

## Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione e scopo del lavoro</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Inquadramento geologico regionale</b>	<b>2</b>
	<i>Le Alpi</i>	2
	<i>Il magmatismo Oligocenico periadriatico</i>	4
	<i>Il Plutone della Valle del Cervo</i>	5
	<i>Litologia</i>	7
	<i>Geochimica</i>	11
	<i>I Campioni Analizzati</i>	12
<b>3</b>	<b>Importanza dello zircone nelle Scienze della Terra</b>	<b>14</b>
	<i>Geocronologia U-Pb dello zircone</i>	17
<b>4</b>	<b>Metodi</b>	<b>21</b>
	<i>XRF (X-Ray Fluorescence)</i>	21
	<i>Procedura per la separazione degli zirconi</i>	23
	<i>Analisi U-Pb con LA – ICPMS</i>	24
<b>5</b>	<b>Caratterizzazione petrografica e geochimica dei campioni</b>	<b>25</b>
	<i>Descrizione macroscopica</i>	25
	<i>Studio al microscopio ottico polarizzatore</i>	27
	<i>Composizione degli elementi maggiori e in traccia</i>	32
<b>6</b>	<b>La microstruttura interna degli zirconi</b>	<b>37</b>
	<i>Campione BL2</i>	37
	<i>Campione BL4</i>	40
<b>7</b>	<b>Geocronologia U-Pb su Zircone</b>	<b>44</b>
<b>8</b>	<b>Discussione e considerazioni conclusive</b>	<b>47</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>49</b>

# Capitolo 1

## Introduzione e scopo del lavoro

I complessi intrusivi alcalini, e i loro prodotti di alterazione, costituiscono una delle principali risorse di materie prime ad alto valore economico. Il magmatismo alcalino è di solito associato a fenomeni di rifting continentale che può essere legato o ad un'incipiente divergenza di placche litosferiche (Rift dell'Africa Orientale) o ad eventi distensivi post-collisionali (Winter, 2001). La caratterizzazione petrografica, geochemica e geocronologia di questi complessi sono prerequisiti essenziali per ogni progetto di prospezione mineraria.

In Italia uno dei complessi alcalini più conosciuti è il Plutone Oligocenico della Valle del Cervo (Biella). La petrografia e la composizione degli elementi maggiori e in traccia dei diversi litotipi che lo compongono sono conosciuti nella letteratura geologica (ad es., Bigioggero *et al.*, 1994). Le datazioni radiometriche disponibili, tuttavia, sono limitate a dati Rb-Sr su separati di biotite (Bigioggero *et al.*, 1994) e a più recenti dati U-Pb su zircone separato dal piccolo nucleo granitico del Plutone Oligocenico della Valle del Cervo (Berger *et al.*, 2012). In entrambi i casi sono state ottenute età radiometriche di circa 30 Ma.

Questo lavoro di tesi si basa sull'analisi degli isotopi U-Pb di zirconi separati dalla sienite e dal monzogranito a megacristalli di ortoclasio che costituiscono gran parte del Plutone Oligocenico della Valle del Cervo. Dopo una caratterizzazione petrografica e geochemica dei campioni scelti si è proceduto alla separazione degli zirconi tramite i metodi di routine che includono separazione gravimetrica, magnetica e liquidi pesanti. I rapporti isotopici U-Pb degli zirconi sono stati determinati presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità di Pavia, usando la tecnica di spettrometria di massa accoppiata ad una microsonda ad ablazione laser (LA ICP-MS).

## Capitolo 2

### Inquadramento geologico

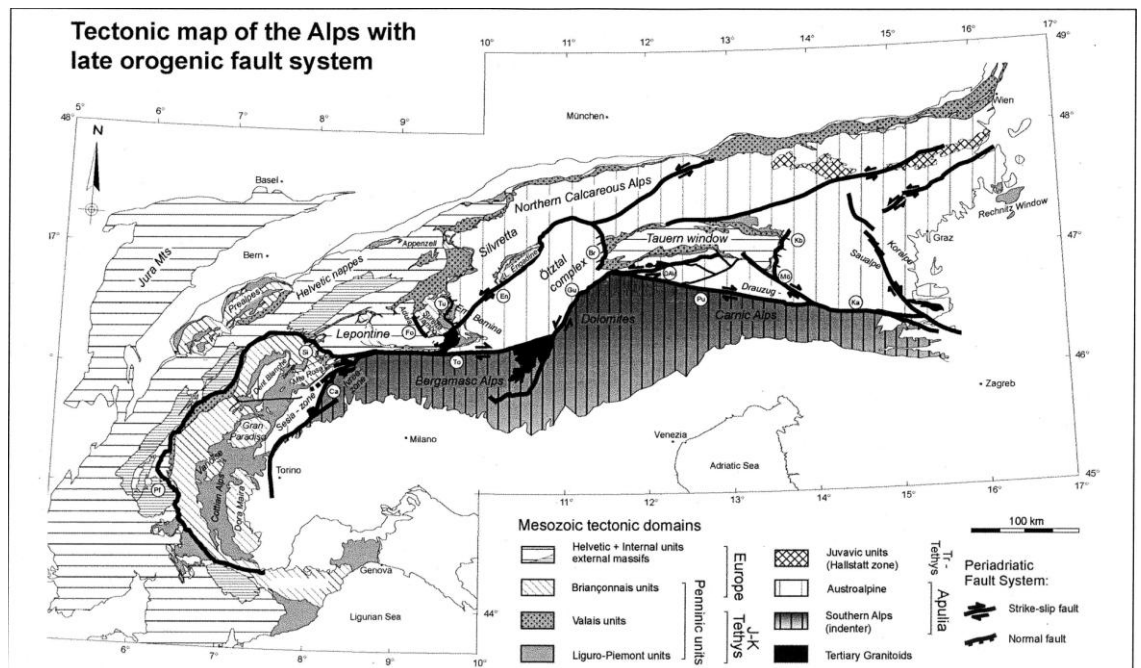
#### *Le Alpi*



*Figura 2.1 – Arco alpino visto dallo spazio ([www.googleearth.it](http://www.googleearth.it))*

Le Alpi sono una catena montuosa a doppia vergenza che ha avuto origine in seguito alla collisione continentale avvenuta circa 115 milioni di anni fa tra il promontorio africano Adria e la placca euroasiatica.

Esse sono suddivisibili in due grandi zone in contatto tettonico tramite una serie di faglie a componente trascorrente denominate Lineamento Periadriatico (Fig. 2.2).



**Figura 2.2 – Mappa tettonica semplificata delle Alpi. Modificata da Handy et al., 2004.**

A N del Lineamento Periadriatico affiorano le unità appartenenti alle Alpi s.s., mentre a S del Lineamento Periadriatico troviamo i terreni delle Alpi Meridionali.

Le Alpi in s.s. sono costituite da vari domini:

- dominio Austroalpino;
- dominio Pennidico;
- dominio Elvetico.

L'Austroalpino è un terreno che si estende principalmente nella parte orientale delle Alpi ed è costituito da unità di basamento cristallino e di copertura. Al suo interno si aprono due finestre tettoniche: la finestra dei Tauri e quella dell'Engadina

Il dominio Pennidico che affiora soprattutto nelle Alpi Occidentali, è caratterizzato da due tipologie di terreno: una di origine continentale derivata dai margini delle placche in collisione; una di origine oceanica, rappresentata oggi dalle Ofioliti Alpine.

Tutti i domini che compongono le Alpi in s.s. hanno vergenza verso N.

Il dominio Elvetico si estende invece nel margine occidentale della catena alpina e comprende rocce costituite dai sedimenti di riempimento del bacino di Avanfossa (Molassa) e da crosta continentale.

Le Alpi Meridionali, o Sudalpino, sono costituiti da un basamento di basso grado metamorfico sul quale sono impilate falde costituite

da sequenze sedimentarie che si estendono verso sud fin sotto al bacino della Pianura Padana. Questi terreni sono S vergenti ed hanno affinità africana, appartenenti cioè al paleo-margine del promontorio africano Adria (Nicolas *et al.*, 1990).

