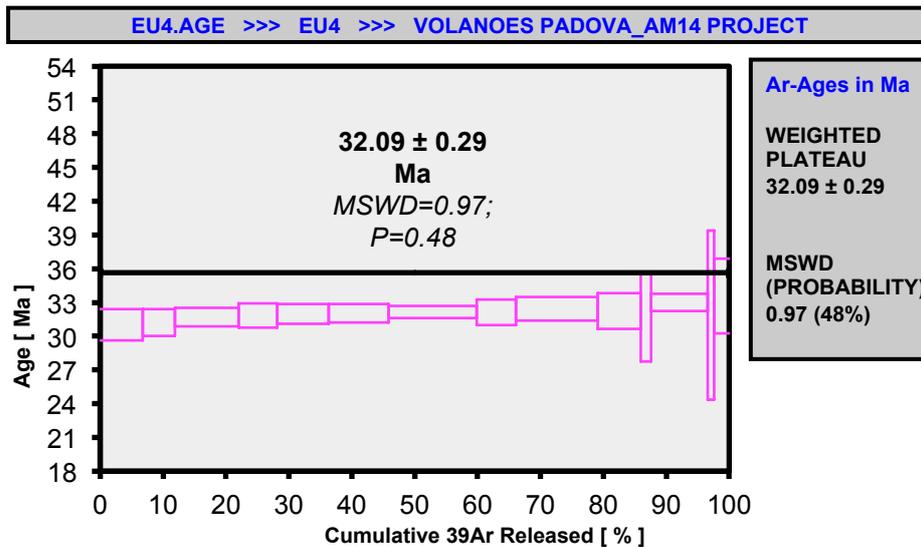
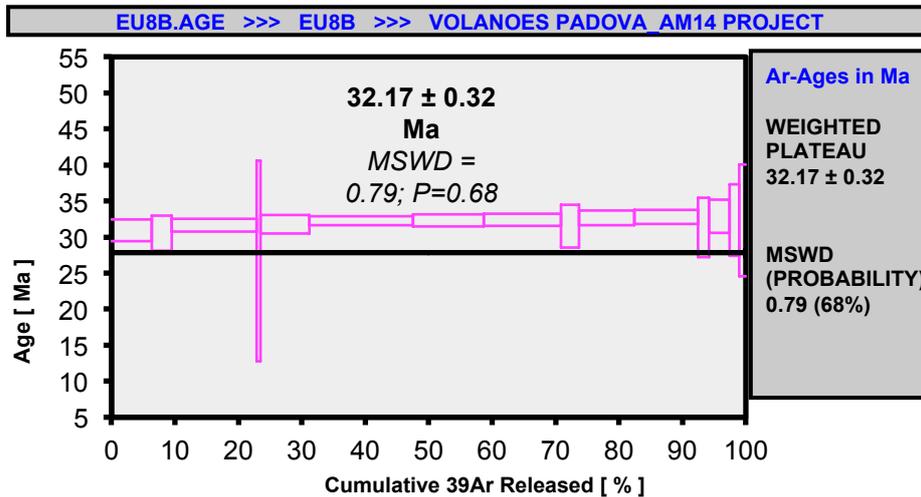
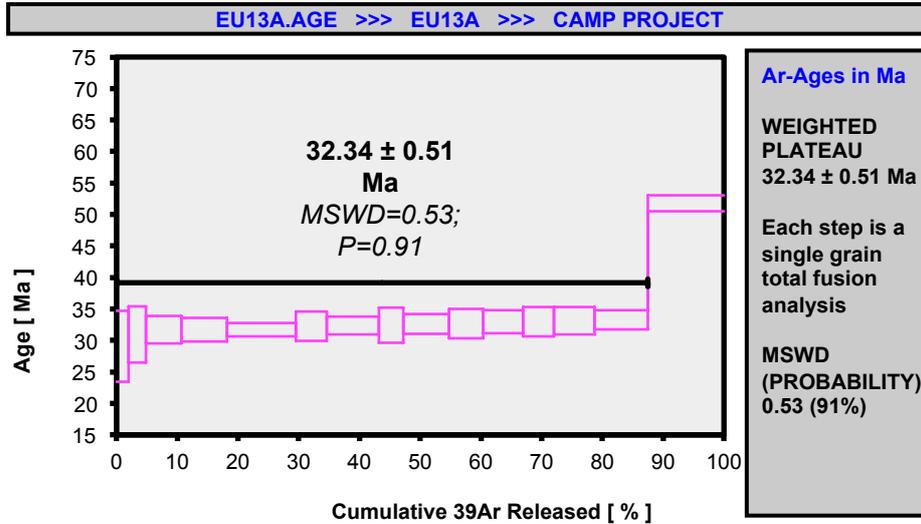
Per queste analisi è stato utilizzato il laser IR che è in grado di compiere spot analysis (100-300 μm grandezza dello spot), fusione totale di grani singoli e un laser incrementale step-heating per minerali ricchi in potassio e rocce intere. Per grandi quantità di minerali (> 8-10 mg) si utilizza il Pond-Engineering low-blank furnace.

La linea di estrazione del gas si completa con un sistema di raffreddamento a nitrogeno e 3 getters che assieme permettono la purificazione del gas rilasciato da un campione durante il riscaldamento laser.

La datazione radiometrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è stata eseguita su 6 campioni dei Colli Euganei (Fig. 4): EU4ZV, EU5, EU8B, EU9, EU13A, EU8B, EU4. I grafici ottenuti sono riportati qui di seguito. L'età ricavata da tali campioni è approssimativamente pari a 32 Ma.

Fig.4 Grafici cumulative ^{39}Ar released (%) vs Age (Ma) per i campioni dei Colli Euganei EU4ZV, EU5, EU8B, EU9, EU13A, EU8B, EU4. L'età ottenuta è pari a ca. 32Ma.





5. Petrografia

Mediante l'osservazione al microscopio ottico si sono descritti tutti i diversi litotipi campionati nell'area euganea.

5.1. Rioliti

Le rioliti euganee (foto 6) mostrano una tessitura porfirica con una pasta di fondo microlitica costituita da cristalli di feldspato alcalino (generalmente sanidino). Solo nella sezione di Monte Grande i microliti di feldspato alcalino hanno dimensioni sufficienti da costituire una tessitura trachitica, ovvero un allineamento sub-parallelo di microliti lamellari di feldspato alcalino. In queste rocce si osserva una tipica composizione felsica. Infatti, come fenocristalli si distinguono: feldspati alcalini, soprattutto sanidino, e plagioclasti. In alcuni casi, sia i feldspati alcalini che i plagioclasti si presentano come glomerocristalli con limiti cristallini irregolari e talora con un bordo arrotondato, indice di fenomeni di riassorbimento con la lava ospite. Più rari e più piccoli sono i cristalli di biotite. Quest'ultimo minerale si presenta sotto forma di cristalli subedrali o euedrali, talvolta anedrali a causa di una profonda alterazione. Sono poco presenti e di piccole dimensioni anche i minerali opachi. Solo nelle sezioni sottili di Monte Alto, Monte Grande e Monte Ricco, sono presenti anche piccoli e rari cristalli di orneblenda, con morfologia che va da euedrale a subedrale, pleocroici dal verde-verde bruno-verde azzurro.

In tutte le sezioni la pasta di fondo risulta essere microlitica costituita principalmente da microliti di feldspato alcalino e di plagioclastio con orientazione casuale, minerali opachi e raramente biotite.

Nella pasta di fondo della sezione della Cava meridionale di Monte Ricco sono riconoscibili anche rari microliti di feldspato alcalino con abito arcuato ed estinzione ondulata. Questo tipo di deformazione è meglio osservabile, anche ad occhio nudo,

nella sezione EU1B1 e nelle due sezioni orientate EU10B, provenienti dalla Cava di Monte Brusà. I feldspati deformati (foto 7) si distinguono facilmente dai regolari cristalli di feldspato alcalino, ritrovati nelle sezioni precedentemente descritte, ma anche nelle stesse sezioni provenienti dalla Cava di Monte Brusà. I cristalli non deformati presentano tipico abito tabulare ed estinzione retta. I feldspati deformati, invece, mostrano abito arcuato, estinzione ondulata, formazione di sub-grain boundaries e ricristallizzazione per sub-grain rotation e bulging nelle porzioni di più alto strain. Nella sezione di Monte Grande, invece, si ritrovano rari e piccoli cristalli di biotite deformati, aventi abito arcuato ed estinzione ondulata.

Infine, come minerali accessori si hanno zirconi, cristalli di piccole dimensioni dall'abito tozzo e alto rilievo.

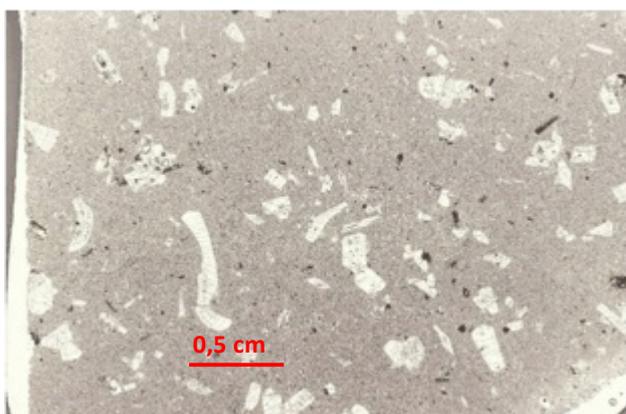


Foto 6. Riolite di Monte Brusà a nicol paralleli.

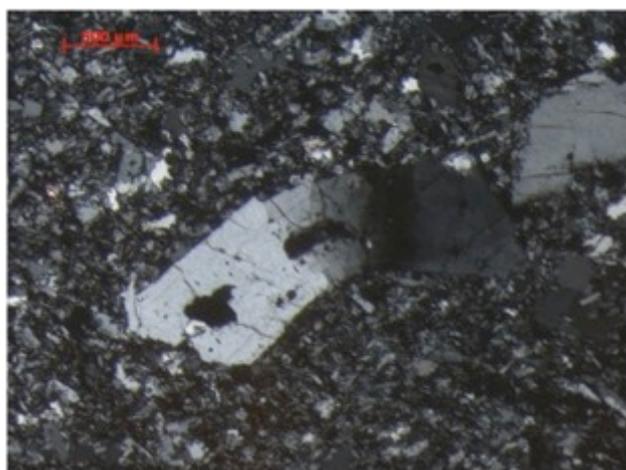


Foto7. Riolite di Monte Brusà con al centro un cristallo di K-feldspato deformato.

5.2. Trachiti

Le trachiti dei rilievi euganei (foto 8) presentano una tessitura porfirica con una pasta di fondo microlitica che diventa trachitica, solo nelle sezioni di Monte Cero. I fenocristalli osservabili sono feldspati alcalini, soprattutto sanidino, e plagioclasti, alcuni individui, inoltre, mostrano zonature. Frequentemente sia i feldspati alcalini che i plagioclasti si presentano come glomerocristalli con limiti cristallini irregolari. Meno presenti e di piccole dimensioni sono i minerali opachi e i cristalli di biotite, i quali esibiscono una morfologia subedrale, e in rari casi anedrale dovuta a una profonda alterazione. Tutti i cristalli di biotite presentano un bordo di reazione attorno ad essi. Rari e di piccole dimensioni anche i cristalli di orneblenda, in genere subedrali, talvolta anedrali, a causa dell'alterazione. Rispetto alle rocce riolitiche i cristalli di biotite e di orneblenda sono più frequenti. I minerali accessori presenti sono zirconi e apatite, mentre i minerali secondari sono calcite, che si ritrova come aggregato policristallino anedrale a riempimento dei vacuoli di degassamento, e clorite, che cresce a spese dell'orneblenda e della biotite.

Nelle sezioni di Zovon e di Monte Merlo sono stati trovati inclusi di origine magmatica. Gli inclusi riscontrati nella sezione di Zovon sono costituiti da fenocristalli di clinopirosseno augitico, di color verdognolo a nicol paralleli, e plagioclasio, quest'ultimo rappresenta anche il costituente principale della pasta di fondo, assieme a minerali opachi e apatite. Gli inclusi di Monte Merlo hanno una microstruttura granulare ipidiomorfa e i fenocristalli ritrovati sono: feldspato alcalino, plagioclasio, biotite, titanite e minerali opachi.

Nelle trachiti di Cava Zovon e di Monte Merlo si sono ritrovati anche inclusi metamorfici, i quali sono stati analizzati dettagliatamente e descritti nell'ultimo paragrafo di questo capitolo.

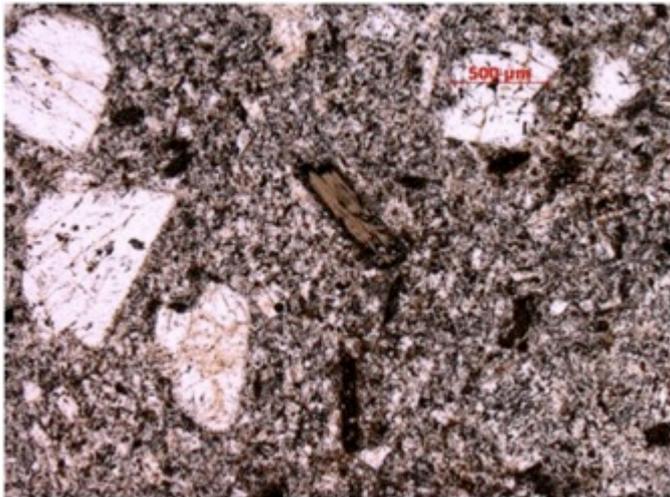


Foto 8. Trachite di Monte Merlo a nicol paralleli.

5.3. Latiti

Le latiti euganee (foto 9) possiedono una tessitura porfirica: i fenocristalli sono immersi in una pasta di fondo microcristallina, costituita principalmente da plagioclasio. Quest'ultimo costituisce anche grandi fenocristalli, talvolta aggregati fra loro. I restanti fenocristalli sono rappresentati da: biotite, che si presenta in cristalli idiomorfi, pirosseni, prevalentemente di composizione augitica con cristalli subedrali aventi rilievo elevato e buona sfaldatura, e infine orneblenda, anch'essa subedrale presente anche in grandi dimensioni. L'apatite si ritrova in queste rocce come minerale accessorio, mentre la calcite come minerale secondario.

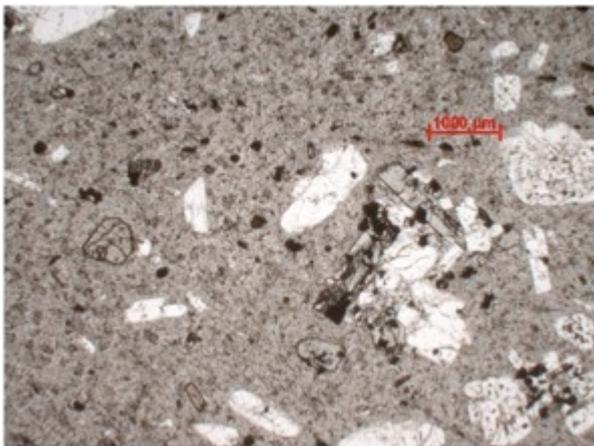


Foto9. Latite di Monte Sengiarì a nicol paralleli.

5.4. Basalto trachandesitico

La tessitura dei basalti trachandesitici (foto 10) campionati appare porfirica con pasta di fondo ipocristallina, costituita da minerali opachi e microliti di plagioclasio. Nelle sezioni sottili il plagioclasio si riscontra anche come fenocristallo assieme a cristalli di pirosseni di composizione augitica (il cui interno è spesso punteggiato da minerali opachi). In tutti i campioni si ritrovano anche rari cristalli di olivina alterata in iddingsite. Nelle sezioni sottili dei basalti trachandesitici, gli esemplari di quest'ultimo minerale si presentano con dimensioni piccole e morfologia anedrale.



Foto10. Basalto trachandesitico di Monte Boscalbò a nicol incrociati.

5.5. Basalto andesitico

La tessitura della roccia risulta sia intersetale che intergranulare, dato che chiazze tra alcuni plagioclasti sono occupate da vetro bruno, mentre altre da piccoli cristalli di augite (foto 11). I microliti di plagioclasio sono intrecciati a feltro con gli interstizi riempiti da olivina, clinopirosseni e ossidi di Fe. I restanti fenocristalli sono rappresentati da clinopirosseni, specialmente augite, e olivina, anche in questo caso, completamente alterata in iddingsite, tranne nel campione BE5 di Montegalda dove risulta alterata in bowlingite. A differenza delle sezioni sottili dei basalti trachandesitici, qui l'olivina appare rara o addirittura assente, di dimensioni minori e con morfologia anedrale.



Foto11. Basalto andesitico di Monte Olivetto a nicol incrociati.

5.6. Basalto

La tessitura dei basalti euganei (foto 12) e berici risulta porfirica con pasta di fondo ipocristallina (il vetro ha un colorito brunastro) e microlitica con disposizione dei microliti casuale (intersetale). I microliti di plagioclasio sono intrecciati a feltro con gli interstizi riempiti da olivina, pirosseni e ossidi di Fe. Il plagioclasio è presente sia nella matrice che nei fenocristalli, nella massa di fondo compare in microliti di abito tabulare secondo 010. I restanti fenocristalli sono rappresentati da olivina e clinopirosseni, specialmente augite. L'olivina è completamente alterata, infatti, in luce parallela presenta una leggera colorazione nocciola, basso rilievo e a nicol incrociati mostra colori di interferenza giallastri. L'augite, molto abbondante, presenta un rilievo elevato e una buona sfaldatura.



Foto12. Basalto di Vò a nicol paralleli.

5.7. Basanite

BE6 di Albettone (foto 13) è l'unico campione di basanite analizzato. Qui la tessitura della roccia risulta porfirica con pasta di fondo microgranulare molto scura che la contraddistingue dalle altre sezioni sottili. Nella massa di fondo si riconoscono anche minerali opachi che punteggiano alcuni fenocristalli, i quali sono rappresentati da olivina, alterata in iddingsite e clinopirosseni.

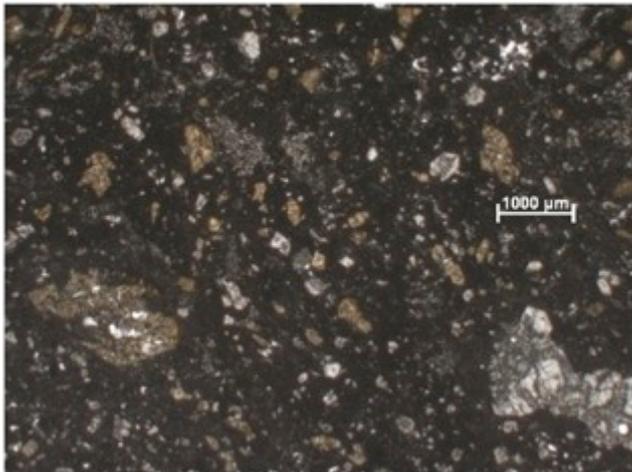


Foto13. Basanite di Albettone (VI) a nicol paralleli.

5.8. Inclusi metamorfici di Zovon e di Monte Merlo

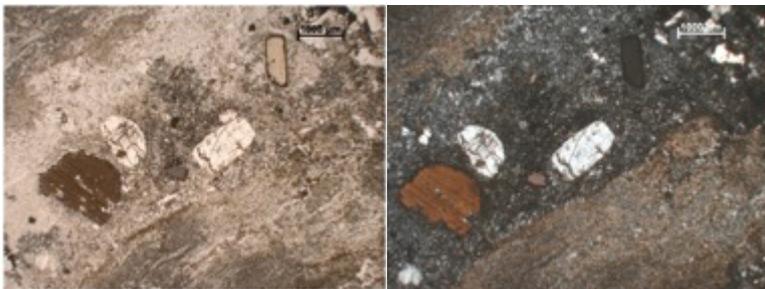
Oltre agli inclusi magmatici descritti precedentemente, all'interno delle rocce trachitiche di Cava Zovon e di Monte Merlo sono stati ritrovati anche diversi inclusi metamorfici, qui di seguito vengono riportate le descrizioni di 4 di questi: CZ15, MM103, MR, MMR. Il primo incluso è stato ritrovato all'interno di un campione di trachite raccolta alla cava di Zovon, i restanti provengono da rocce campionate alla cava di Monte Merlo.

5.8.1. Campione CZ15

La struttura del campione CZ15 (foto 14) è di difficile interpretazione, pertanto è stata classificata come una metapelite parzialmente fusa. La grana di questo campione è eterogenea: si va da cristalli di K-feldspato, plagioclasio e biotite molto grandi (fino a 1,5 mm), a cristalli di spinello verde e magnetite inferiori a 100 μm . Nella pasta di fondo della roccia è possibile riconoscere anche apatite, zirconi e cordierite. Di dimensioni notevoli, ma comunque minori dei cristalli di plagioclasio e biotite, si osservano anche cristalli di ematite, che si distinguono facilmente per il colore rosso acceso. Infine, nella roccia, si riconosce anche del vetro di colore marrone-giallo.

Foto14a (sinistra). Campione CZ15 a nicol paralleli. Nella foto si distinguono facilmente i cristalli di grandi dimensioni di K-feldspato e biotite.

Foto 14b (destra). Campione CZ15 a nicol incrociati.



5.8.2. Campione MM103

La struttura del campione MM103 (foto 15 a e b) è gneissica, caratterizzata dall'alternanza di bande a biotite e anfiboli e bande a plagioclasio, nelle quali i minerali sono orientati secondo una direzione preferenziale. La grana può considerarsi omogenea e abbastanza fine. Solo localmente si riconoscono dei cristalli di anfibolo di dimensioni intorno ai 400 μm . Unicamente lungo il bordo dello xenolite, dove l'incluso si ritrova a contatto con la roccia incassante (trachite), le bande di anfibolo e biotite vengono sostituite da bande di pirosseno e biotite. Di dimensioni minori ai minerali finora descritti si osservano anche minerali opachi e apatite. Il campione è stato classificato come gneiss a biotite con anfibolo e a biotite con pirosseno.

Foto 15a (sinistra). Campione MM103 a nicol paralleli. Si distinguono le bande a biotite e anfiboli e le bande a plagioclasio.

Foto 15b (destra). Campione MM103 a nicol incrociati.



5.8.3. Campione MR+ e campione MRL

Il campione MR+ è stato classificato come gneiss migmatitico, sia al microscopio ottico che durante le analisi chimiche si sono analizzate, separatamente, il campione MR+, e la sua porzione leucocratica, denominata invece MRL.

MR+ (foto 16) presenta una chiara foliazione data dalla sillimanite, fra questi si ritrovano cristalli di granato e K-feldspato.



Foto 16. Campione MR+ a nicol incrociati. Si riconosce la foliazione data dalla sillimanite e fra questi i cristalli di K-feldspato.

Mentre la porzione più chiara, leucocratica, MRL (foto 17), è costituita da cristalli, di grandi dimensioni, di plagioclasio e K-feldspato, e minerali opachi di dimensioni minori.

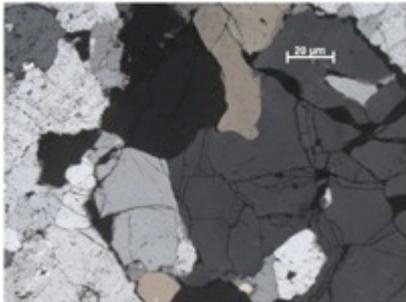


Foto 17. Porzione leucocratica del campione MR a nicol incrociati.

5.8.4. Campione MMR

All'interno del campione MMR (foto 18) si riconoscono bande di biotite e clorite, alternate a bande di K-feldspato e plagioclasio. Più rare sono le bande ad anfibolo (probabilmente orneblenda bruna) e pirosseno. La roccia è stata classificata come granulite.

Foto 18 a (sinistra). Campione MMR a nicol paralleli. Nella foto si distinguono le bande di biotite e clorite e le bande di K-feldspato e plagioclasio

Foto 18b (destra). Campione MMR a nicol incrociati.



6. Geochimica

6.1. La geochimica dei Colli Euganei

Il grafico TAS (Total Alkali Silica; Le Maitre et al., 2002; Fig.5) mostra la coesistenza di un vasto numero di litotipi nell'area euganea. I campioni raccolti presentano un contenuto in silice che varia da basalto andesitico a riolitico, passando per i basalti trachandesitici, le latiti e infine le trachiti. Le rocce basiche si possono distinguere in due gruppi principali, uno sub-alcalino (basalti e basalti andesitici Quarzo-normativi) ed uno alcalino (basalti trachandesitici Nefelin-normativi). Solo i basalti raccolti in aree centro-settentrionali (Monte Olivetto e Castelnuovo come colate, nella zona di Battaglia come dicchi intrusi in latiti) e meridionali (colate di Monte Gemola) dei Colli Euganei risultano subalcalini. Viceversa le rocce basiche alcaline si concentrano preferenzialmente nelle zone periferiche dei Colli settentrionali (Lovertino, Rovolon, Monte Boscalbò), ma si rinvencono anche nella zona di Castelnuovo.

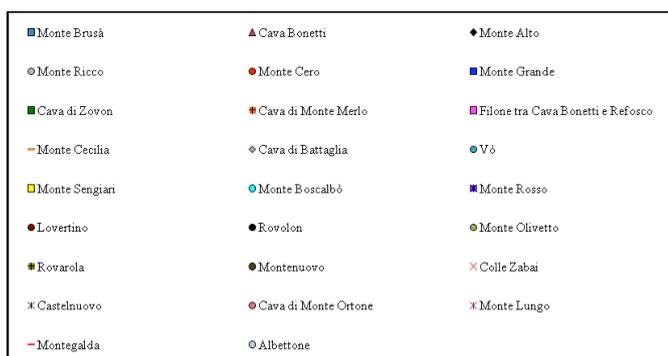
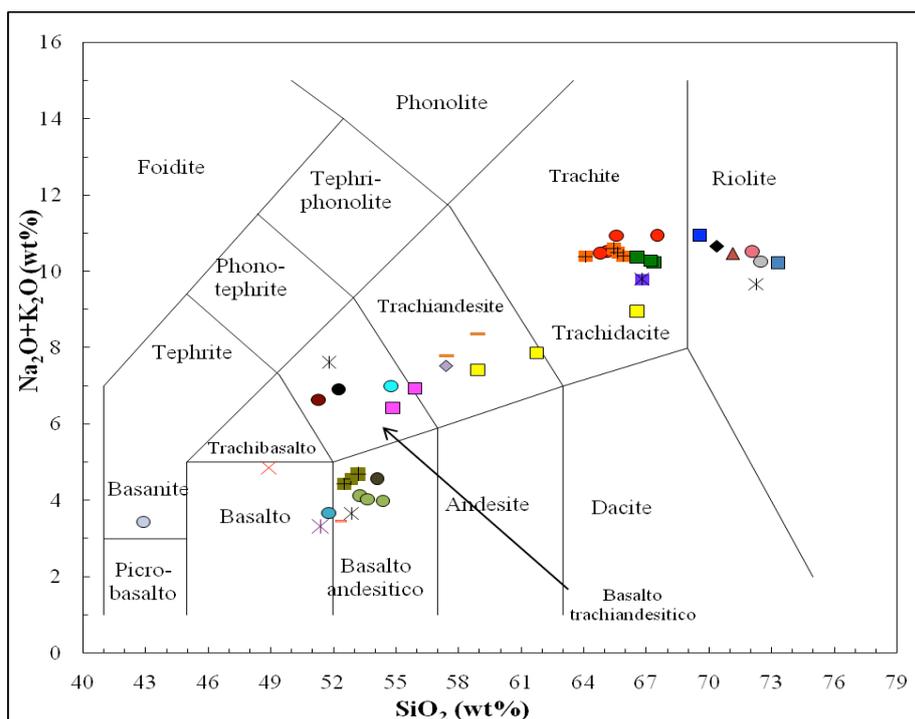
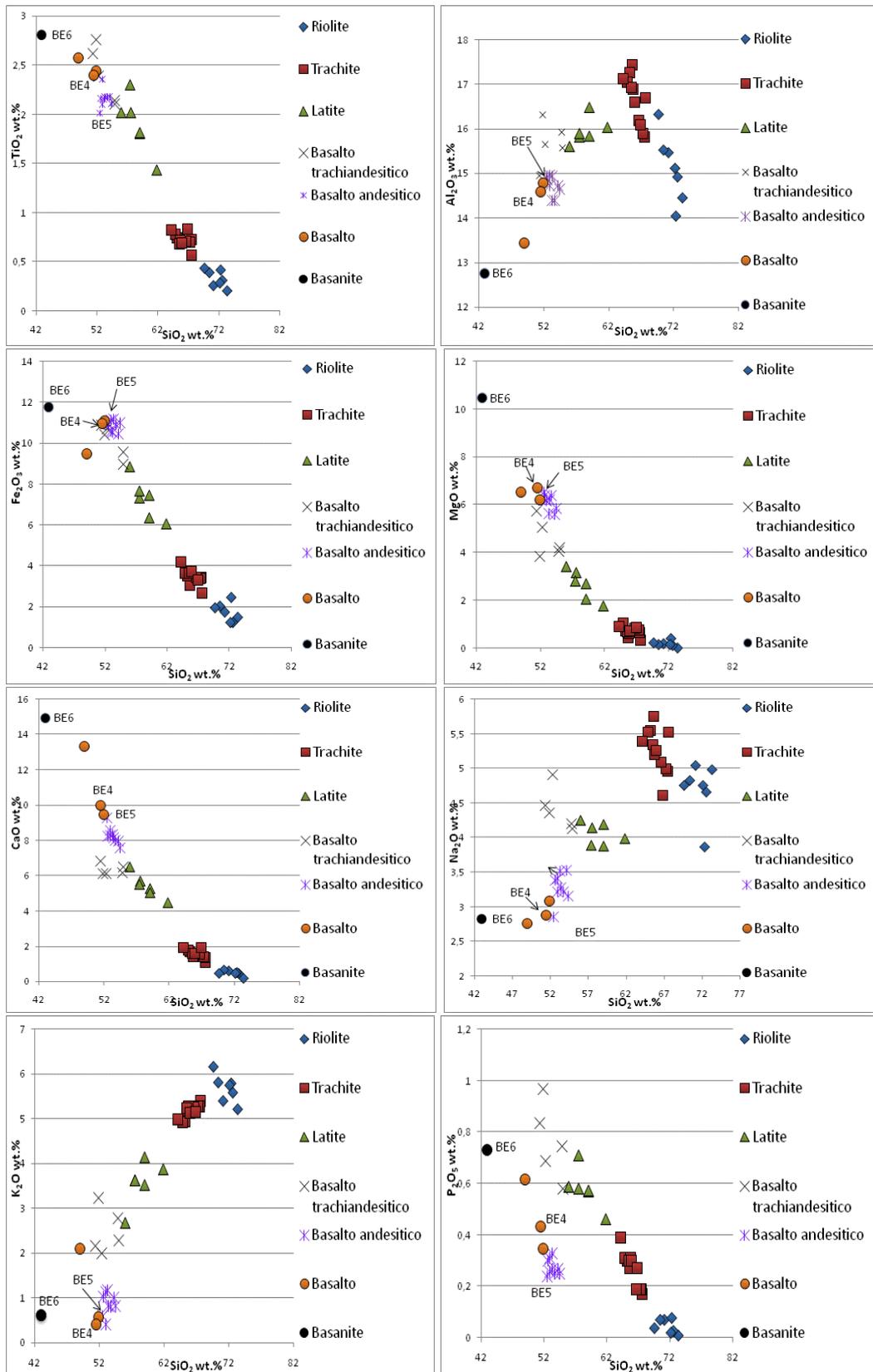


Fig. 5 Classificazione TAS dei campioni Euganei e Berici.