### *Il magmatismo Oligocenico periadriatico*

Per magmatismo periadriatico si intende l'insieme di plutoni, filoni e vulcaniti esposti lungo una fascia che segue il lineamento omonimo dalla bassa Valle d'Aosta a Maribor. La distribuzione delle rocce eruttive periadriatiche definisce una fascia allungata grossolanamente E-W ed estesa per quasi 700 km. Le caratteristiche principali di questa attività ignea possono essere riassunte come segue (Dal Piaz e Venturelli, 1983):

- è legata al lineamento "periadriatico" e forma una cintura da 20 a 50 km di spessore, sia in dominio Sud Alpino che Austroalpino.
- l'attività è generalmente collegata alle fasi tensionali successive all'accumulo delle falde, la deformazione duttile delle falde e il culmine del metamorfismo meso Alpino (fase Lepontina, ~ 38 Ma).
- La chimica dei prodotti magmatici andesitici l. s. mostra alte concentrazioni di elementi incompatibili come i LILE (Rb, Sr, Ba).

Uno studio completo del magmatismo oligocenico periadriatico ha portato gli autori a suggerire una sorta di "arrangiamento zonale" dei prodotti in termini di classificazione in serie. L'attività magmatica cambia in composizione da bassa-K tholeiitica nel sud-est delle Alpi fino a shoshonitica e ultrapotassica verso occidente (Beccaluva *et al.*, 1983). La profondità delle sorgenti di mantello e

la crescente influenza di una componente "crostale" sono ritenuti essere responsabili per il cambiamento d'alcalinità dei prodotti magmatici.

Passando al problema cronologico, si rileva innanzitutto che le plutoniti periadriatiche risultano ben datate all'Oligocene sulla base di sistematiche misure radiometriche.

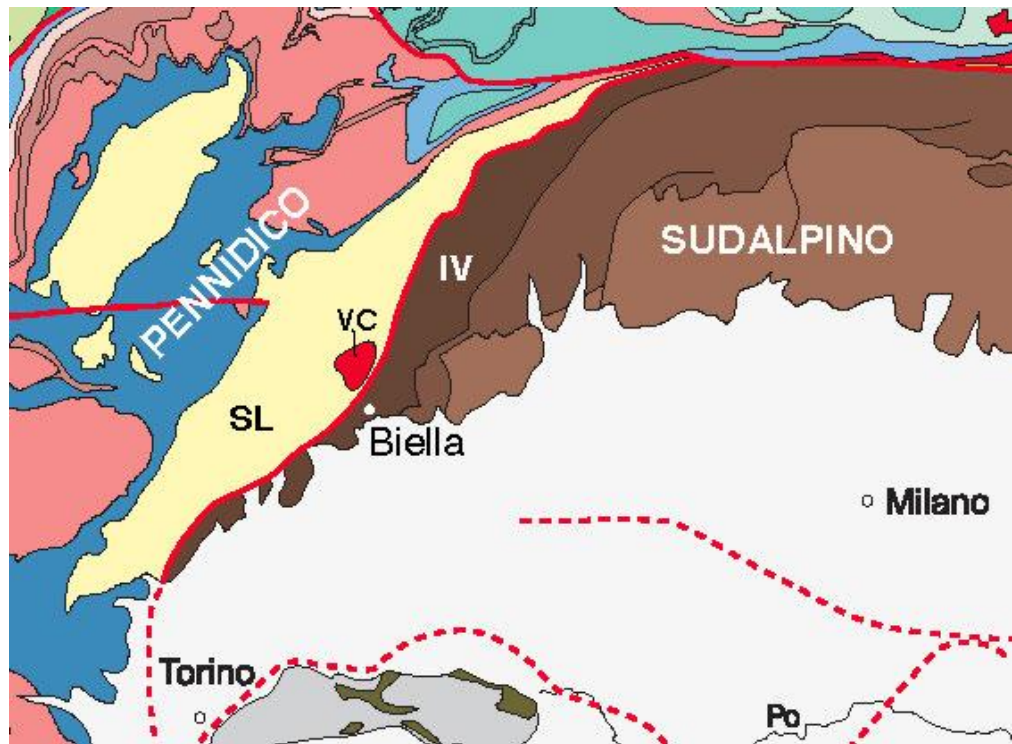
Le uniche eccezioni sono costituite dalle unità eruttive meridionali del batolite dell'Adamello (42 Ma, Del Moro *et alii*, 1983) e dall'apofisi granitica di Novate-San Fedelino (25 Ma).

Una buona attribuzione cronologica è disponibile soltanto per una parte dei filoni andesiti s. l. presenti nella fascia periadriatica. Oligocenici (31 – 32 Ma) risultano i filoni intrusi nell'austroalpino delle Alpi occidentali.

### *Il Plutone della Valle del Cervo*

Nelle Alpi occidentali i principali corpi intrusivi oligocenici sono quelli di Miagliano, Traversella e il plutone della Valle del Cervo (Fig. 2.3). Quest'ultimo si estende per ca. 35 kmq a nord di Biella ed è solcato dal Torrente Cervo. Ha una forma ellissoidale ed è intruso dentro le rocce del basamento prealpino nella zona Sesia-Lanzo, molto vicina al Lineamento Periadriatico che qui segna il contatto tettonico con il Sudalpino della Zona Ivrea-Verbanò. Vari nomi sono stati attribuiti a questo plutone in lavori precedenti per esempio "Sienite di Biella", "Sienite della Balma" e "Sienite di Oropa". Studi moderni, iniziati negli anni cinquanta, sono stati eseguiti da G. Peyronel Pagliani (1959; 1961; 1961b) da M. Potenza Fiorentini (1959; 1960; 1961a; 1961b; 1961c) e principalmente Bigoggero *et al.* (1994).

Le datazioni radiometriche con la sistematica isotopica Rb-Sr (31-29 Ma) hanno confermato l'età oligocenica per il plutone; il rapporto isotopico iniziale dello Rb/Sr varia da 0.7095 (sieniti) a 0.7098-0.7110 (monzoniti; Bigoggero *et al.*, 1994).



*Figura 2.3 – Inquadramento regionale delle Alpi occidentali.*

### *Legenda*

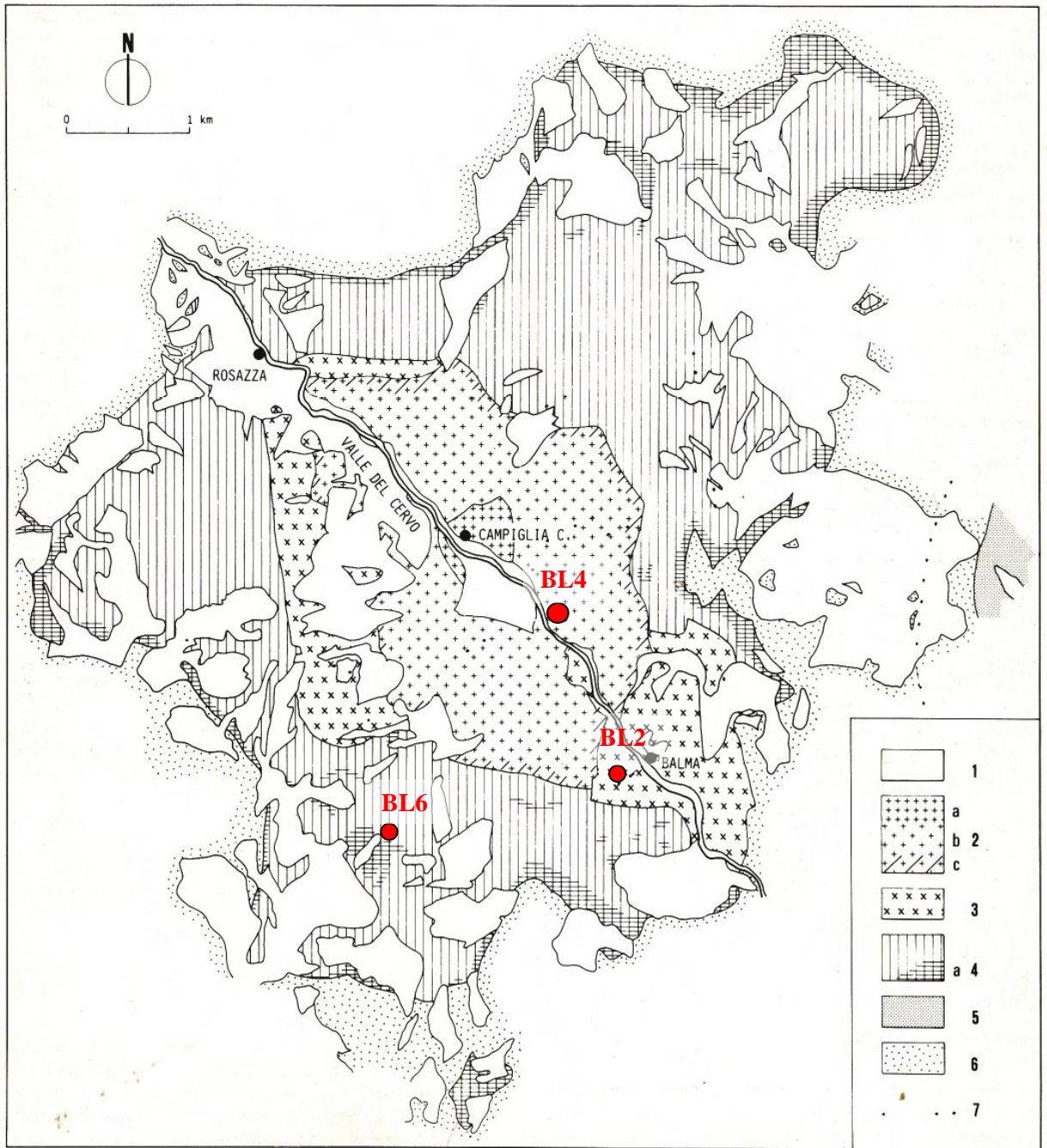
Sesia Lanzo	<span style="display: inline-block; width: 20px; height: 15px; background-color: yellow; border: 1px solid black;"></span>
Valle del Cervo	<span style="display: inline-block; width: 20px; height: 15px; background-color: red; border: 1px solid black;"></span>
Sudalpino	<span style="display: inline-block; width: 20px; height: 15px; background-color: #8B4513; border: 1px solid black;"></span> <span style="display: inline-block; width: 20px; height: 15px; background-color: #654321; border: 1px solid black;"></span>
Ivrea Verbano	<span style="display: inline-block; width: 20px; height: 15px; background-color: #3B241A; border: 1px solid black;"></span>
Sudalpino	<span style="display: inline-block; width: 20px; height: 15px; background-color: #A52A2A; border: 1px solid black;"></span>