Nei diagrammi di variazione di SiO_2 vs elementi maggiori (fig.6) all'aumentare del grado di evoluzione (i.e., incremento di SiO_2) si assiste alla continua diminuzione di Fe, Ti, Ca e Mg, mentre K aumenta progressivamente. Al e Na incrementano dalla rocce basiche fino alle trachiti, ma poi tendono a diminuire con l'aumentare di SiO_2 oltre il 65 wt.% circa. Il fosforo mostra una chiara differenza fra le rocce basiche alcaline (ricche in P_2O_5) e quelle sub alcaline (povere in P_2O_5). Inoltre tende a diminuire dalle latiti fino alle rioliti.

Fig. 6. Diagrammi di variazione SiO_2 (wt.%) vs elementi maggiori (wt.%) dei campioni Euganei e Berici.



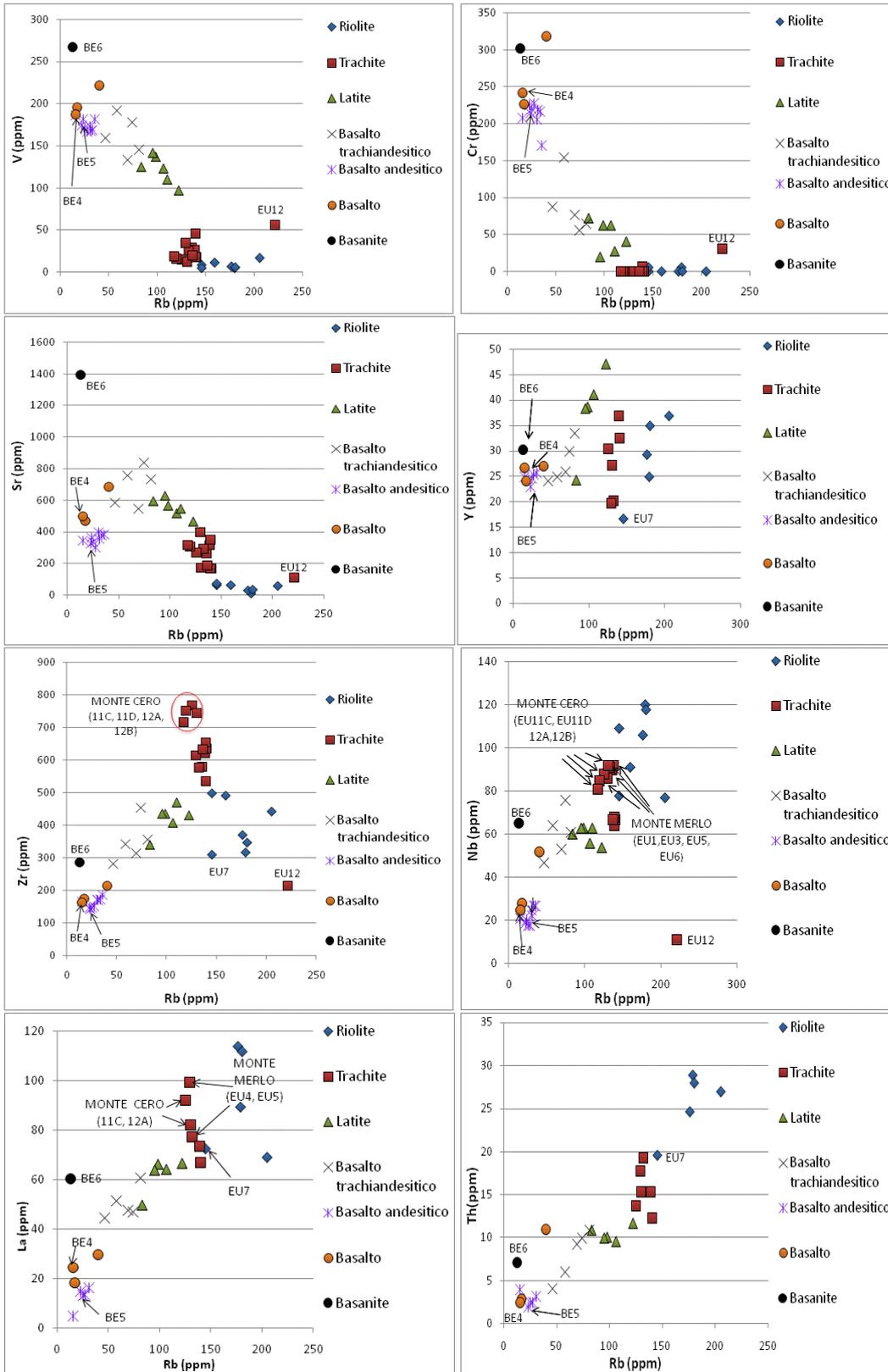
Tramite le tecniche della fluorescenza e della spettrometria di massa ICP-MS sono stati analizzati i seguenti elementi minori: Rb, S, Sc, Cr, Ni, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Pb, Th e U e i risultati plottati in grafici aventi in ascissa il Rb (Fig. 7), considerato l'unico elemento mostrante un aumento continuo con l'avanzare dell'evoluzione (cioè con l'incremento di SiO₂). In realtà tale relazione non è sempre rispettata: i campioni riolitici EU60 di Monte Ortone e EU54 di Castelnuovo mostrano un maggiore arricchimento in Rb rispetto a EU1B1 di Monte Brusà, il campione più ricco in SiO₂.

Dai grafici di fig.7 si evince un generale decremento in V, Cr e Ni, al contrario un incremento più o meno continuo è riscontrabile nei seguenti elementi che pertanto si comportano da incompatibili: Sc, Nb, La, Ce, Nd, Pb, Th e U. Andamenti meno semplici si osservano per lo Sr, Zr, Y e Ba. Per tutti questi elementi si riscontra un aumento seguito da un abbassamento che inizia dalle trachiti, ad eccezione dello Sr che diminuisce già fra latiti e trachiti.

Non tutti i campioni seguono i trend generali appena descritti. Nel caso di Cr e Ni il calo diventa piuttosto brusco al passaggio da basalti andesitici a basalti trachianandesitici. Inoltre all'interno del litotipo basaltico trachianandesitico sembrano distinguersi due diversi gruppi di campioni di cui si parlerà più avanti. Anche all'interno del litotipo trachitico spicca un gruppo costituito solo dai campioni di Monte Cero, i quali mostrano, a parità di SiO₂ e Rb, un arricchimento maggiore in Zr, Nb e La rispetto alle altre trachiti. Elevate concentrazioni in La e Nb sono osservabili anche nella roccia meno evoluta di Monte Merlo. La trachite siglata EU12 proveniente da Monte Sengiari mostra un comportamento anomalo rispetto agli altri campioni trachitici. EU12 si riconosce facilmente nei grafici Rb vs elementi in tracce in quanto possiede una concentrazione in Rb maggiore non solo rispetto a quella delle altre trachiti, ma anche a quella di tutti gli altri campioni euganei. Inoltre la trachite di Monte Sengiari risulta più arricchita, rispetto a tutti gli altri campioni euganei, anche in Sc. Confrontando il campione di trachite anomalo con il resto dei campioni trachitici si nota un arricchimento in V, Cr, Ni e un impoverimento in Sr, Zr, Nb. È necessario puntualizzare che le osservazioni riguardanti il campione EU12 sono limitate solo ai grafici costruiti

con i dati ottenuti dall'analisi spettrometrica XRF, non avendo eseguito l'analisi utilizzando la tecnica ICP-MS. Pertanto la descrizione chimica di questo campione risulta incompleta. Anche all'interno del litotipo riolitico si riconoscono diversi campioni con comportamenti estranei al trend generale. Un primo campione anomalo è rappresentato dalla riolite raccolta a cava Bonetti. Questo campione (EU7) è fortemente impoverito in Y, Zr, Nd e Pb, discostandosi così dal trend generale descritto dai campioni euganei, inoltre risulta leggermente impoverito in La, Ce, Th e U avendo concentrazioni di questi elementi più prossime a quelle delle trachiti. Come anticipato all'inizio di questo paragrafo, i campioni EU60 di Monte Ortone e EU54 di Castelnuovo risultano entrambi più ricchi in Rb, nonostante siano rioliti con un contenuto in SiO₂ inferiore a quello del Monte Brusà, il campione riolitico più evoluto. Rispetto alle altre rioliti i campioni EU60 ed EU54 si caratterizzano anche per un maggiore impoverimento in Ce e Sc, quest'ultimo presente anche nel campione EU1M1 di Monte Ricco. Solo il campione EU54 di Castelnuovo risulta impoverito anche in Nb, La e Nd e arricchito in Ba. Infine il campione di Monte Ortone mostra un importante impoverimento in U.

Fig. 7. Diagrammi di variazione Rb (ppm) vs elementi in tracce (ppm) dei campioni Euganei e Berici.



Alcune delle osservazioni appena fatte vengono confermate esaminando i grafici aventi in ascissa il Rb, come indice di differenziazione, e in ordinata i rapporti fra REE leggere/elementi pesanti (Fig. 8), calcolati utilizzando le concentrazioni normalizzate a pirolite di P e Ti e di alcuni elementi in traccia (La, Ce, Yb, Y, Tb, Hf, Zr, Nd, Sr, Nb). Infatti, anche in questi grafici, ma in particolare nei grafici Rb vs LREE/Yb, LREE/Y, LREE/Tb, LREE/Zr, LREE/Nd e LREE/Nb si distinguono tre gruppi di basalti, uno costituito da basalti andesitici, poveri in LREE, mentre i restanti due risultano costituiti da basalti trachianandesitici, aventi bassi rapporti di LREE/HREE ma comunque maggiori dei basalti sub-alcalinici. Inoltre, similmente al grafico Rb vs La, anche nei grafici aventi in ordinata La/P, La/Ti, La/Hf, La/Nd e La/Sr si osserva un aumento della terra rara leggera che risulta allora incompatibile, con l'aumentare del grado d'evoluzione. In particolare gli arricchimenti maggiori vengono registrati dalle rioliti di Monte Ortone e di Castelnuovo nel grafico La/Zr, dalle trachiti meno evolute (Monte Cero e Monte Merlo) nei grafici rappresentanti i rapporti La/Ti e La/Nd, solo dai campioni di Monte Merlo nel grafico Rb vs La/Hf e solo dal campione EU11C di Monte Cero nei grafici aventi in ordinata La/P, Ce/P e La/Sr (per rendere più efficaci queste osservazioni nel grafico Rb vs La/Sr di figura 6 si è preferito omettere i dati relativi alle rioliti, in quanto aventi rapporti molto superiori a quelli degli altri campioni). I grafici Rb vs La/Yb, La/Y, La/Tb, Zr/Yb, Zr/Y e Zr/Tb sono accumulati sia da forti arricchimenti in La e Zr nelle trachiti meno evolute che dalla presenza di andamenti complessi. Infatti i rapporti LREE/HREE aumentano assieme al grado di evoluzione solo all'interno dei basalti andesitici e trachianandesitici e delle trachiti, mentre decrescono all'interno del litotipo latitico e riolitico. Invece, nel grafico Rb vs La/Zr si assiste a un incremento passando da basalti andesitici a basalti trachianandesitici, dopodiché il trend rimane stazionario fino alle trachiti, dove diminuisce, per poi aumentare nuovamente all'interno delle rioliti. Nel grafico Rb vs La/Nb l'andamento risulta leggermente più semplice, si assiste infatti ad un aumento del rapporto con il grado di evoluzione fino alle latiti, dopodiché si osserva un decremento nelle trachiti che continua anche nelle rioliti. Trend semplici si riconoscono anche nei grafici Rb vs Sr/HREE. Nel grafico Rb vs Sr/Zr l'andamento decresce in maniera continua con il grado di differenziazione, mentre nei grafici Rb vs Sr/Yb, Sr/Y, Sr/Tb e Sr/Hf i trend decrescono solo dai basalti trachianandesitici in poi,

infatti nel passaggio da basalti sub-alcalini ad alcalini i rapporti aumentano. Comune a tutti i grafici Rb vs Sr/HREE è il forte arricchimento in Sr da parte delle trachiti di Monte Merlo. Infine in tutti i grafici Rb vs Zr/LREE spiccano i campioni riolitici di Monte Ortone e di Castelnuovo che presentano bassi rapporti in Zr/LREE.