## *Litologia*

Il Plutone della Valle del Cervo è litologicamente zonato e comprende i seguenti litotipi procedendo dall'interno verso l'esterno (Fig. 2.4):

- a. complesso “Granitico” – “graniti” porfirici (monzograniti) con megacristalli di K-feldspati, generalmente da rosa a rossastri; a1) cuore di “granito” bianco; a2) cerchio più esterno di “granito” con megacristalli che gradatamente passano in una zona transizionale a quarzo monzoniti;
- b. complesso “Sienitico” – dal caratteristico colore grigio-violaceo, si tratta di quarzo sienite anfibolica che gradatamente passa a monzosienite;
- c. complesso “Monzonitico” – quarzo monzonite di colore grigio-violacea a grana media, con larghe scaglie di biotite che passa a c1) facies grigie a grana fine; c2) monzodiorite a grana fine e monzonite che tagliano c e c1;
- d. dicchi aplitici e microgranitici.





**Figura 2.4 – Carta geologica semplificata del Plutone della Valle del Cervo e ubicazione dei campioni studiati. 1) copertura Quaternaria indifferenziata; 2) complesso granitico: a) granito bianco (Campiglia Cervo); b) monzogranito porfirico rosa con megacristalli di K-feldspati; c) graniti di zone transazionali; 3) complesso sienitico; 4) complesso monzonitico: quarzo monzoniti a grana fine su monzodioriti; 'andesiti' di Canavese; 6) metamorfici indifferenziati della zona di Sesia-Lanzo; 7) faglie e fratture. (Bigioggero et al., 1994).**

La caratteristica principale del “Plutone della Valle del Cervo” è rappresentata da una disposizione approssimativamente concentrica dei diversi complessi litologici intorno ad un nucleo granitico ben sviluppato.

La parte più interna è formata da “granito” bianco con orientamento casuale dei megacristalli di K-feldspato fino a 3-4 cm di lunghezza. Porzioni scure da pochi centimetri a parecchi metri sono molto comuni e di solito rappresentati da frammenti di dicchi mafici a grana fine di colore grigio scuro.

La paragenesi consiste di  $Qtz+Kfs+Pl+Bt\pm Hbl$ ; la tessitura è costituita da grossi cristalli idiomorfi di plagioclasio, K-feldspato peritico e quarzo in una “pasta di fondo” composta da aggregati di piccoli granuli di quarzo e plagioclasii geminati.

I megacristalli di K-feldspato sono bordati da albite e hanno inclusioni di quarzo. I minerali femici sono rappresentati da abbondante biotite bruna, in lamine grossolane, e subordinata orneblenda; non è presente il clinopirosseno.

Il “granito” bianco passa gradualmente in un bordo esterno di “granito” porfirico con megacristalli di K-feldspato colorati dal rosa al rosso. Inclusioni femiche microgranulari sono frequenti, soprattutto nella parte esterna di questa zona. Le loro dimensioni variano da pochi centimetri a 30-40 cm di diametro. Esse sono interpretate come dicchi basici disgregati. Il “granito” con megacristalli di K-feldspato ha una granulometria grossolana rispetto al tipo bianco e mostra una struttura ipidiomorfa: ha la stessa associazione mineralogica del granito bianco ma l’orneblenda è più diffusa. Alcuni campioni mostrano struttura granofirica.

Il contatto con le litologie più esterne è raramente ben esposto. Generalmente, è rappresentato da una zona di poche decine di metri dove diminuisce la quantità di quarzo e i K-feldspati tendono a ridurre la granulometria, perdendo l’apparenza dei megacristalli e diventando di un colore violaceo. I campioni di questa zona variano in composizione tra monzograniti e quarzo-monzoniti. Essi conservano sia la tessitura ipidiomorfa che l’assemblaggio

mineralogico del “granito”, cambiando solo la proporzione relativa dei minerali. La quantità di quarzo diminuisce verso la zona di contatto; biotite e orneblenda con un cuore augitico sono le principali fasi femiche.

Il complesso “granitico” è affiancato a sud-ovest e a nord-est da due corpi del complesso “sienitico” (quarzo sienite). Le quarzo sieniti sono ben note per via delle numerose cave che hanno prodotto materiale lapideo diffuso in tutto il mondo. Hanno tipicamente un colore violaceo o grigio-viola e mostrano dimensioni da grana media a grana fine. Presentano una foliazione ben sviluppata, a causa dell'orientamento preferenziale dei cristalli di feldspato tabulare. Questo tipo di “foliazione” sarebbe dovuta al flusso magmatico durante la messa in posto di questa parte del plutone della Valle del Cervo (Bigioggero & Tunesi, 1987). Gli inclusi femici microgranulari sono ancora presenti, anche se non così frequenti come nel complesso “granitico”; essi sono rappresentati da piccoli frammenti di rocce mafiche (dicchi?) e minori metamorfiti derivanti dalle rocce incassanti.

La paragenesi della quarzo sienite è formata da  $Kfs + Pl + Qtz + Hbl + Bi + Aug$ . Piccoli plagioclasti e biotiti sono più frequentemente inclusi nel K-feldspato. Talvolta è presente microclino interstiziale. La microstruttura mirmechitica è ben sviluppata. L'orneblenda è abbondante e prevale sulla biotite.

La zona più esterna del plutone è composta da un'associazione di litologie molto variabili, ma alcune caratteristiche sono comuni:

- La composizione modale prevalente è monzonitica.
- la biotite è il minerale femico prevalente. A volte è in lamelle fino a 5 mm.
- Gli inclusi sono composti principalmente da frammenti di rocce metamorfiche incassanti in diverse dimensioni, mentre gli inclusi femici microgranulari sono rari.

La litologia prevalente è una quarzo monzonite a grana media che, sul terreno, non è sempre facilmente distinguibile dalla quarzo sienite. Nella zona nord-orientale, la quarzo monzonite biotitica passa gradualmente ad una quarzo monzonite e monzodiorite a grana fine che formano una fascia continua verso le rocce

metamorfiche incassanti. Queste facies di contatto a grana fine sono in genere ricche di xenoliti nelle rocce incassanti. Nella zona sud-occidentale sono ben esposti scisti appartenenti alla zona Sesia-Lanzo intercalati con le facies quarzo monzonitiche di contatto.