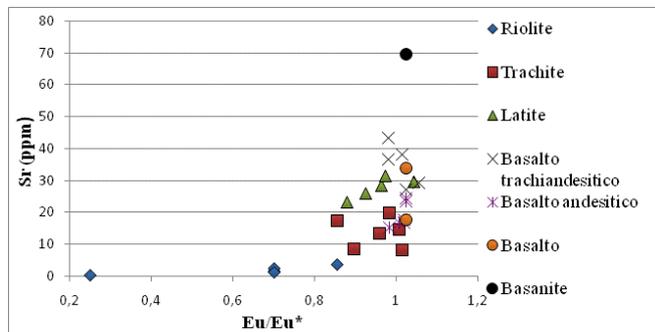
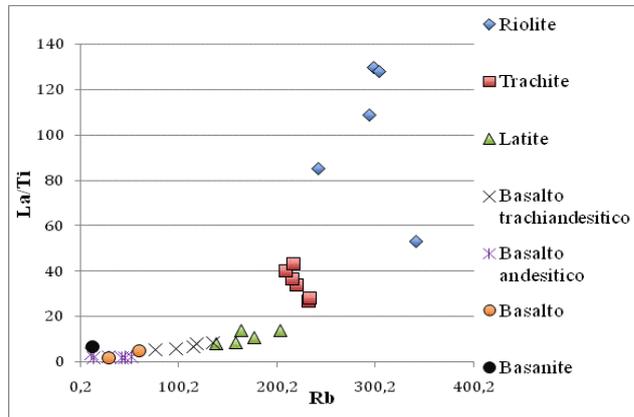
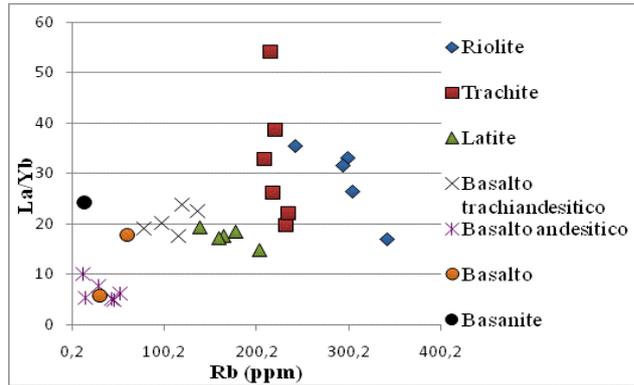
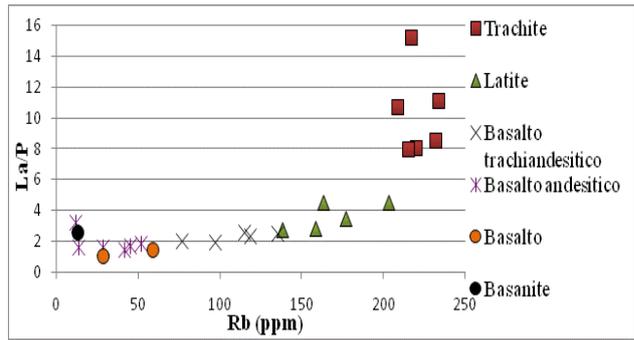
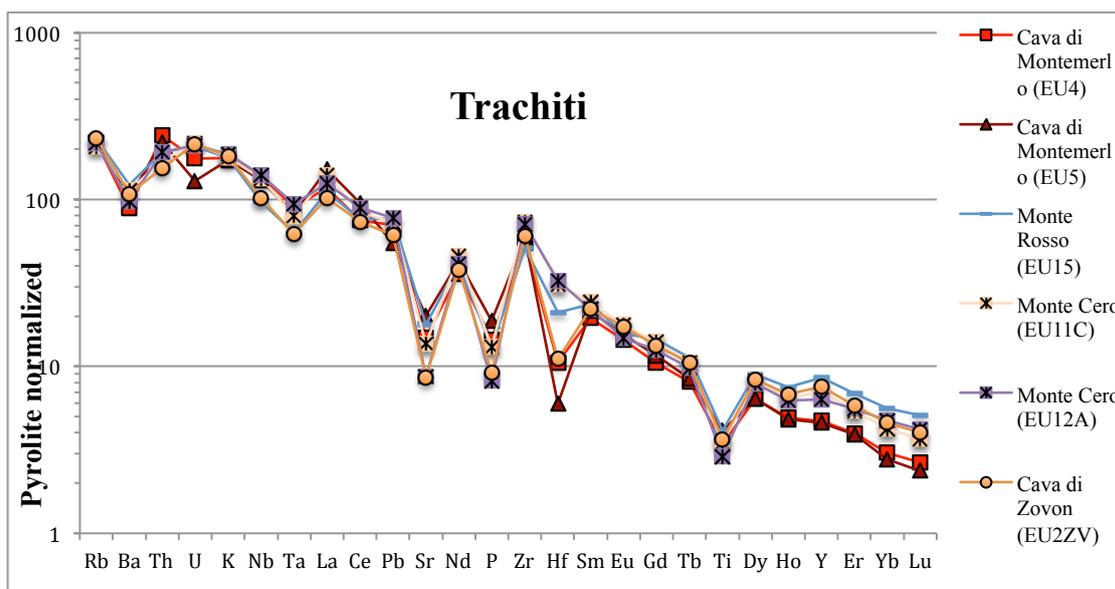
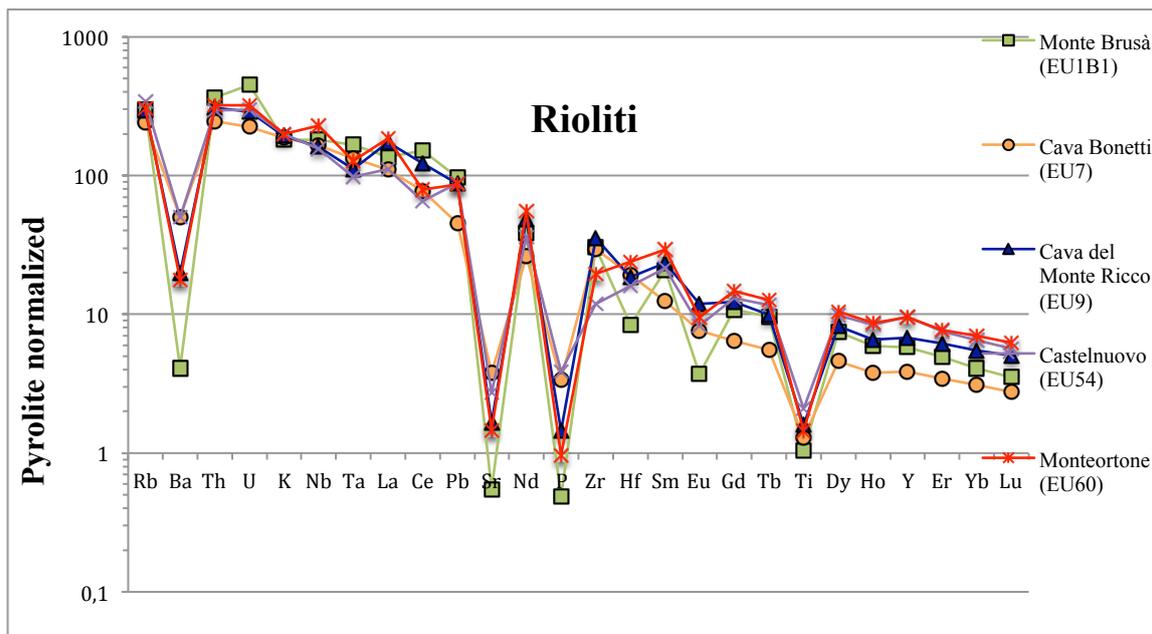


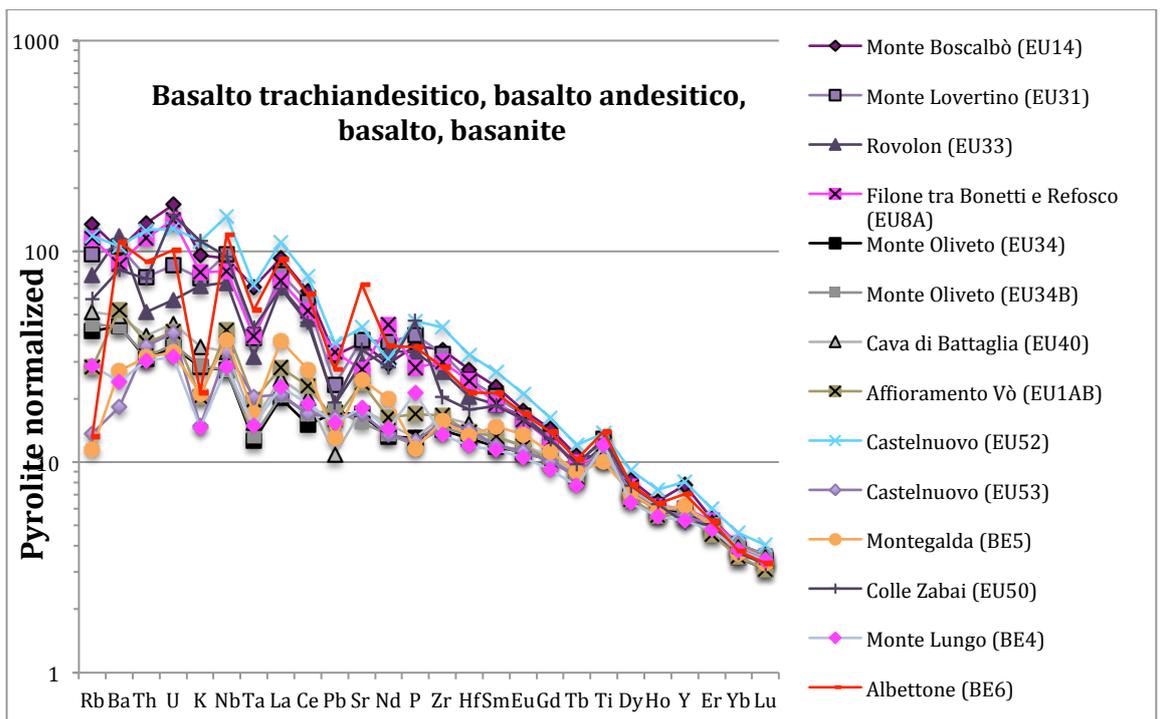
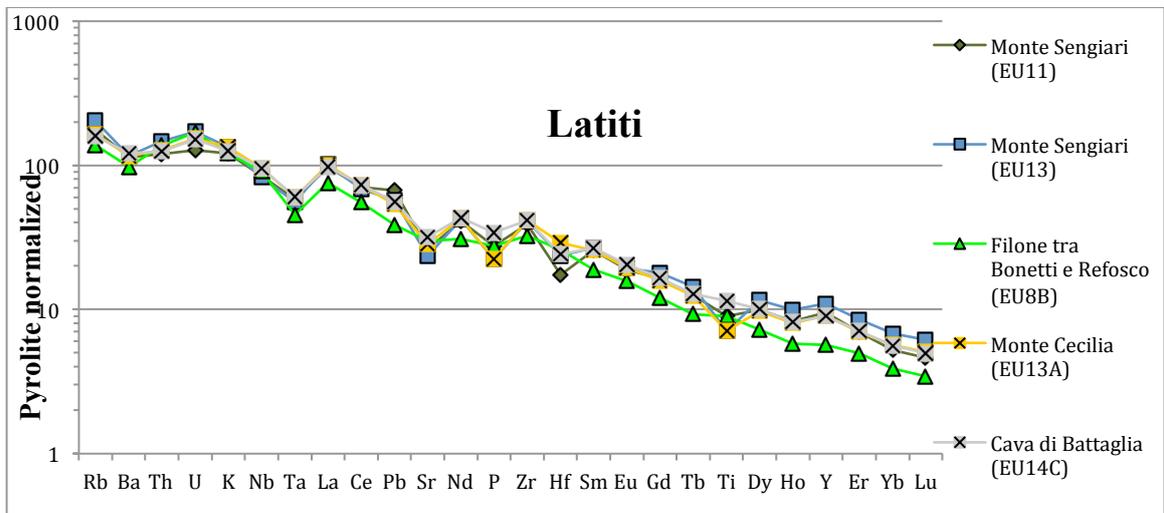
Fig. 8. Primo, secondo e terzo grafico: Rb (ppm) REE leggere/el. pesanti dei campioni Euganei e Berici. Quarto grafico: Eu/Eu* vs Sr (ppm) dei campioni Euganei e Berici.

A completamento dell'analisi geochimica sono stati eseguiti anche diagrammi multi-elemento (Fig.9), normalizzando a pirolite le concentrazioni di Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, La, Ce, Pb, Sr, Nd, P, Zr, Hf, Sm, Eu, Gd, Ti, Dy, Ho, Y, Er, Yb e Lu. Come per i grafici descritti precedentemente, anche qui si riscontrano significative differenze fra litotipi e fra campioni appartenenti allo stesso gruppo litologico. Nei basalti andesitici si osservano anomalie positive in U, La, Zr e Ti e negative in Th, K, Ta, Ce, Pb e P. I pattern dei basalti trachianandesitici, risultano molto simili a quelli dei basalti meno evoluti appena descritti. Tralasciando momentaneamente alcune differenze fra campioni che si osservano in corrispondenza di Ba, Th, U e K, all'interno dei basalti alcalini è possibile osservare le stesse anomalie in La, Pb e Ti riscontrate nei basalti meno evoluti, in particolare, per i primi due elementi, le anomalie sono più accentuate, rispetto alle corrispettive nei basalti andesitici. Andamenti molto simili fra loro si osservano anche nelle latiti, l'unica eccezione sarebbe rappresentata dal filone situato tra Cava Bonetti e Refosco (campione EU8A), che mostra un andamento più simile ai basalti alcalini, in particolare ad un'altra porzione dello stesso filone (il basalto trachianandesitico EU8B). In questo litotipo si riscontrano piccole anomalie positive in Rb, La e Zr e negative in Ba, Ta, Sr, P, Hf e Ti. Le stesse anomalie, ma più accentuate, si riscontrano anche nelle trachiti euganee. L'unica eccezione è rappresentata dall'assenza di anomalia negativa di Hf nei campioni di Monte Cero. I pattern delle trachiti sono molto simili fra loro, solo i campioni di Monte Merlo si discostano leggermente dall'andamento generale mostrando un maggiore impoverimento in REE pesanti come: Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu. Infine, gli andamenti dei campioni riolitici di Monte Ricco e Monte Brusà sono simili fra loro e mostrano le stesse anomalie riscontrate negli ultimi due litotipi, ma in maniera più accentuata. Solo l'anomalia riguardante l'Hf è minore nelle rioliti piuttosto che nelle trachiti e addirittura scompare nel campione di Cava Bonetti e diventa positiva per i campioni di Castelnuovo e di Monte Ortone. Le trachiti e il campione di Cava Bonetti si distinguono dalle altre rioliti anche per la minore evoluzione, e l'assenza di un'anomalia negativa in Eu, la quale è invece molto accentuata nel campione di Monte Brusà e presente, anche se in maniera minore, nel campione di Monte Ricco. La diminuzione di Eu, quantificabile tramite la formula Eu/Eu^* , dove $Eu^* = (Sm \times Gd)^{0.5}$, assume valore inferiore a 0,9 per le rioliti

(in particolare arriva a circa 0.25 in corrispondenza della Cava di Monte Brusà) e per le trachiti di Monte Rosso e Monte Cero (EU12). Nelle trachiti euganee si calcolano anche valori leggermente inferiori a 1 per i campioni EU5 di Monte Merlo e EU11C di Monte Cero e superiori a 1 solo per il campione EU4 di Monte Merlo e il campione EU2ZV di Zovon. Per le rocce meno evolute (latiti, basalti trachiandesitici e andesitici) i valori calcolati sono intorno a 1, solo il campione EU13 di Monte Sengiari ha un'anomalia in Europio inferiore a 0,9. Quindi gli unici campioni ad avere un'anomalia negativa in europio, oltre alle rioliti sono: Monte Rosso (EU15), Monte Cero (EU12) e Monte Sengiari (campioni EU11 e EU13). Tali anomalie si osservano bene nei grafici Eu/Eu^* vs Sr (Fig.8, quarto grafico) Ba e La. Nel primo grafico si osserva un aumento di Sr al passaggio da basalti sub-alcalini a basalti alcalini e in seguito si distinguono due serie con diverso contenuto in Sr costituite da basalti trachiandesitici, latiti e trachiti. Il gruppo di campioni con maggior contenuto in Sr è composto da Lovertino, Monte Boscalbò, Battaglia, Monte Sengiari e Monte Rosso, mentre il secondo gruppo, meno ricco in Sr, è costituito da Rovolon, Cava Bonetti, Vò, Monte Merlo e Monte Cero. Comunque, in entrambe le serie lo Sr diminuisce con il grado di evoluzione. Al contrario nel grafico Eu/Eu^* vs La, il La aumenta con il grado di evoluzione, anche se nel caso delle trachiti, come già visto nei grafici precedenti, i campioni meno evoluti risultano più arricchiti di quelli più evoluti. Di difficile interpretazione, invece il grafico Eu/Eu^* vs Ba: si osserva un aumento in Ba nel passaggio da basalti andesitici a basalti trachiandesitici, dopodichè non è più possibile distinguere un trend preciso.

Fig.9 Diagrammi multi-elemento (Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, Pb, Sr, P, Zr, Hf, Ti, Y, e REE) normalizzati a pirolite per rioliti euganee (primo grafico), trachiti euganee (secondo grafico), latiti euganee (quarto grafico) e basalti trachiandesitici, basalti andesitici, basalti e basaniti euganei e berici (quarto grafico).





Un'ispezione più dettagliata di tutti i grafici finora descritti (Fig. 5, 6, 7, 8, 9) evidenzia una leggera differenza fra i basalti trachiandesitici campionati nella porzione

occidentale (Lovertino, Rovolon) e i corrispettivi basalti trachandesitici campionati nella fascia orientale dei colli (Monte Boscalbò, Cava Bonetti) e centrale (Castelnuovo): nei grafici degli elementi maggiori i basalti occidentali risultano più ricchi in Ti, Fe, Mg, Na e P e più impoveriti in Si, Al e K rispetto a quelli orientali e centrali, mentre nei grafici plottanti gli elementi in traccia i basalti trachandesitici occidentali sono più arricchiti in V, Cr, Ni e Ba, mentre sono impoveriti in Pb, Th, U e in Rb. Proprio a causa della scarsa presenza di quest'ultimo elemento in traccia in tutti i grafici LREE/HREE vs Rb, i campioni di Rovolon e Lovertino, si discostano dagli altri basalti trachandesitici. Una differenza più accentuata fra i due gruppi di basalti è osservabile nei diagrammi aventi in ordinata Sr/Yb, Sr/Y, Sr/Tb, Sr/Hf e Sr/Zr, qui i campioni di Rovolon e Lovertino dimostrano un maggiore arricchimento in Sr rispetto agli altri basalti trachandesitici.

Le differenze appena discusse sono confermate anche dai diagrammi multi-elemento (Fig.9). Ad eccezione delle anomalie positive in La e Ti e negative in Pb, presenti in tutti i campioni trachandesitici, anomalie positive in corrispondenza di Ba, Nb, Sre P e negative in Rb, Th, U si riscontrano solo nei basalti di Rovolon e di Lovertino. Mentre i campioni di Monte Boscalbò e Cava Bonetti esibiscono anomalie positive in Rb, Th e U e negative in Ba e K. Sembrano allora distinguersi due serie magmatiche: una serie costituita da basalti alcalini meno evoluti campionata solo nell'area occidentale dei Colli Euganei, e una seconda serie che raggruppa i basalti trachandesitici più evoluti, campionati nell'area orientale, aventi composizioni e pattern di elementi incompatibili simili alle latiti. Per distinguere le due diverse serie si è preferito nominare i basalti alcalini meno evoluti "basalti trachandesitici mugearitici", mentre i basalti della seconda serie sono stati etichettati come "basalti trachandesitici transizionali". Dall'arricchimento in Ba e Nb, si può dedurre che il basalto di Vò abbia affinità con i basalti trachandesitici transizionali, mentre gli altri basalti sub-alcalini mostrano pattern più simili ai basalti trachandesitici mugearitici.

6.2. La geochimica dei Monti Berici

Nel grafico TAS (Fig. 5) i campioni raccolti nell'area berica sono stati classificati come basici, in particolare il campione BE4 come basalto, il campione BE5 come basalto andesitico e infine il campione BE6 come basanite. Pertanto quest'ultimo è il campione meno ricco in SiO₂ fra tutte le rocce analizzate in questa tesi.

Nei diagrammi di variazione di SiO₂ vs elementi maggiori (Fig. 6), rispetto ai basalti euganei i campioni BE4 e BE6 mostrano concentrazioni alte in Fe, Ti, Ca, Mg, P e basse in Si, Al, Na e K. Mentre il campione BE5 esibisce concentrazioni analoghe a quelle dei basalti andesitici euganei.

Anche nei grafici Rb vs elementi in tracce (Fig. 7) il campione BE5 mostra una chimica simile a quella dei basalti andesitici euganei. Invece i campioni BE4 e BE6 risultano più ricchi rispetto alle rocce euganee in V, Cr, Sr. Poi il campione BE6 mostra concentrazioni simili a quelle dei basalti andesitici euganei solo per Rb e Ni, mentre, per i restanti elementi in traccia (Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Pb, Th e U) esibisce concentrazioni più simili a quelle dei basalti trachandesitici euganei. Il campione BE4, invece, ha concentrazioni simili a quelle dei basalti trachandesitici euganei solo per Nb, Ba, La, Ce e Nd e per i restanti elementi in traccia (Rb, Ni, Y, Zr, Pb, Th e U) si osservano concentrazioni simili a quelle dei basalti andesitici.

Tali osservazioni sono confermate dal diagramma multielemento di figura 9: nel quarto grafico sono plottati tutti i basalti, sia berici che euganei, analizzati in questa tesi. Da tale diagramma si osserva che i campioni di Monte Lungo (BE4) e Montegalda (BE5) hanno andamenti simili ai basalti andesitici euganei, mentre il campione di Albettone (BE6) esibisce un pattern simile a quello dei basalti trachandesitici, se si trascurano la forte anomalia positiva in Sr e negativa in Rb e K.

6.3. Gli isotopi Sr-Nd-Pb dei Colli Euganei

Presso i laboratori dell'Università di Ginevra, CH, sono stati sottoposti ad analisi isotopiche di Sr, Nd, Pb i seguenti 26 campioni raccolti lungo l'area euganea: EU5,

EU7, EU9, EU11, EU13, EU14, EU15, EU31, EU33, EU34, EU40, EU50, EU52, EU53, EU8A, EU11C, EU13A, EU14C, EU1AB, EU2ZV, EU1B1, MRL, MR+, MMR, MM103, CZ15.

Grazie alle datazioni isotopiche in Ar eseguite solo sui campioni: EU4ZV, EU8B, EU9, EU13A, EU5, EU4 si sono ricavate le seguenti età, rispettivamente, $30,2 \pm 1,4\text{Ma}$, $32,30 \pm 0,52\text{Ma}$, $32,17 \pm 0,27\text{Ma}$, $32,34 \pm 0,51\text{Ma}$ (Fig.4). È possibile, allora, assumere che le rocce euganee abbiano un'età di 32 Ma circa. Utilizzando questo dato come età di cristallizzazione sono stati ricalcolati i rapporti isotopici $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dei 26 campioni elencati precedentemente (tabella 5 e fig. 10).

I basalti euganei provenienti da Vò (EU1AB) e da Colle Zabai (EU50) possiedono un ampio range di composizione isotopica in Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}=0.512907-0.512951$), mentre sia i basalti andesitici, che i basalti trachandesitici mostrano un range composizionale uniforme (rispettivamente, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}=0.512920-0.512922$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}=0.51285-0.51296$). Anche le rocce euganee più evolute, latiti e trachiti, mostrano un range composizionale abbastanza stretto (rispettivamente, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}=0.51269-0.51280$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}=0.51275-0.51284$), solo le rioliti, mostrano un range composizionale vasto ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}=0.512785-0.512894$). Quindi i valori di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ più alti sono caratteristici delle rocce meno evolute, i valori più bassi sono caratteristici delle latiti, mentre trachiti e rioliti ci posizionano fra questi due estremi. Invece, nel caso di Sr, è possibile identificare un aumento progressivo del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ con il procedere dell'evoluzione. In particolare, i litotipi basaltico, basaltico andesitico, basaltico trachandesitico mostrano range stretti e simili fra loro (rispettivamente, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}=0.7033-0.7036$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}=0.7034-0.7036$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}=0.7033-0.7039$). Latiti e trachiti mostrano range leggermente più ampi e con valori più elevati (rispettivamente, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}=0.7038-0.7050$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}=0.7038-0.7069$), infine il litotipo riolitico mostra il range composizionale più vasto e caratterizzato dai valori più alti ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}=0.7051-0.7350$). Mentre le latiti hanno il più basso rapporto composizionale $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ (18.969-19.004), il resto dei litotipi possiedono range di

rapporti isotopici simili: basalti 19.091-19.252; basalti andesitici 19.029-19.082; basalti trachianandesitici 19.090-19.324; trachiti 19.018-19.235; rioliti 19.078-19.284. Nel caso di $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sono i basalti ed i basalti andesitici ad avere irange con i più bassi rapporti isotopici (rispettivamente, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}} = 39.001-39.007$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}} = 38.997-39.053$), per i restanti litotipi presentano range variabili: latiti 39.107-39.156; trachiti 39.099-39.222; rioliti 39.143-39.154. Infine il range del $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ risulta quasi costante e varia da 15.626 (EU33) a 15.709 (EU13).

Fino ad ora si sono esclusi da questa trattazione gli xenoliti ritrovati nella cava di Monte Merlo e di Zovon (MRL, MR+, MMR, MM103, CZ15). Per tutti i rapporti isotopici i 5 inclusi mostrano range molto ampi e in genere i valori minimi di tali range corrispondono ai valori più bassi registrati dalle analisi isotopiche, mentre i valori massimi ai valori più alti: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}} = 0.51192-0.51289$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}} = 0,7032-0,7427$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}} = 18.500-20.082$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}} = 15.666-15.762$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}} = 38.864-42.039$.

Le analisi sono state poi confrontate con i dati pubblicati negli articoli di Beccaluva et al. (2007) e Macera et al. (2003) (Fig.10). In entrambi gli studi si sono analizzati gli elementi maggiori, in traccia e gli isotopi di Sr-Nd-Pb delle lave terziarie della regione veneta. In entrambi i casi si è eseguita un'attività di campionamento che ha interessato un'area ben più vasta rispetto a quella riportata in questa tesi. I campioni di Beccaluva et al., sono stati raccolti principalmente nei Lessini e in Val D'Adige ed alcuni a Marostica. Mentre le rocce raccolte da Macera et al. provengono da Lessini, Marostica, Colli Euganei e Monti Berici. Questi campioni di letteratura sono perlopiù basaniti e basalti, solo Macera et al. riscontrano rocce più evolute (trachiandesiti) negli Euganei, mentre Beccaluva et al. distinguono anche:

- basalti alcalini: rocce con composizione variabile da basalti-alcalini a hawaiiiti (con Ne normativa attorno al 3%, Beccaluva et al., 2007). Sono predominanti nell'area dei Lessini;
- basalti tholeiitici: suddivisi dagli Autori secondo il proprio carattere normativo in A-tholeiiti (3% Qtz-normativo) e B-tholeiiti (17% Hy-normativo) (Beccaluva

et al., 2007). Affiorano principalmente a Marostica e nelle aree occidentali dei Lessini.

Nel grafico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ (Fig. 10) i campioni di letteratura mostrano composizioni isotopiche simili a quelle dei basalti, dei basalti andesitici e dei basalti trachianandesitici. Le basaniti campionate da Beccaluva et al. in Val D'Adige, nei Lessini Occidentali e a Marostica hanno composizioni isotopiche simili a quelle del basalto di Colle Zabai (EU50), del basalto trachianandesitico del filone tra Cava Bonetti e Refosco (EU8A) e del basalto trachianandesitico di Lovertino (EU31). Mentre le basaniti di Macera et al., campionate a Marostica e nei Monti Berici, presentano composizioni simili al basalto trachianandesitico di Lovertino e ai basalti andesitici. Le restanti basaniti, campionate nei Lessini, hanno una composizione isotopica più simile a quella delle trachiti di Monte Merlo (EU5) e al basalto trachianandesitico di Monte Boscalbò (EU14). I basalti di Macera provenienti dai Lessini hanno composizione paragonabile a quella di Colle Zabai. Infine in questo grafico, le A-tholeiiti e le B-tholeiiti di Beccaluva non si sovrappongono a nessuna composizione isotopica delle rocce euganee, ciò vale anche per le trachiandesiti e il basalto berico raccolti da Macera et al.

Per i restanti grafici (Fig. 10) si nota che i campioni di letteratura possiedono composizioni isotopiche in Pb tali da rendere difficile un paragone con i campioni euganei di questa tesi. Ad esempio nel grafico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ (Fig. 10) solo 9D (basanite dei Lessini Occidentali di Beccaluva) e 44C (basalto alcalino dei Lessini Orientali di Beccaluva) hanno una composizione isotopica simile a quella dei basalti trachianandesitici di Rovolon e di Lovertino, mentre 20B e 72C (basalti A-tholeitici di Beccaluva, provenienti rispettivamente da Marostica e dai Lessini Orientali), BI38 (basalto B-tholeitico di Val d'Adige), BI6 (basalto alcalino di Val D'Adige di Beccaluva) e BI49 (andesite basaltica di Val D'Adige di Beccaluva) mostrano composizioni isotopiche comprese fra quelle dei campioni EU5 (trachite di Monte Merlo), EU7 (riolite di Cava Bonetti), EU8A (basalto trachianandesitico del filone tra Cava Bonetti e Refosco), EU52 (basalto

trachiandesitico di Castelnuovo). I basalti di Macera provenienti dai Berici mostrano similitudini con la composizione isotopica di EU1AB (basalto di Vò) e EU53 (basalto trachiandesitico di Castelnuovo) ed infine le trachiandesiti euganee campionate da Macera hanno una composizione isotopica compresa fra quelle di EU14 (basalto trachiandesitico di Boscalbò) e EU1AB (basalto di Vò). I restanti campioni presentano composizione isotopiche in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ più alte rispetto a quelle dei campioni euganei (vedi basaniti dei Lessini Occidentali di Beccaluva e basaniti di Marostica di Macera) o più basse (vedi alcune B-tholeiiti di Val d'Adige di Beccaluva e basaniti dei Lessini di Macera).

Nel grafico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Fig. 10) trovare delle correlazioni fra i campioni euganei e i campioni di letteratura risulta ancora più difficile, dato che sia i campioni di Macera et al. che quelli di Beccaluva et al. presentano rapporti isotopici di $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ più bassi rispetto a quelli della maggior parte dei campioni di questa tesi, ma simili a quelli del campione trachiandesitico di Rovolon e del basalto di Colle Zabai. Solo i campioni BI49 (andesite basaltica di Val D'Adige di Beccaluva), BI38 (basalto B-tholeittico di Val d'Adige), e 20B (basalto A-tholeiitico di Beccaluva di Marostica) presentano composizioni isotopiche in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ e in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ simili a quelli dei campioni trachibasaltici EU52 (Castelnuovo) e EU8A (filone tra Cava Bonetti e Refosco).

Infine, dall'ultimo grafico, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Fig.10), pochi campioni di letteratura si sovrappongono con quelli euganei. Solo le trachiandesiti euganee di Macera et al. hanno una composizione isotopica simile a quella dei basalti andesitici di questa tesi. I restanti hanno un rapporto $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ troppo basso (vedi basalti e basaniti di Lessini di Macera, andesite basaltica, A-tholeiiti, B-tholeiiti, basalti alcalini di Beccaluva) o troppo alti (vedi basaniti di Beccaluva e basaniti di Marostica di Macera).

Nonostante le scarse sovrapposizioni fra campioni di letteratura e campioni euganei si può comunque formulare un'importante considerazione. Focalizzando l'attenzione solo sui campioni di Beccaluva e quelli di questa tesi, gli isotopi di Pb

mostrano una piccola differenza fra basalti alcalini e sub-alcalini, che sono rispettivamente caratterizzati da $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ più alto e più basso di 19.2.