L'associazione mineralogica è data da: Pl + Aug + Bi ± Hbl ± Qz + Ap + Spn + Zr. Nella quarzo monzonite a grana media i feldspati a grana grossa sono rari e la granulometria del plagioclasio è maggiore che nelle quarzo monzoniti a grana fine. I clinopirosseni prevalgono chiaramente su orneblenda, che localmente forma delle corone intorno ai cristalli di clinopirosseno. Quarzo e K-feldspato, quando sono presenti, hanno forme allotriomorfe e sono interstiziali. Le relazioni tessiturali tra i minerali sembrano suggerire questo ordine di crescita: Ap, Aug(1), Bi(1), Pl, Aug(2), Hbl, Bi(2), Kfs e Qz (Bigioggero & Tunesi, 1987). Nella monzodiorite il pirosseno è molto abbondante e talvolta è stato trovato anche l'ortopirosseno.

Le apliti, localmente associate a pegmatiti, tagliano tutti i complessi litologici ma la loro distribuzione raggiunge valori massimi nelle zone meridionali e di sud-est, sia nel complesso "sienitico" che "monzonitico".

## *Geochimica*

I principali litotipi del Plutone della Valle del Cervo hanno affinità alcalina, con un'impronta seriale variabile da calcicalina alta in potassio a shoshonitica (Bigioggero *et al.*, 1994).

I diversi complessi litologici mostrano lievi ma significative differenze nelle caratteristiche geochimiche. I campioni del complesso "monzonitico" definiscono due gruppi, con diverso grado di arricchimento in alcali e elementi in traccia a largo raggio ionico (LILE). Le quarzo sieniti sono leggermente arricchite di alcali e LILE rispetto alle rocce del complesso "monzonitico". Al contrario, il complesso "granitico" mostra aspetti peculiari: alcali, Rb e Ba in diminuzione e aumento di Sr all'aumentare dei valori del contenuto di silice.

## *I Campioni Analizzati*

I campioni considerati nel corso di questo studio provengono dall'intrusione sienitica (BL2), dal monzogranito a megacristalli di K-feldspato (BL4) e dalla monzonite esterna (BL6). La figura 2.4 riporta l'ubicazione dei campioni.



**Figura 2.5** A) *Panoramica del fronte di cava nella località tipo di Balma.* B) *particolare dell'aspetto di campagna della sienite con il caratteristico colore grigio violaceo degli ortoclasti. Nel centro della foto è ripreso un incluso femico microgranulare. Da questa località proviene il campione BL2.*





*Figura 2.6 – Monzogranito porfirico con megacristalli di K-feldspato campionato sulla strada provinciale SP100 che unisce Balma con Campiglia Cervo.*



*Figura 2.7 – Affioramento di monzonite (campione BL6) lungo la strada che unisce Rosazza con il santuario di Oropa. Sono visibili xenoliti angolosi provenienti dal basamento cristallino intruso dal Plutone Oligocenico della Valle del Cervo.*

## Capitolo 3

### Importanza dello zirconio nelle Scienze della Terra

Lo zirconio,  $ZrSiO_4$ , è un minerale di singolare importanza nelle Scienze della Terra. Grazie ad una struttura atomica che rimane stabile per lunghi periodi geologici, è da tempo riconosciuto come uno dei migliori geocronometri basati sul decadimento dell'uranio (U) in piombo (Pb). Lo zirconio può registrare le età di eventi della storia della Terra, compresa la sua prima evoluzione, i sedimenti più antichi, la formazione delle montagne, e la costruzione e dispersione dei supercontinenti (Rubatto e Hermann, 2007; Harley *et al.*, 2007). Recenti sviluppi delle tecniche microanalitiche hanno esteso la molteplicità dei problemi petrogenetici e geologici che possono essere affrontati utilizzando lo zirconio. Come fase arricchita in hafnio (Hf) rispetto al lutezio (Lu) radioattivo, lo zirconio conserva una forte impronta isotopica delle rocce magmatiche nella quale cristallizza, dato fondamentale per i modelli di formazione e crescita di crosta continentale (Scherer *et al.*, 2007). Come fase che può ospitare rilevanti quantità di elementi in traccia come gli elementi delle terre rare (REE, o lantanidi), ittrio (Y) e titanio (Ti), lo zirconio può fornire indicazioni sui processi che coinvolgono i fusi e i fluidi durante la formazione e la maturazione della crosta, i fenomeni di alterazione idrotermale e la diagenesi (Hancher e van Westrenen, 2007, Harley *et al.*, 2007; Geisler *et al.*, 2007). Misurazioni del contenuto di U, Th e He può essere utilizzato nel fornire l'età in cui le rocce esposte si sono raffreddate vicino alla superficie terrestre.

Grazie ad importanti sviluppi nella spettrometria di massa di ioni secondari (SIMS), ablazione laser e spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente (LA-ICP-MS) e spettrometria di massa a ionizzazione termica (TIMS), i ricercatori sono in grado di misurare con accuratezza e precisione il contenuto isotopico di U e Pb e la concentrazione degli elementi in traccia nello zirconio.

L'interpretazione delle età isotopiche richiede l'integrazione attenta e sistematica di microanalisi con petrologia e caratterizzazione della struttura interna del minerale.

Poiché la maggior parte dei cationi hanno bassa diffusività nello zirconio, molte delle impronte chimiche sono conservati dal momento della sua formazione fino all'ultimo processo geologico che è stato in grado di modificare la sua composizione chimica (Cherniak e Watson, 2003). Lo zirconio può incorporare molti elementi, ad esempio P, Sc, Nb, Hf, Ti, U, Th e REE, sia come elementi in traccia (fino a migliaia di ppm) che come elementi minori (fino al 3% in peso). Questi elementi sono incorporati attraverso una serie di meccanismi di sostituzione (Hoskin e Schaltegger, 2003). I controlli primari per le sostituzioni sono i raggi ionici sostituendo cationi  $Zr^{4+}$  rispetto a cationi  $Si^{4+}$ . Sostituzioni che riducono al minimo gli effetti di deformazione di uno o di entrambi i siti che andranno ad occupare. Lo zirconio contiene generalmente considerevoli  $HfO_2$ , che è fondamentale per la sua utilità come indicatore di residenza crostale e crescita attraverso l'analisi degli isotopi Hf (Hawkesworth e Kemp, 2006 Scherer *et al.*, 2007). Anche se U può raggiungere concentrazione dell'ordine del wt%, anche se è di solito inferiore a 5000 ppm, mentre le abbondanze di Th (<1000 ppm) e Ti (<120 ppm) sono ancora più basse. L'incorporazione di Ti in zirconio, in equilibrio con rutilo e quarzo, è sensibile alla temperatura e fornisce la base per un nuovo geotermometro in zirconio (Watson *et al.*, 2006). Questo può essere utilizzato, con cautela, per determinare la temperatura di cristallizzazione dei magmi, migmatiti e assemblaggi zirconio rutilo in rocce metamorfiche. A causa del suo raggio ionico di 0.129 nm, il  $Pb^{2+}$  non è facilmente incorporato durante la crescita di cristalli di zirconio; ciò lo rende ideale per la geocronologia U-Pb in quanto si può assumere che il Pb misurato sia per la maggior parte il prodotto del decadimento dell'U. I contenuti Y variano generalmente tra 10 e 5000 ppm e REE totale tipicamente tra 100 e 2500 ppm (Hoskin e Schaltegger, 2003). Notevole discussione è sorta per l'uso dei pattern e dell'abbondanza delle terre rare (REE) come discriminanti nella provenienza detritica (Hoskin e Ireland, 2000) e, nel caso di xenocristalli di zirconio, delle litologie delle aree sorgenti (Belousova *et al.*, 2002).

Le sostituzioni cationiche sopra citate spesso portano alla produzione di spettacolari tessiture interne nello zirconio (Fig. 3.1)



che può essere interpretata in termini di storie di crescita e processi di diffusione-reazione o dissoluzione-riprecipitazione.



*Figura 3.1 – Esempi di zonatura piana parallela in zircone euedrale/subeuedrale (Corfu et al., 2004).*

Queste caratteristiche, di zonizzazione, può essere ripreso con catodoluminescenza (CL), immagini ad elettroni retrodiffusi (BSE) e una varietà di altre tecniche (ad esempio immagini forescatter,

interferenze d'immagini Nomarski, spettrometria a infrarossi, microscopia a forza atomica, spettroscopia Raman). Zonature concentriche/piano-parallele sono tipiche (ma non esclusive) di zirconi di origine magmatica. Nelle rocce metamorfiche, invece, lo zircone si presenta spesso con un nucleo irregolare ereditato con dei bordi di sovracrescita di origine metamorfica.