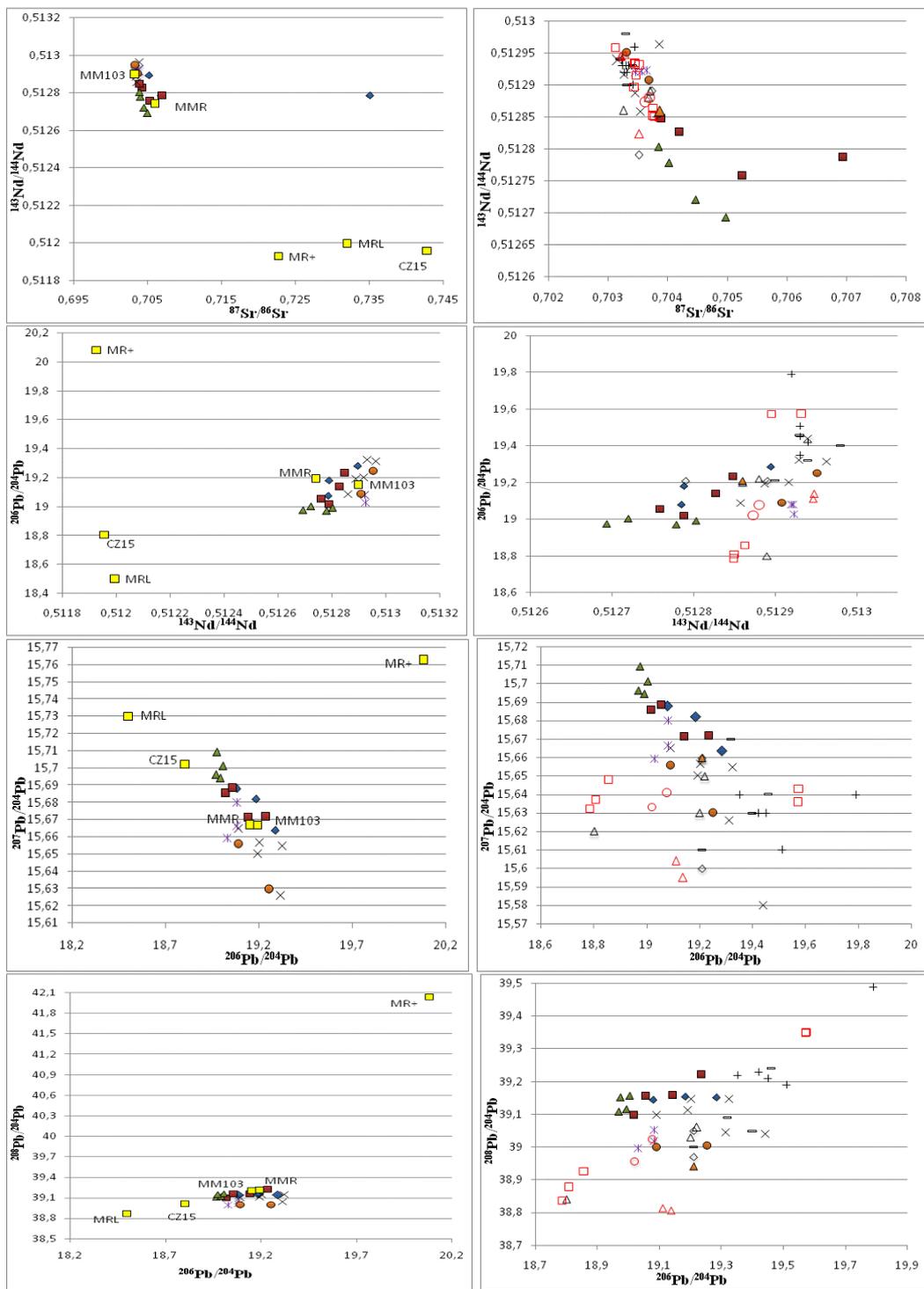


Fig. 10. Nella colonna a sinistra sono posti i grafici $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (i rapporti isotopici sono stati corretti a 32Ma) con i campioni euganei (rioliti, trachiti, latiti, basalti trachiandesitici, basalti andesitici, basalti e xenoliti metamorfici). Nella colonna a destra sono posti i grafici con campioni euganei e i di letteratura di Beccaluva et al., (2007) e Macera et al., (2003).

7. I modelli EC-AFC

7.1 Descrizione del modello EC-AFC

L'evoluzione geochimica di un magma è strettamente legata alle interazioni con l'ambiente circostante. Il comportamento da sistema aperto (es. assimilazione e rifornimento del magma) è più la regola che l'eccezione per un magma che si muove dalla sorgente alla superficie. L'evidenza di open-system magmatic processes è abbondante nelle rocce ignee. Documentare questi processi è d'obbligo per capire le dinamiche dei reservoir magmatici, inclusi i processi che portano alla diversità composizionale nelle rocce ignee, e per decifrare l'evoluzione termochimica della crosta e del mantello.

I modelli quantitativi descriventi i processi di sistema aperto come l'assimilation-fractional crystallization (AFC) sono utili, ma soffrono di diversi deficit. I principali fra questi sono l'assenza di conservazione di energia e la mancata considerazione della fusione parziale delle rocce incassanti. Per ovviare a questo, Spera e Bohrsen, nel 2001, idearono un nuovo modello quantitativo: Energy-Constrained Assimilation Fractional Crystallization (EC-AFC). Secondo gli Autori i processi di sistema aperto, assimilazione (assimilation) di rocce incassanti fuse per anatessi e formazione di cumulati per cristallizzazione frazionata (fractional crystallization), possono essere formulati come un set accoppiate di equazioni differenziali non lineari $2+t+i+s$ dove t è il numero di elementi in traccia, i è il numero di rapporti isotopici e s è il numero di rapporti isotopici stabili trattati nella simulazione dei path geochimico. La soluzione del set di equazioni differenziali, avendo la temperatura del magma (T_m) come variabile indipendente, fornisce valori di:

- temperatura media della roccia incassante (T_a),
- frazione del fuso entro il corpo del magma (M_m),
- massa dei cumulati formati (M_c),

- massa della roccia incassante coinvolta nell'interazione termica (M_a°),
- massa del fuso anatetico assimilato (M_a^*),
- concentrazione di t elementi in traccia (C_m)
- i+s rapporti isotopici (ϵ_m) nel magma (fuso più cumulati) e nel fuso anatetico trasportato al magma evolvente.

I parametri di input necessari per l'utilizzo del programma sono:

- una user-defined temperatura di equilibrio del sistema (T_{eq});
- le temperature iniziali del magma (T_{mo}) e dell'assimilante (T_{ao});
- la temperatura del solidus (T_s);
- le composizioni iniziali del magma e della roccia incassante;
- i coefficienti di distribuzione e le loro temperature dependences;
- l'entalpia di fusione (H_{fus}) e di cristallizzazione (H_{cry});
- la capacità di calore specifico isobarico del magma (C_{pm});
- la capacità di calore specifico isobarico dell'assimilante (C_{pa}).

I modelli EC-AFC rappresentano un significativo miglioramento agli esistenti modelli AFC per diversi ragioni:

1. l'inclusione di energia di conservazione fornisce un collegamento diretto tra i parametri termici e i dati geologici;
2. i "classici" AFC modellano solo la massa e le caratteristiche chimiche, mentre EC-AFC modella massa e le caratteristiche chimiche e termiche di un corpo magmatico, permettendo all'energia di un reservoir magmatico open-system di essere collegato con l'evoluzione geochemica;
3. paragonati ai modelli AFC, i trend geochemici EC-AFC esibiscono comportamenti non monotoni che sono direttamente correlati agli effetti della conservazione dell'energia e della fusione parziale della roccia incassante;

- il paragone fra i risultati AFC e EC-AFC ottenuti da dati di centri vulcanici dimostra che EC-AFC è più adatto per monitorare i trend composizionali, fornisce un contesto fisico plausibile per il processo di AFC e permette di fare predizioni geologicamente rilevanti su particolari sistemi magmatici.

7.2. Applicazioni del modello EC-AFC al sistema magmatico

I campioni euganei mostrano allineamenti più o meno definiti lungo trend di covarianza in diagrammi di variazione isotopo/isotopo (Fig.11) Inoltre, soprattutto per la serie alcalina, è visibile un trend di covarianza tra isotopi e indici di evoluzione magmatica come MgO e SiO₂. In particolare, si osserva come per valori calanti di MgO i campioni assumono via via valori più alti di ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{32Ma} e più bassi di ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{32Ma} e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_{32Ma}. La cosa opposta si osserva in funzione del contenuto di SiO₂. È possibile quindi presupporre che questi siano trend di contaminazione crostale, ovvero che il magma parentale delle rocce euganee, risalendo verso la superficie, abbia assimilato roccia incassante fondendola parzialmente grazie al calore rilasciato dal magma stesso. Avvalendosi del programma EC-AFC appena descritto, si è cercato di modellizzare il possibile ruolo di tale contaminazione crostale.

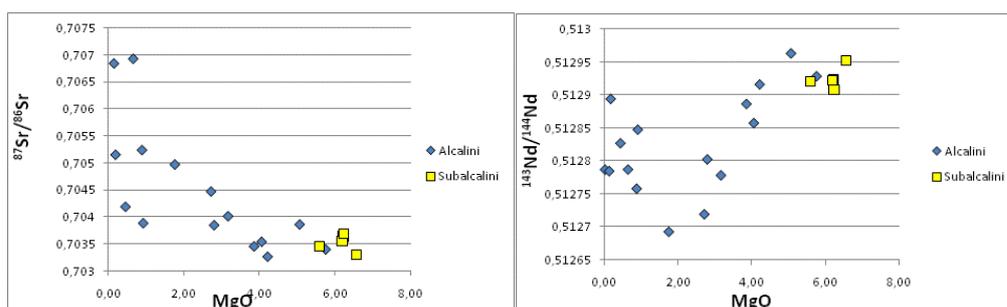


Fig. 11. Grafici MgO (wt.%) vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i rapporti isotopici sono stati corretti a 32Ma). In questi grafici i litotipi sono stati suddivisi in 2 gruppi: litotipi alcalini e litotipi subalcalini.

Dati gli elevati rapporti isotopici di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ e i bassi rapporti isotopici di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ il campione EU50 appare come uno dei campioni meno contaminati, pertanto può essere considerato come il campione meglio rappresentante il magma più primitivo da cui sarebbero derivate le rocce euganee. Per contro, gli inclusi di Monte Merlo (MRL e MR+) e di Zovon (CZ15) mostrano i più bassi rapporti in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ e i più alti rapporti in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ fra quelli raccolti nell'area euganea. Essi possono essere considerati come resti di crosta continentale inglobata dal magma durante la sua risalita e in quanto tali sono i candidati più probabili al ruolo di contaminanti. I restanti inclusi di Monte Merlo (MMR e MM103) possiedono rapporti isotopici simili a quelli dei campioni alcalini euganei, per cui non possono essere considerati come end-member ideali per l'ipotetico trend di contaminazione mostrato da i campioni basici euganei. Infatti, quand'anche le litologie che questi inclusi rappresentano (rispettivamente una granulite ed uno gneiss a biotite con anfibolo e a biotite con pirosseno) fossero assimilate in grandi quantità, la loro firma isotopica simile ai basalti di partenza non farebbe deviare significativamente la composizione di quest'ultimi.

Per modellizzare il comportamento del magma con il programma EC-AFC si è utilizzato come composizione di partenza quella del campione EU50 e ciascuno dei campioni MRL, CZ15 e MR+ come contaminanti. Per questi modelli si è preferito trattare, in un primo momento, gli inclusi come resti di crosta inferiore e successivamente come resti di crosta superiore, facendo attenzione a modificare sia i parametri termici che i parametri composizionali richiesti dal programma.

I parametri termici e composizionali utilizzati sono qui di seguito riportati.

Parametri termici EC-AFC considerando gli inclusi come crosta inferiore:

- Temperatura liquidus magma: 1250°C (parametro calcolato al MELTS al QFM e a 1% di acqua e a 5 Kbar)
- Temperatura iniziale magma: 1250°C
- Temperatura liquidus assimilato: 950°C
- Temperatura iniziale assimilato: 450°C

- Temperatura solidus: 650°C
- Temperatura di equilibrio: 669°C
- Entalpia di cristallizzazione: 396000 J/kg
- Calore specifico del magma isobarico: 1484J/kgK
- Entalpia di fusione: 350000 J/kg
- Calore specifico isobarico dell'assimilante: 1388J/kgK

Parametri termici EC-AFC considerando gli inclusi come crosta superiore:

- Temperatura liquidus magma: 1250°C (parametro calcolato al MELTS al QFM e a 1% di acqua e a 5 Kbar)
- Temperatura iniziale magma: 1250°C;
- Temperatura liquidus assimilato: 850°C
- Temperatura iniziale assimilato: 300°C
- Temperatura solidus: 600°C
- Temperatura di equilibrio: 669°C
- Entalpia di cristallizzazione: 396000 J/kg
- Calore specifico del magma isobarico: 1484J/kgK
- Entalpia di fusione: 270000 J/kg
- Calore specifico isobarico dell'assimilante: 1388J/kgK

D^0 considerati per i modelli EC-AFC per crosta inferiore:

Elemento	Sr	Nd	Pb
D^0 per magma	0,3	0,1	0,17
D^0 per assimilante	0,5	0,2	0,45

D^0 considerati per i modelli EC-AFC per crosta superiore:

Elemento	Sr	Nd	Pb
D^0 per magma	1,5	0,4	0,17
D^0 per assimilante	0,5	0,2	0,56

I risultati sono stati plottati in grafici elemento in concentrazione ppm vs rapporto isotopico dell'elemento considerato (Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$, Nd vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$,

Pb vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, Pb vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, Pb vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$; figura 12) e in grafici rapporto isotopico vs rapporto isotopico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$; figura 13). A differenza dei grafici finora discussi, qui i campioni euganei sono stati suddivisi in tre gruppi: alcalini, sub-alcalini e inclusi.

Non è possibile definire univocamente una singola composizione del contaminante, sia perchè le rocce euganee affiorano in un'area relativamente vasta (circa 100 km²) e quindi litologicamente eterogenea, sia perché gli inclusi rinvenuti appartengono a diverse litologie crostali. Dai grafici prodotti si nota che i campioni euganei sono compresi all'interno dell'area delimitata dai trend EC-AFC calcolati. Questi modelli mostrano quindi come la composizione della crosta contaminante potrebbe essere compresa tra le composizioni dei tre inclusi MRL, CZ15, MR+, e non è da escludere che i magmi euganei siano in realtà stati contaminati da diverse proporzioni di queste varie litologie.

Osservando il grafico concentrazione Sr vs rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.10), la composizione isotopica per i campioni più radiogenici (es. EU2ZV: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ 0,706933175, [Sr] 170 ppm) si ottiene tramite una quantità assimilata di crosta inferiore pari a 12,8%, 14,1% o 25% (a seconda se si considera come contaminante MRL o CZ15 o MR+, rispettivamente) o superiore pari a 4,8%, 5,5%, 7,4% (a seconda se si considera come contaminante MRL o CZ15 o MR+ rispettivamente), ma la concentrazione di Sr nelle curve di assimilazione subisce un incremento che non è mostrato dai campioni. In altre parole è come se parte dei campioni euganei subissero un processo di semplice cristallizzazione frazionata dominata da fasi relativamente ricche in Sr (es. plagioclasio) non accompagnata (o accompagnata solo in minima parte) da assimilazione. In questo caso c'è una grande differenza fra curve calcolate per la crosta inferiore e quelle calcolate per la crosta superiore.

Il grafico concentrazione Nd vs rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ (Fig. 12) mostra che per raggiungere la composizione isotopica e la concentrazione di Nd dei campioni più evoluti (es. EU13: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ 0,512693247, [Nd] 52,68 ppm) è

necessaria una quantità assimilata di crosta inferiore pari a 19,6%, 5,5%, 3,9% (a seconda se si considera come contaminante MRL o CZ15 o MR+ rispettivamente) o superiore pari a 11,3%, 4,1%, 14,2% (a seconda se si considera come contaminante MRL o CZ15 o MR+ rispettivamente). Anche in questo caso, il modelling per la crosta inferiore non rappresenta la firma isotopica in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$.