### *Geocronologia U-Pb dello zircone*

Il potenziale di zircone come geocronometro è stato riconosciuto da Holmes (1911), tra gli altri, ben prima che gli isotopi di Pb potessero essere misurati, e molto prima dell'identificazione del  $^{235}\text{U}$  come il secondo isotopo radioattivo dell'uranio. È ormai noto che ci sono tre distinte serie di decadimento radioattivo che coinvolgono gli isotopi genitore  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ , che rispettivamente producono gli isotopi figli  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ . L'intero processo di decadimento può essere matematicamente descritto da una singola equazione di decadimento che mette in relazione gli atomi rimanenti dell'isotopo genitore (ad es.:  $^{238}\text{U}$ ) e il numero di atomi dell'isotopo figlio (ad esempio,  $^{206}\text{Pb}^*$ ) con il tempo:

$$^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U} = e^{\lambda 238t} - 1$$

dove  $e$  è la funzione esponenziale,  $t$  è il tempo, e  $\lambda$  è la costante di decadimento specifica per questo schema di decadimento, cioè  $\lambda^{238} = 1.55125e^{-10}$ .

$^{206}\text{Pb}^*$  si riferisce al  $^{206}\text{Pb}$  radiogenico accumulato nel cristallo come risultato del decadimento di  $^{238}\text{U}$ . Nel caso di  $^{238}\text{U}$ , ci vogliono circa 4.468 milioni di anni per trasformare metà del  $^{238}\text{U}$  inizialmente presente nel cristallo in  $^{206}\text{Pb}$ . Questo è il tempo di dimezzamento, caratteristico dello specifico schema di decadimento. Analoghe espressioni possono essere formulate per  $^{207}\text{Pb}^*$  prodotto dal decadimento del  $^{235}\text{U}$  e  $^{208}\text{Pb}^*$  prodotto da  $^{232}\text{Th}$ , con  $\lambda^{235} = 9.8485e-10$  e  $\lambda^{232} = 4.9475e^{-11}$ . L'emivita di  $^{235}\text{U}$  è 704 milioni anni mentre quello del  $^{232}\text{Th}$  è di circa 14 miliardi di anni.

Attraverso l'incorporazione di U e Th al momento di crescita, in ogni grano di zircone ci saranno, in realtà, tre diversi 'orologi', ciascuno al suo tasso di decadimento caratteristico. In virtù dei tempi di dimezzamento indicati in precedenza,  $^{235}\text{U}$  decade circa 7 volte più veloce di  $^{238}\text{U}$ , mentre  $^{232}\text{Th}$  decade ancora più lentamente. In linea di principio, si può trovare l'età dello zircone (o di una porzione di esso) da uno qualsiasi dei tre 'orologi isotopici', misurando l'appropriato rapporto isotopico e risolvendo per il tempo utilizzando l'equazione esponenziale pertinente.

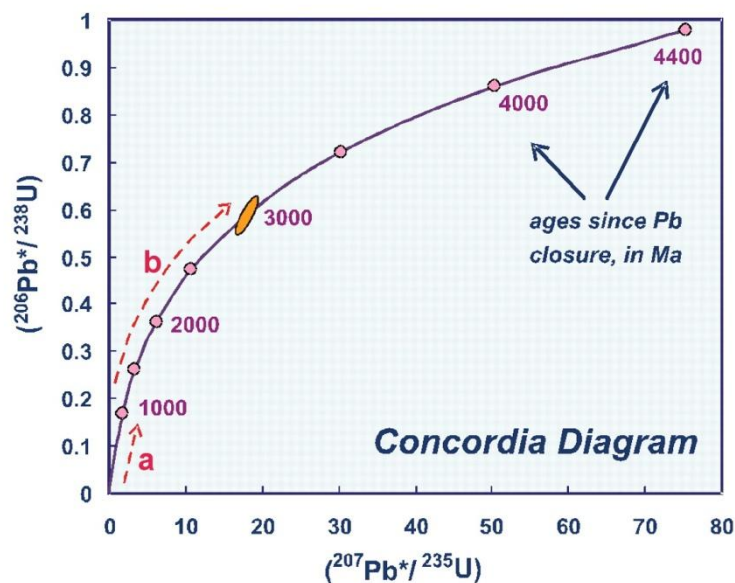
In particolare, è possibile calcolare tre età se si misurano tutti i tre rapporti isotopici. In un sistema chiuso ideale, i tre rapporti isotopici darebbero età concordanti entro gli errori di misura. Tuttavia, in realtà non si può assumere che Th e U siano ugualmente 'chiusi' agli effetti di post-cristallizzazione. È essenziale anche applicare delle correzioni per il Pb presente inizialmente prima dell'accumulo del Pb radiogenico nel minerale, poiché questo Pb ereditato porterebbe a stime di età erroneamente vecchie. Quasi tutto il Pb nello zircone viene prodotto dal decadimento di U e Th – cosicché le correzioni per il Pb ereditato sono nella maggior parte dei casi molto piccole rispetto agli importi di Pb radiogenico presenti nei grani di minerale. Il Pb ereditato (o 'comune'), può essere corretto analizzando l'isotopo non radiogenico  $^{204}\text{Pb}$ , se presente, e poi sottraendo il  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}$  che sarebbero associati a questo  $^{204}\text{Pb}$  ad una età di riferimento scelto.

L'approccio usuale durante studi geocronologici basati sullo zircone è quello di considerare il sistema U-Pb da solo, grazie all'assenza di fenomeni di frazionamento naturale del  $^{235}\text{U}$  dal  $^{238}\text{U}$ . Inoltre, l'attuale rapporto  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  è ben noto (1/137,88), non è necessario analizzare concentrazioni molto basse di  $^{235}\text{U}$  [vale a dire  $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U} = 137,88 (^{206}\text{Pb} */^{238}\text{U})$ ]. Invece di risolvere i sistemi di decadimento  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  separatamente, si può tracciare il diagramma  $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$  in cui i rapporti isotopici crescono col passare del tempo a partire dalla loro formazione (cioè l'età dello zircone o di un suo microdominio).

Questa è la base del *diagramma concordia* (Wetherill, 1956). La curva concordia stessa è il luogo dei punti in cui i rapporti  $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ , aumentano in concordanza a partire

dall'origine. Al tempo zero, quando lo zirconio si forma, non c'è Pb\* radiogenico. Dopo circa un miliardo di anni, questi rapporti sono aumentati a 1,6777 e 0,1678, rispettivamente, (Fig. 3.2, linea a), in quanto i due isotopi radiogenici di Pb si sono accumulati attraverso il decadimento dei rispettivi isotopi genitori U. Usando la stessa logica, se abbiamo analizzato grani di zirconio da una roccia indisturbata e vecchia di 3000 Ma, ci si aspetterebbe che i rapporti  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  siano 18,1988 e 0,5926, rispettivamente (Fig. 3 linea b). In gergo specialistico si dice che questi grani di zirconio sono concordanti: i due rapporti Pb\*/U misurati nei grani corrispondono alla stessa età (tempo trascorso), e la posizione lungo concordia è una misura diretta dell'età. Nella (Fig. 3.2), le

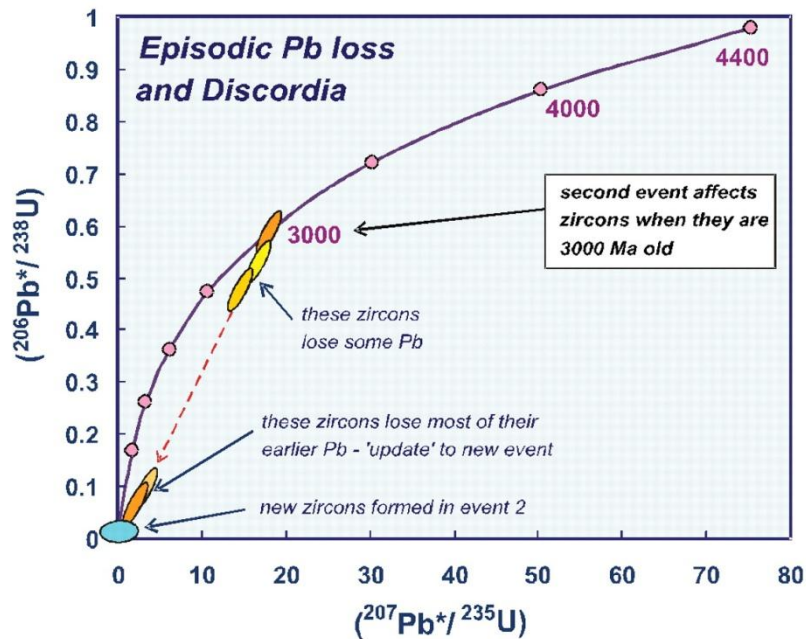
analisi individuali sono rappresentate come ellissi allungate perché i due rapporti, e quindi i loro errori, sono fortemente correlati.