Per i grafici con Pb agli assi (Fig.12), si nota subito che il campione MR+ presenta una firma isotopica in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ e in $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ (20,082 e 42,039, rispettivamente) completamente diversa dai restanti due inclusi (MRL: 18,500, 38,864; CZ15: 18,803, 39,006). Secondo il grafico concentrazione Pb vs rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, per raggiungere la composizione isotopica e la concentrazione di Pb dei campioni più evoluti (es. EU13A: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,969, [Pb] 8,05 ppm) è necessaria una quantità assimilata di crosta inferiore pari a 1,7%, 2,8% (a seconda se si considera come contaminante MRL o CZ15 rispettivamente) o superiore pari a 2,3%, 3,7% (a seconda se si considera come contaminante MRL o CZ15 rispettivamente). Mentre MR+, per i parametri termici considerati, non agisce da contaminante. Infatti, anche nei grafici la curva EC-AFC di MR+ presenta andamento opposto a quello delle altre curve intersecando solo pochi campioni meno evoluti (EU50, EU7, EU33 e EU31).

Comunque, grazie alle curve di EC-AFC di CZ15 e di MRL, si nota che per raggiungere la composizione isotopica dei campioni più evoluti è necessario assimilare una quantità di crosta inferiore minore rispetto a quella della crosta superiore. Infine, si osserva che, considerando sia l'incluso MRL che l'incluso CZ15, la quantità di crosta superiore (o inferiore) richiesta per ottenere la firma isotopica dei campioni più radiogenici in Pb è inferiore a quella richiesta per ottenere la firma isotopica dei campioni più radiogenici in Nd o in Sr.

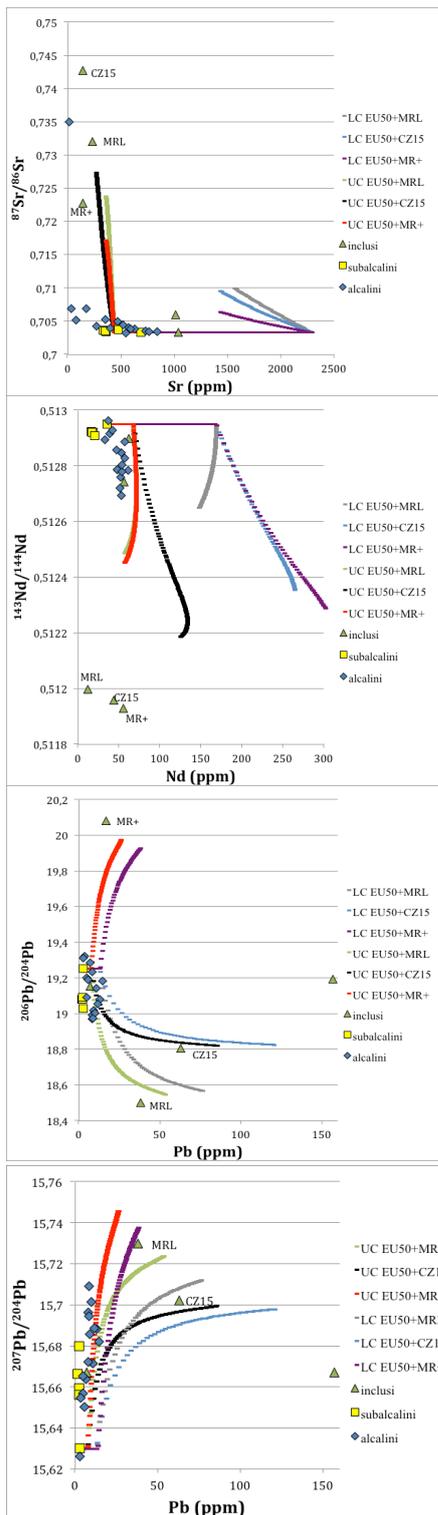


Fig.12: Grafici concentrazione elemento in ppm vs rapporto isotopico corretto a 32Ma con curve EC-AFC modellate per crosta inferiore (LC) e crosta superiore (UC) e con campioni euganei distinti in alcalini (indicatore azzurro), subalcalini (indicatore giallo) e inclusi (indicatore verde). Nei grafici:

- la curva EC-AFC di colore grigio è stata modellata per crosta inferiore (LC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MRL;
- la curva EC-AFC di colore azzurro è stata modellata per crosta inferiore (LC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione CZ15;
- la curva EC-AFC di colore viola è stata modellata per crosta inferiore (LC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MR+;
- la curva EC-AFC di colore verde è stata modellata per crosta superiore (UC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MRL;
- la curva EC-AFC di colore nero è stata modellata per crosta superiore (UC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione CZ15;
- la curva EC-AFC di colore rosso è stata modellata per crosta superiore (UC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MR+.

NB: nei grafici $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ il campione MR+ non è indicato, in quanto si trova fuori scala.

Analizziamo ora i grafici disegnati utilizzando solo i rapporti isotopici (Fig. 13).

Sia nello spazio isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ che in quello $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ (Fig. 13) la curva EC-AFC che fitta meglio i dati Euganei è quella ottenuta contaminando il magma iniziale con materiale di composizione CZ15. Tuttavia i campioni euganei si localizzano in un'area delimitata dalle curve EC-AFC calcolate. I modelli mostrano quindi come la composizione del contaminante crostale potrebbe essere compresa tra le composizioni dei tre inclusi MRL, CZ15 e MR+. Non è da escludere, quindi, che i magmi euganei siano in realtà stati contaminati da diverse proporzioni di queste varie litologie.

Per i grafici con Pb agli assi (Fig.13) non si osservano sostanziali differenze fra le curve EC-AFC modellate per crosta superiore e crosta inferiore, pertanto in questi due grafici le due curve si sovrappongono, mostrando solo gli andamenti delle curve EC-AFC modellate per crosta inferiore.

Per i grafici con Pb agli assi (Fig.13), come già detto, si nota subito che il campione MR+ presenta una firma isotopica in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ e in $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ completamente diversa dai restanti due inclusi (in particolare è molto più radiogenico in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ e in $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$). Di conseguenza le curve EC-AFC calcolate per questo incluso esibiscono andamento opposto rispetto a quelle calcolate per composizioni diverse del contaminate. Come sempre i campioni euganei si localizzano nell'area delimitata dalle curve EC-AFC, ma, rispetto al caso precedente, i campioni risultano nettamente più vicini alle curve EC-AFC di MRL e di CZ15. Tuttavia, la firma isotopica di MR+ tende a spostare gli indicatori dei campioni verso rapporti isotopici in Pb più elevati e quindi una contenuta contaminazione del magma con materiale di composizione MR+ potrebbe spiegare la dispersione verso destra (verso valori più radiogenici) dei campioni euganei.

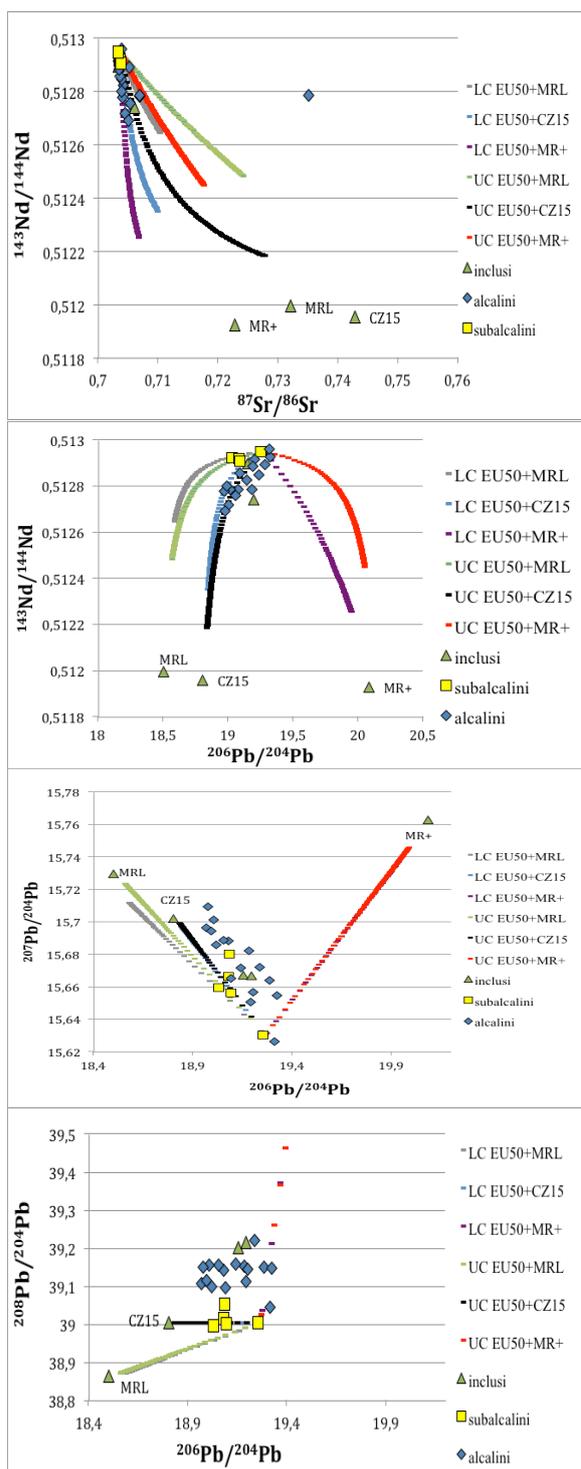


Fig.13: Grafici concentrazione rapporto isotopico corretto a 32Ma vs rapporto isotopico corretto a 32Ma con curve EC-AFC modellate per crosta inferiore (LC) e crosta superiore (UC) e con campioni euganei distinti in alcalini (indicatore azzurro), subalcalini (indicatore giallo) e inclusi (indicatore verde). Nei grafici:

- la curva EC-AFC di colore grigio è stata modellata per crosta inferiore (LC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MRL;
- la curva EC-AFC di colore azzurro è stata modellata per crosta inferiore (LC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione CZ15;
- la curva EC-AFC di colore viola è stata modellata per crosta inferiore (LC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MR+;
- la curva EC-AFC di colore verde è stata modellata per crosta superiore (UC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MRL;
- la curva EC-AFC di colore nero è stata modellata per crosta superiore (UC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione CZ15;
- la curva EC-AFC di colore rosso è stata modellata per crosta superiore (UC) assumendo che il magma di composizione EU50 assimilasse il contaminante di composizione MR+.

NB: nei grafici $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ il campione MR+ non è indicato, in quanto si trova fuori scala.

Quindi in generale, nonostante per i grafici isotopi vs campione i modelli EC-AFC fittino i dati solo parzialmente, dall'osservazione dei grafici isotopo-isotopo è possibile affermare che il modelling EC-AFC da risultati compatibili con la contaminazione del magma iniziale con il materiale crostale. In particolare le curve

ottenute con i parametri adatti a litologie di crosta superiore funzionano nettamente meglio rispetto a quelle ottenute da crosta inferiore. Le curve EC-AFC mostrano come il contaminante potrebbe in realtà essere costituito da una risultante di diverse proporzioni dei vari inclusi esaminati.

8. Reservoir del mantello

Nei grafici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ (figura 14) si sono proiettati i campioni euganei e i reservoir del mantello DMM (depleted MORB mantle), HIMU (high-mu, ovvero reservoir ad alto U/Pb), EM1, EM2 (enriched mantle, rispettivamente 1 e 2).

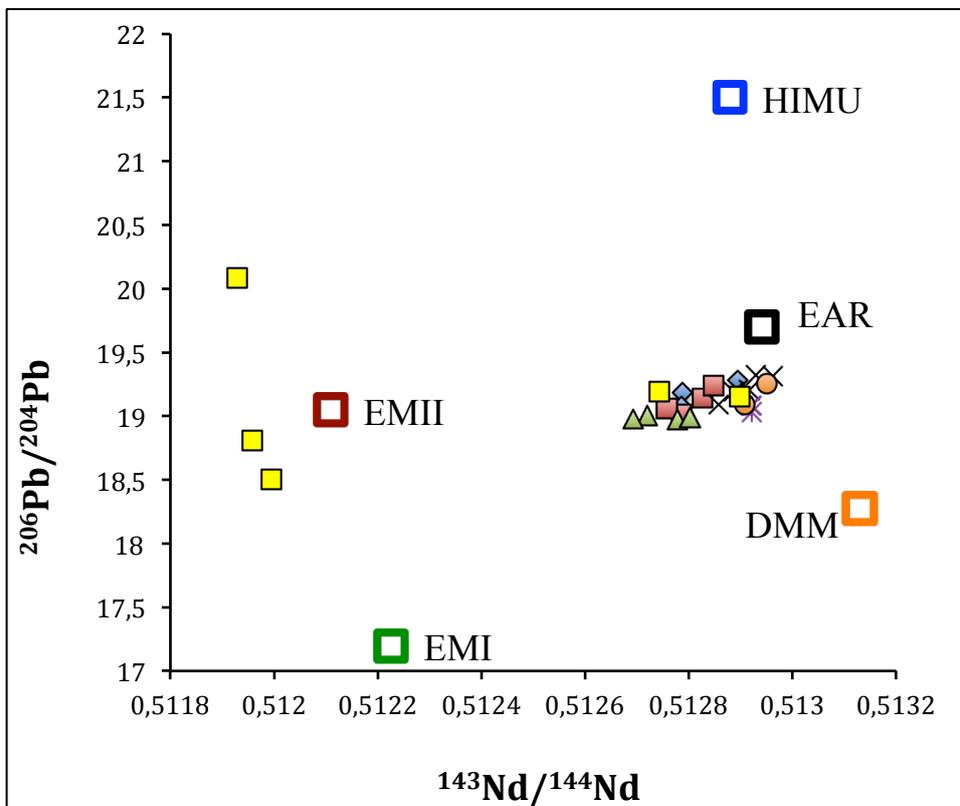
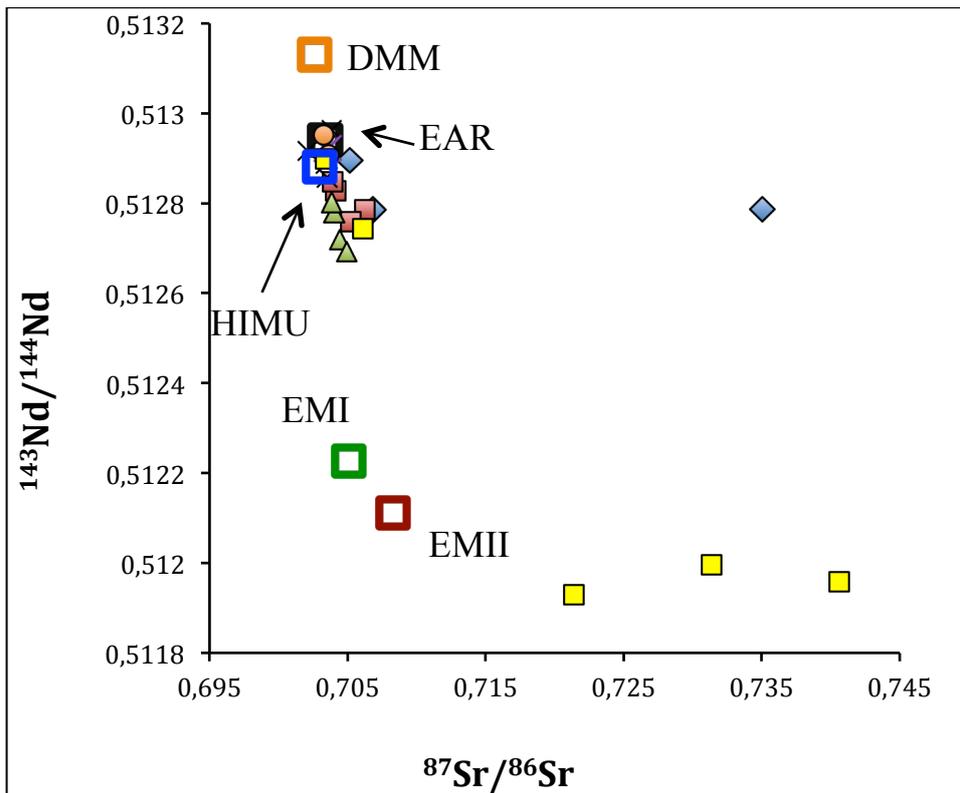
In tutti i grafici si nota che i campioni basaltici (basalti, basalti andesitici, basalti trachandesitici) si ritrovano plottati tra i componenti DMM e HIMU, in particolare il contributo di HIMU è più evidente nei basalti alcalini. Come già detto gli isotopi del Pb confermano l'esistenza di una piccola ma significativa differenza composizionale tra i magmi alcalini e i magmi subalcalini, i quali sono rispettivamente caratterizzati da $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ più alta e più bassa di 19,2. Mentre i termini più evoluti (latiti, trachiti, rioliti) si ritrovano spostati verso il reservoir EM2. Queste osservazioni sono confermate anche dai restanti magmi della provincia magmatica veneta analizzati da Beccaluva et al. (2007). Secondo questi Autori, questi dati geochimici indicherebbero che il mantello litosferico della placca Adria venne arricchita da agenti metasomatizzanti aventi firme isotopiche tipiche di HIMU. Questa configurazione geochimica è stata denominata LVC (low-velocity component; da Hoernle et al., 1995) o EAR (European asthenospheric reservoir; Cebrià e Wilson, 1995).

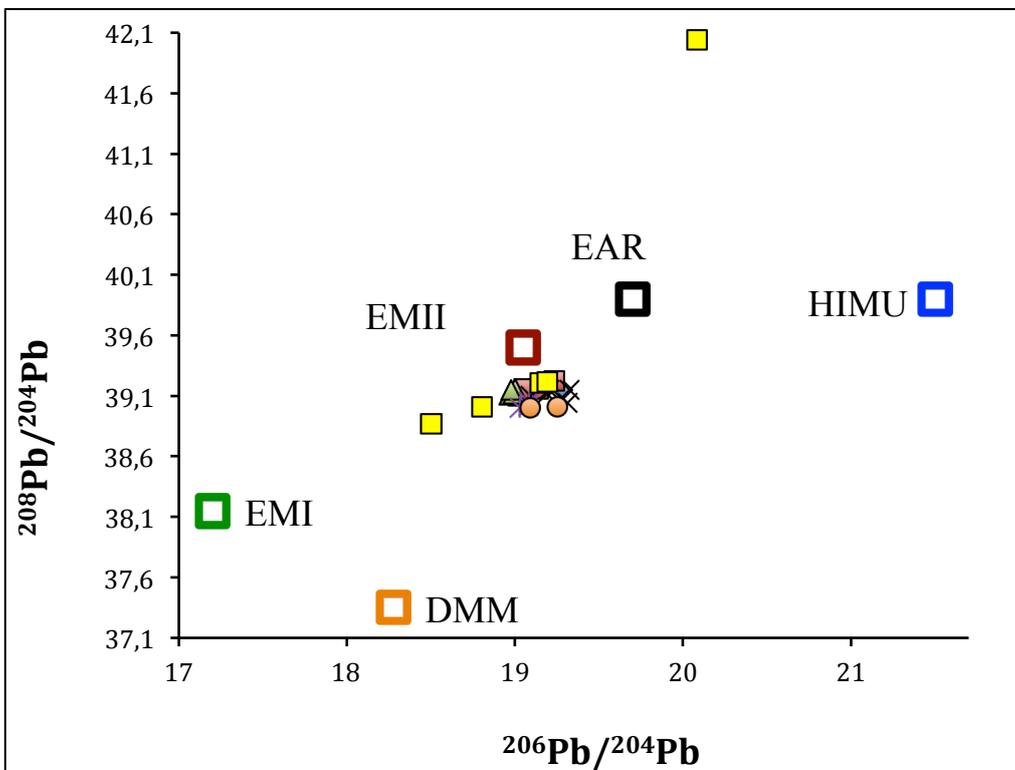
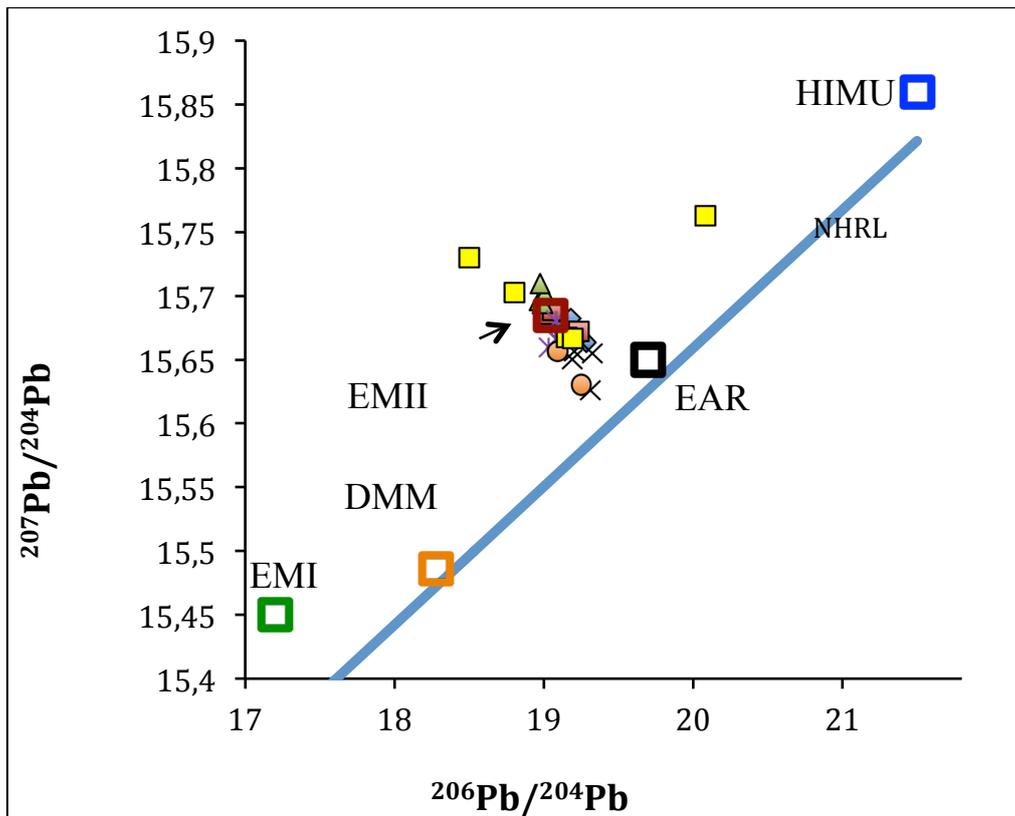
Hoernle et al. (1995) individuarono per primi quest'ultima sorgente mantellica. Gli Autori, infatti, suggeriscono l'esistenza di una grande regione di risalita nel mantello superiore che si estende dall'Oceano Atlantico orientale all'Europa centrale e al Mediterraneo occidentale. Questa regione di upwelling assomiglierebbe a una lamina inclinata (inclined sheet) che si estende a profondità superiori di 500 km sotto l'Atlantico orientale ed ha un'ampiezza di approssimativamente 2500 km in direzione NNE e flette verso est con diminuzione della profondità per circa 4000 km al di sotto dell'Africa settentrionale, il Mediterraneo occidentale e l'Europa centrale. Tale sorgente rappresenterebbe la sorgente mantellica astenosferica che avrebbe generato sia la

provincia magmatica dell'Atlantico orientale che la provincia magmatica dell'Europa Centrale.

Proiettando dunque negli stessi grafici il reservoir EAR si osserva come i litotipi euganei meno evoluti (soprattutto i basalti trachindesitici), rispetto agli altri reservoir, abbiano una firma isotopica più prossima a quella caratterizzante il polo EAR. La differenza fra basalti alcalini e basalti sub-alcalini è stata spiegata da Beccaluva et al., 2007. I magmi più alcalini, generati da profonde sorgenti di mantello, mostrano una firma isotopica HIMU più forte, suggerendo che questo componente metasomatizzante proveniente dal mantello sub-litosferico si accumulò più efficacemente nei livelli litosferici inferiori. Al contrario, i magmi subalcalini, generati a profondità minori nel mantello litosferico, registrano una leggera firma isotopica EM2 che potrebbe essere legata ad un arricchimento più antico, meno mascherato dai componenti HIMU (Beccaluva et al., 2005).

Fig.14 Grafici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (i rapporti isotopici sono stati corretti a 32Ma) con campioni euganei e i reservoir del mantello DMM, HIMU, EMI, EMII, EAR.





9. Conclusioni

La presente tesi ha permesso di studiare in maniera dettagliata tutti i litotipi presenti nel distretto euganeo e i litotipi presenti nelle zone periferiche orientali e meridionali del vicino distretto berico. Questi due settori costituiscono, assieme al distretto lessino e marosticano, la provincia magmatica terziaria del Veneto.

I campioni raccolti sono stati sottoposti a diverse analisi: esame microscopico, analisi spettrometriche in XRF (X-Ray Fluorescence) e di massa ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry), analisi isotopiche di Nd-Sr-Pb e datazioni radioisotopiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. I risultati di tali analisi hanno evidenziato la presenza di differenti litotipi: basanite (solo ad Albettono, nel distretto berico), basalto, basalto andesitico, basalto trachianandesitico, trachianandesite, trachite e riolite, aventi età di ca. 32 Ma. In particolare, fra i basalti alcalini sembrano distinguersi due serie magmatiche: (1) i “basalti trachianandesitici mugaritici”, i quali sono basalti alcalini meno evoluti, caratterizzati da anomalie positive di Ba, Nb, Sr e P e negative in Rb, Th, U. Questi basalti sono stati campionati solo nell’area nord-occidentale dei Colli Euganei (Rovolon e Lovertino); (2) i “basalti trachianandesitici transizionali”, i quali sono i basalti trachianandesitici più evoluti esibenti anomalie positive in Rb, Th e U e negative in Ba e K. Questi basalti sono stati campionati nell’area nord-orientale dei Colli Euganei (Monte Boscalbò e Cava Bonetti).

Proiettando nei grafici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{32\text{Ma}}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{32\text{Ma}}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ i campioni euganei assieme ai reservoir del mantello DMM, HIMU, EM1, EM2, si è osservato che (1) i campioni basaltici (basalti, basalti andesitici, basalti trachianandesitici) si ritrovano plottati tra i componenti DMM e HIMU ed in particolare il contributo di HIMU è più evidente nei basalti alcalini, (2) i termini più evoluti (latiti, trachiti, rioliti) si ritrovano spostati verso il reservoir EM2. Queste osservazioni rispecchiano quelle effettuate da Beccaluva et al., (2007) su basaniti, basalti, basalti alcalini e basalti tholeiitici raccolti principalmente nei Lessini e in Val D’Adige ed alcuni a Marostica.

Il paragone fra i nostri campioni e quelli della VVP di Beccaluva et al. (2007) è stato, poi, particolarmente utile anche per un'altra ragione: in entrambi gli studi, gli isotopi di Pb dimostrano una piccola differenza fra basalti alcalini e sub-alcalini, che sono rispettivamente caratterizzati da $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{32\text{Ma}}$ più alto e più basso di 19,2. Per spiegare questi dati geochimici, gli Autori hanno supposto che il mantello litosferico della placca Adria venne arricchito da agenti metasomatizzanti aventi firme isotopiche tipiche di HIMU. Questa configurazione geochimica, individuata per la prima volta da Hoernle et al. (1995), è stata denominata LVC (low-velocity component) o EAR (European asthenospheric reservoir; Cebrià e Wilson, 1995). Dato che i magmi più alcalini mostrano una firma isotopica HIMU più forte, la componente metasomatizzante proveniente dal mantello sub-litosferico deve essersi accumulata più efficacemente nei livelli litosferici inferiori, mentre i magmi subalcalini, generati a profondità minori nel mantello litosferico, registrano una leggera firma isotopica EM2 che potrebbe essere legata ad un arricchimento più antico, meno mascherato dai componenti HIMU (Beccaluva et al., 2005) Tale tesi sembra, dunque, essere adatta anche per i campioni basaltici del distretto euganeo. Per i litotipi più evoluti (latiti, trachiti e rioliti) la scarsa affinità con il reservoir EAR, potrebbe essere dovuta da una contaminazione del magma iniziale con il materiale crostale, come dimostra il modelling EC-AFC ed in particolare le curve ottenute con i parametri adatti a litologie di crosta superiore nelle quali si supponeva che il campione EU50 fosse contaminato da materiale crostale avente composizione degli xenoliti metamorfici. Le curve EC-AFC mostrano come il contaminante potrebbe in realtà essere costituito da una risultante di diverse proporzioni dei vari inclusi esaminati.

Bibliografia

Astolfi G., Colombara F., (1983) La geologia dei Colli Euganei, Editoriale Programma 19-31.

Beccaluva L., Bianchini G., Bonadiman C., Coltorti M., Milani L., Salvini L., Siena F., Tassinari R., (2007) Intraplate lithospheric and sublithospheric components in the Adriatic domain: Nephelinite to tholeiite magma generation in the Paleogene Veneto volcanic province, southern Alps. *Geological Society of America*, 131-152.

Cozzi R., Protti P., Ruaro T., (1997) Spettrometria di emissione al plasma- *Elementi di chimica strumentale*, ed. Zanichelli (prima edizione), 306-316 .

De Pieri R., Gregnanin A., Sedeo R., (1983) Guida alla escursione sui Colli Euganei *Mem. Soc. Geol.It.*, 371-381.

De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M., (1976) Aspetti petrogenetici del vulcanesimo terziario veneto. *Memoria degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*, Vol XXX, 3-27.

Hoernie K., Zhang Y., Graham D., (1995) Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, Vol. 374, 34-39.

Klein C., (2008) Fluorescenza di raggi X-*Mineralogia*, ed. Zanichelli (prima edizione), 308-310.

Macera P., Gasperin D., Piromallo C., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Martin S., (2003) Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of the

Tertiary volcanics from the Veneto region (South-Eastern Alps). *Journal of Geodynamics*, 563-590.

Piccoli G., Sedea R., Bellati R., Di Lallo E., Medizza F., Girardi A., De Pieri R., De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M., Norinelli A., Dal Prà A., (1981) Note illustrative della carta geologica dei Colli Euganei alla scala 1: 25.000. *Memorie di Scienze geologiche*, Vol. XXXIV, 523-546.

Spera F.J., Bohron W.A., (2001) Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes I: General Model and Energy- Constrained Assimilation and Fractional Crystallization (EC-AFC) Formulation. *Journal of petrology*, Vol. 42, 999-1018.

Bohron W.A., Spera F.J., (2001) Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes II: Application of Energy- Constrained Assimilation and Fractional Crystallization (EC-AFC) Model to Magmatic Systems. *Journal of petrology*, Vol. 42, 1019-1041.

White W. M., (2009) Radiogenic isotope geochemistry- Geochemistry, prima edizione, casa editrice Wiley-Blackwell, 313-358.