**Figura 3.2 – Diagramma concordia: gli assi rappresentano i rapporti tra gli isotopi radiogenici del Pb e rispettivo isotopo genitore U. Vedi testo per la spiegazione del significato del diagramma. Da Harley e Kelly (2007).**

Il diagramma concordia permette anche di indagare e valutare le analisi Pb\*/U di zirconio che non giacciono sulla concordia. In tali casi, in cui le età  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  non sono in accordo, i grani di zirconio sono detti discordanti. In questo caso, gli zirconi

sono normalmente discordanti (*normally discordant*) se essi si trovano al di sotto della curva di concordia, che è il tipo di discordanza più comune; sono definiti inversamente discordanti (*reverse discordant*) se le analisi dei rapporti definiscono una curva di sopra della concordia (cioè ad un maggior valore di  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  per un dato rapporto  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ). Un esempio della prima situazione è illustrato nel diagramma di Fig. 3.3.



**Figura 3.3 – Esempio di zirconi con rapporti isotopici discordanti. Da Harley e Kelly (2007).**

In questo caso le analisi Pb\*/U discordanti sono state prodotte attraverso la sovrapposizione di un secondo evento geologico su una serie di grani di zirconio formati circa 3000 milioni di anni fa. Questo evento non solo ha formato nuovi cristalli di zirconio, possibilmente con morfologie e composizioni distinte, ma anche causato la perdita variabile (senza alcun frazionamento isotopico

Pb) del Pb radiogenico già accumulato da domini in grani zircone anziani. Qualunque sia il meccanismo preciso che causa questa perdita di Pb (Geisler *et al.*, 2007), il grande raggio ionico di  $\text{Pb}^{2+}$  facilita la sua rimozione dai vecchi grani di zircone. Il caso sopra descritto è un esempio idealizzato di perdita di Pb, che è una delle principali cause di popolazioni di zircone discordante. Tuttavia, serve a illustrare come il diagramma concordia può essere 'letto' per rivelare diversi pezzi della storia geologica.

## Capitolo 4 Metodi

### *XRF (X-Ray Fluorescence)*

Il metodo XRF (*X-Ray Fluorescence*) permette di determinare la composizione chimica di un materiale (solido, liquido, in polvere o altra forma), attraverso lo studio della radiazione della fluorescenza X emessa dagli atomi del campione, a seguito della loro eccitazione da parte di un fascio di raggi X prodotto da una sorgente. A seconda del tipo di materiale può richiedere una relativa o nulla preparazione dei campioni da analizzare. In molti casi la sorgente è un tubo raggi X, ma in alternativa potrebbe essere un sincrotrone o un materiale radioattivo. L'analisi quantitativa prevede la misura dell'intensità delle energie discrete "caratteristiche", appartenenti alla radiazione fluorescente di ciascun atomo. Tale misura permette di determinare, sfruttando rette di taratura che mettono in relazione le intensità con le concentrazioni in un dato elemento, la quantità di quest'ultimo presente nel campione.

Per le analisi condotte in questo lavoro è stato utilizzato lo spettrometro WDXRF Axios PanAlytical installato presso la Sezione Geologica del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Bologna. La precisione, calcolata sulla base di analisi ripetute è per gli elementi maggiori migliore del 3% tranne che per P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 9% (Braga e Cinelli, 2004). Per quanto riguarda gli elementi in traccia, la precisione è migliore del 14 % per la maggior parte degli elementi misurati. Solo il W e lo Sc sono misurati con scarsa precisione, rispettivamente del 34% e del 53 %, a causa della mancanza di standard adeguati. L'accuratezza, determinata sulla base di misure di materiali standard non impiegati nella costruzione delle rette di taratura, è generalmente all'interno dell'intervallo dei valori riportati sul database *GeoREM* (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>).

In questo studio l'analisi XRF è stata condotta su pasticche di polvere pressata (*pressed power pellets*). La loro realizzazione ha comportato la seguente procedura di laboratorio su 3 campioni:

- Fetta di roccia dalla quale sono state eliminate le croste di alterazione superficiale per mezzo di una sega circolare.

- Ridotti a granulometria  $< 2$  mm con pestello d'acciaio.
- Macinatura di  $\sim 40$  g di ogni campione che sono stati polverizzati, effettuata prima tramite 20 minuti di mortaio meccanico con equipaggio di macinazione ad agata al fine di produrre una polvere impalpabile con granulometria minore di  $40 \mu\text{m}$ ;
- Essiccazione del materiale in forno di stagionatura ( $T = 40^\circ \text{C}$ );
- Produzione della pasticca, in cui  $\sim 3$  g di materiale per ciascun campione, ottenuto dalle fasi precedenti insieme a  $\sim 10$  g di  $\text{H}_3\text{BO}_3$  (acido borico) che funge da legante, sono stati comparati con una pressa manuale e sottoposti alla pressione di 20 kPa, fino alla completa dissipazione dell'energia. In questo modo si sono ottenute pasticche di polvere compatta di diametro  $\varnothing = 37$  mm.

La determinazione della LOI (*loss on ignition*), permette il calcolo della percentuale in peso di materiale perso (sostanze volatili incorporate nel reticolo cristallino dei minerali, materia organica) tramite cottura e pesate successive. Tale prova ha previsto:

- Pesatura di 0,6-0,8 g di materiale essiccato per ogni campione;
- Il materiale è stato posto in crogiuoli di platino e poi messo in forno a  $800^\circ\text{C}$  per 12 ore;
- Il materiale è stato nuovamente pesato ed è stata calcolata la percentuale in peso persa durante la cottura.



## *Procedura per la separazione degli zirconi*

La procedura per la separazione degli zirconi in laboratorio ha richiesto l'applicazione della seguente procedura:

pressa in acciaio: a funzionamento manuale tramite volano. I campioni BL2, BL4 e BL6 vengono frantumati ottenendo un granulato passato poi al setaccio di 2 mm di diametro.

Mulino a dischi "Fritsch": per ridurre ulteriormente la granulometria. La macinazione è avvenuta grazie alla frizione fra i due dischi, uno fisso ed uno mobile azionato da un potente motore elettrico. Prima di operare si stabilisce la distanza tra i dischi, 6 mm di distanza per una polverizzazione del campione. Le polveri ottenuti sono state poi un'altra volta setacciati con passante di 250 mm.

Tavola a scosse: per separare il granulato fine conseguito dal mulino. Ottenendo così una prima suddivisione granulometrica in base al peso specifico più o meno elevato. In seguito i campioni verranno stufati per qualche giorno, poi quartati e disposti al separatore magnetico.

Separatore magnetico "Frantz": per produrre un concentrato di minerali pesanti (zirconio, apatite, titanite, etc.) con il più basso contenuto possibile di minerali femici. I campioni presi in esami sono stati processati due volte a 0.4 e -1.1 A.

Metodo dei liquidi pesanti tetrabromoetano e ioduro di metilene: Il "metodo dei liquidi pesanti" è un tipo di separazione per gravità che si applica alle "miscele" solide. Consiste nel disperdere circa 4-5 g della frazione pesante non magnetica in liquidi a densità certificata. I diversi minerali della frazione pesante vengono selezionati in base alla loro densità: i minerali meno densi del liquido flottano sulle superficie del liquido mentre i minerali più densi precipitano. In questo studio si sono utilizzati due liquidi pesanti tetrabromoetano ( $\rho=2,96 \text{ g/cm}^3$ ) densità e ioduro di metilene densità ( $3,3 \text{ g/cm}^3$ ). Dopo l'utilizzo del primo liquido, tetrabromoetano, si è ottenuto un concentrato di apatite e zirconio. Quest'ultimo concentrato è stato successivamente disperso nello ioduro di metilene per separare lo zirconio dall'apatite. Il

concentrato così ottenuto è risciacquato con acetone. Infine dopo un controllo della qualità del materiale ottenuto con uno stereo microscopio gli zirconi separati sono stati montati in un disco di resina epossidica e successivamente lucidati per le analisi al SEM e geocronologiche.

### *Analisi U-Pb con LA – ICPMS*

La geocronologia U-Pb nei zirconi separati della sienite e dal monzogranito a megacristalli di ortoclasio è stato effettuato presso il C.N.R.-I.G.G.-UOS di Pavia. Lo strumento utilizzato accoppia una microsonda laser a eccimeri a 193 nm (*Geolas200Q-Microlas*) allo spettrometro ICPMS ELEMENT I della Thermo Finnigan dotato di settore magnetico ad alta risoluzione. Il metodo analitico è fondamentalmente quello descritto in Tiepolo (2003). Ogni analisi consiste nell'acquisizione di 60s di segnale di fondo e 60s di segnale di ablazione per le masse 202, 204, 206, 207, 208, 232 and 238. Le masse 232 e 238 sono state acquisite in modo analogico mentre le altre masse in modalità di conteggio. I frazionamenti U/Pb indotti dalla strumentazione e dal laser sono stati corretti utilizzando lo zircone 91500 (1064Ma; Wiedenbeck *et al.*, 1995) come standard esterno. Ogni 10 analisi di zircone del Plutone della Valle del Cervo sono state intervallate da analisi di standard esterni. Gli stessi intervalli di integrazione e il diametro del punto analisi sono stati usati sia sullo standard esterno che sugli zirconi incogniti. Durante la sessione analitica lo zircone GJ-1 (608 Ma; Jackson *et al.*, 2004) è stato analizzato come controllo della qualità dell'analisi. In questo lavoro la dimensione del punto analisi varia da 15  $\mu\text{m}$  a 25  $\mu\text{m}$ , la fluensa laser 12J/cm<sup>2</sup> con una frequenza di 5Hz. Non è stato trovato Pb comune in quantità apprezzabile nello zircone analizzato, con un segnale della massa 204 sempre a livello di fondo; pertanto non è stata applicata nessuna correzione di Pb comune. La riduzione dei dati è stata effettuata usando il pacchetto software "*Glitter*" (van Achterbergh *et al.*, 2001) settando l'errore dello standard esterno all'1%. La riproducibilità sugli standard è stata propagata a tutte le determinazioni conformemente all'equazione di Horstwood *et al.* (2003). Dopo questa operazione le analisi sono considerate accurate entro gli errori indicati. Le età concordanti e il diagramma *Concordia* sono stati costruiti con il software *Isoplot/EX 3.0* (Ludwig, 2000). Tutti gli errori nel testo sono dati a livello 2 $\sigma$ .

## Capitolo 5

### Caratterizzazione petrografica e geochemica dei campioni

#### *Descrizione Macroscopica*



(a) *Figura 5.1 – Piano di sega dei campioni considerati in questo studio (a) campione BL2, sienite; (b) campione BL4, monzogranito a megacristalli di ortoclasio; (c) campione BL6, monzonite;*

Le osservazioni macroscopiche sono state effettuate sul piano di sega. Il campione di sienite BL2 mostra una struttura granulare ipidiomorfa a grana medio-grossa (1-10 mm) e formata dai seguenti minerali principali: feldspati violacei di forma subedrale, che raggiungono anche dimensioni centimetrica, plagioclasio di colore bianco e minerali femici di colore grigio scuro-nero (Fig. 5.1a). Plagioclasio e femici sono generalmente presenti con habitus anedrali, localmente subedrali.

Il campione di monzogranito a megacristalli di ortoclasio BL4 (Fig. 5.1b) mostra una struttura costituita da individui di feldspato alcalino di colore grigio violaceo, con forma subedrale/euedrale e dimensioni fino a 3 cm immersi in una matrice granulare e dimensione dei cristalli compresa tra 1-5 mm. La matrice granulare è costituita da plagioclasio e minerali femici subordinati aventi forma da subedrale ad anedrale.

Il campione di monzonite BL6 (Fig. 5.1c) presenta una struttura fanerocristallina a grana medio-grossolana, granulare, ipidiomorfa con dimensioni dei cristalli variabile da 1 a 3 mm. Sul campione a mano si può osservare feldspato grigio-viola, plagioclasio, con frequenti minerali femici, tutti individui con forma subedrale. Sono visibili solo nelle sezioni sottili anche minerali in fasi accessorie di colore giallastro rappresentati da titanite, apatite, zirconi e opachi.

I seguenti litotipi risultano magmatici, compatti, a grana media grossolana, policromatici poiché macchiettati da individui cristallini di colore nero, bianco e grigio. Localmente tali minerali si concentrano a formare placche di tonalità grigio nerastro o tendente al bianco.

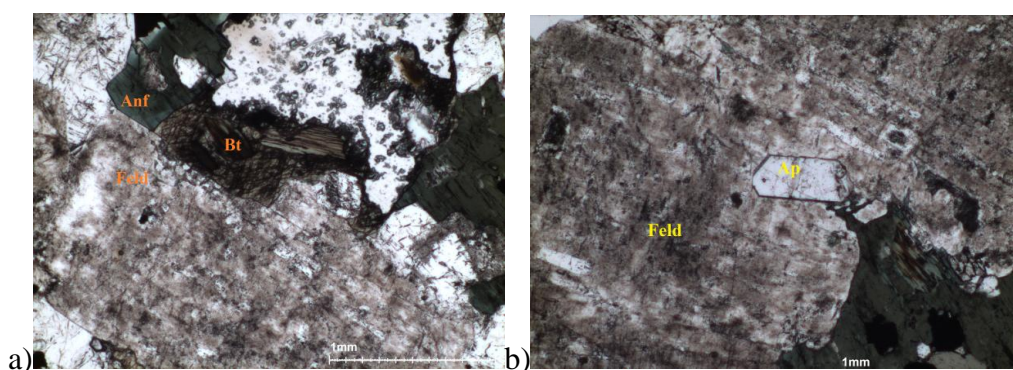


*Figura 5.2 – Particolare del campione BL6 monzonite in cui si possono notare nell'area circoscritta minerali accessori rappresentati dalla titanite.*

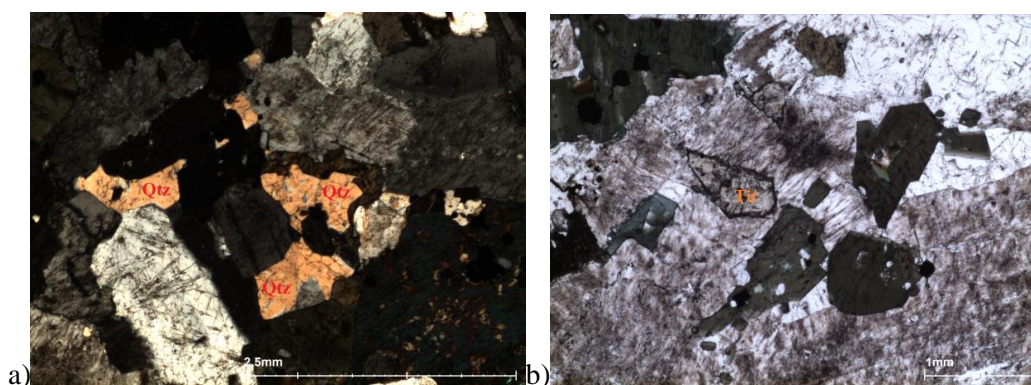


## *Studio al microscopio ottico polarizzatore*

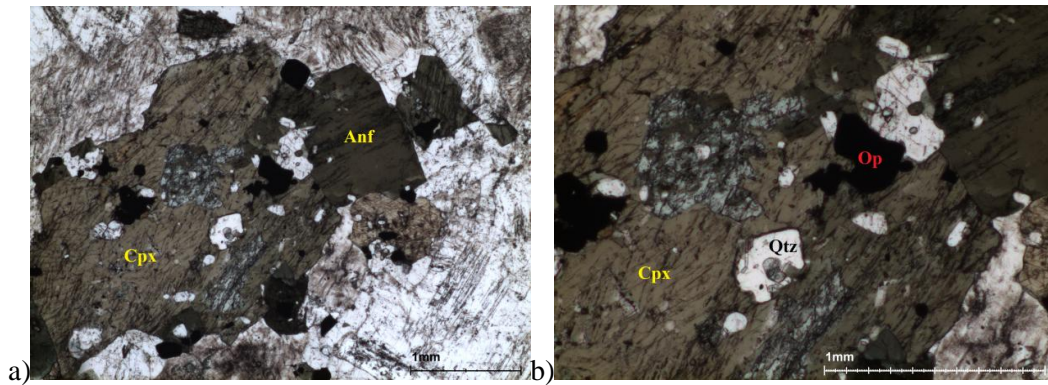
Lo studio al microscopio ottico polarizzatore del **campione di sienite BL2** ha permesso di classificare il feldspato grigio violaceo come ortoclasio. Gli individui di ortoclasio hanno sempre un aspetto torbido dovuto alla presenza di inclusioni sub microscopiche. Il plagioclasio ha un aspetto meno torbido e mostra, a nicol incrociati, le tipiche lamelle di geminazione polisintetica. I femici sono costituiti da anfibolo verde che contiene spesso inclusioni di biotite e clinopirosseno (Fig. 5.3). I minerali accessori sono: apatite, opachi e zirconi, titanite, il quarzo, presente, come minerale secondario, la clorite che sostituisce in parte la biotite.



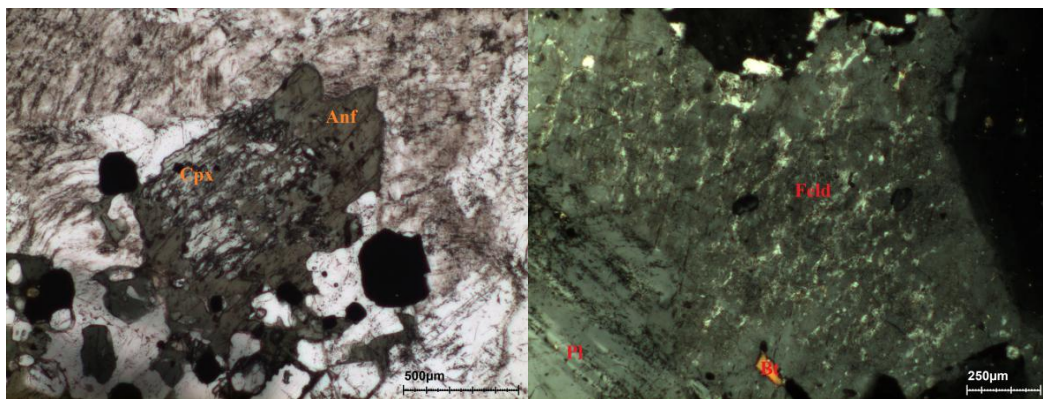
*Figura 5.3 – Campione BL2, sienite. Immagini al solo polarizzatore di (a) cristalli di ortoclasio torbido, Feld; anfiboli pleocroici, Anf; biotite cloritizzata Bt; (b) grosso feldspato alcalino, Fel; come inclusione si riconosce l'apatite euedrale, Ap.*



*Figura 5.4 – (a) Immagine a nicol incrociati dove si osservano cristalli interstiziali di quarzo, Qtz anedrale; (b) titanite, Tit, inclusa in ortoclasio torbido.*

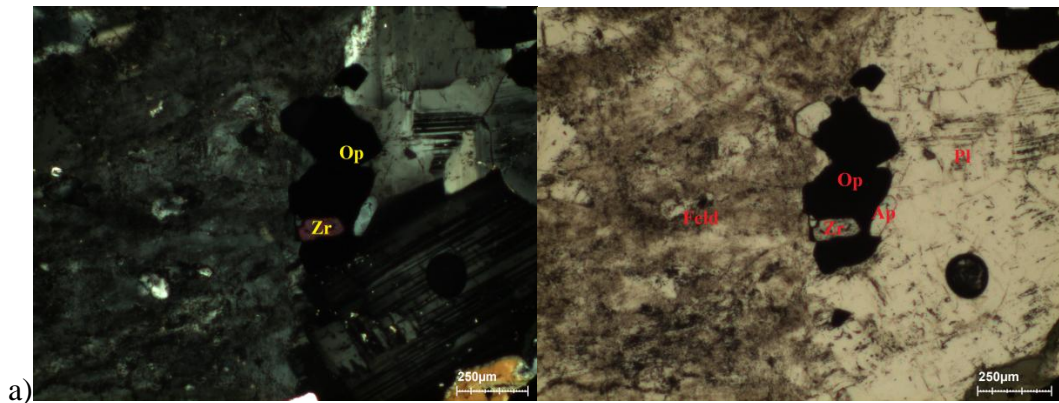


**Figura 5.5 – Campione BL2. (a) Al solo polarizzatore si osserva anfibolo verde scuro, Anf, con inclusioni di clinopirosseno anedrale, Cpx, a sua volta sostituito da un insieme di minerali secondari (deuterici); (b) particolare di clinopirosseno, Cpx, parzialmente sostituito da altri minerali, quarzo di colore bianco lattiginoso, Qtz, opachi, Op, tutti inclusi in anfibolo verde.**



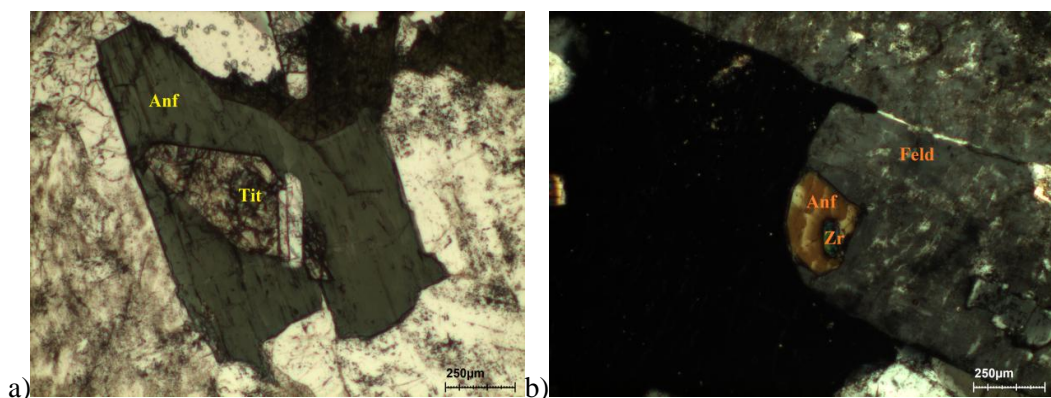
**Figura 5.6 – Campione BL2. (a) Osservazione al solo polarizzatore di clinopirosseno, Cpx, quasi totalmente sostituito da anfibolo, Anf; (b) immagine a nicols incrociati di ortoclasio, Feld, con smistamenti perititici e inclusioni di plagioclasio, Pl, e biotite, Bt.**





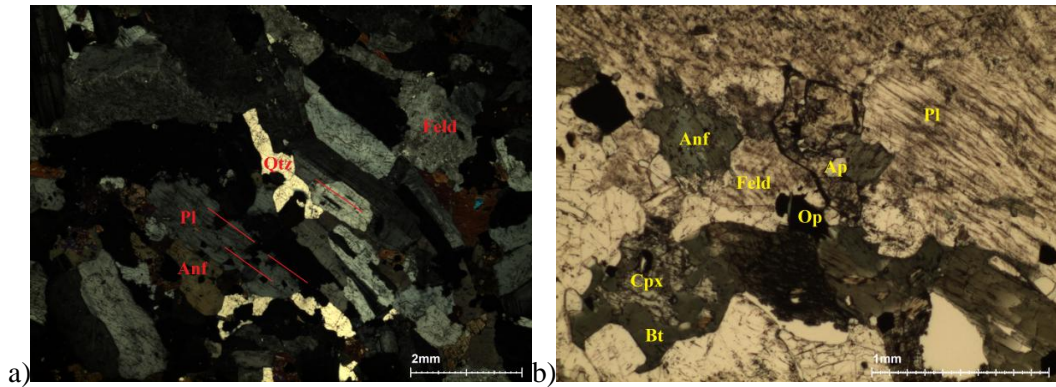
**Figura 5.7 – Campione BL2. Composizione mineralogica, rispettivamente a nicols incrociati (a) e al solo polarizzatore (b). Zircone, Zr, ha alti colori di interferenza ed è incluso in un opaco Op a sua volta associato ad apatite, Ap.**

Localmente si possono osservare dei cristalli eudrali di titanite inclusi in anfibolo verde (Fig. 5.8a); quest'ultimo, a sua volta, può contenere zircone eudrale (Fig. 5.8b).

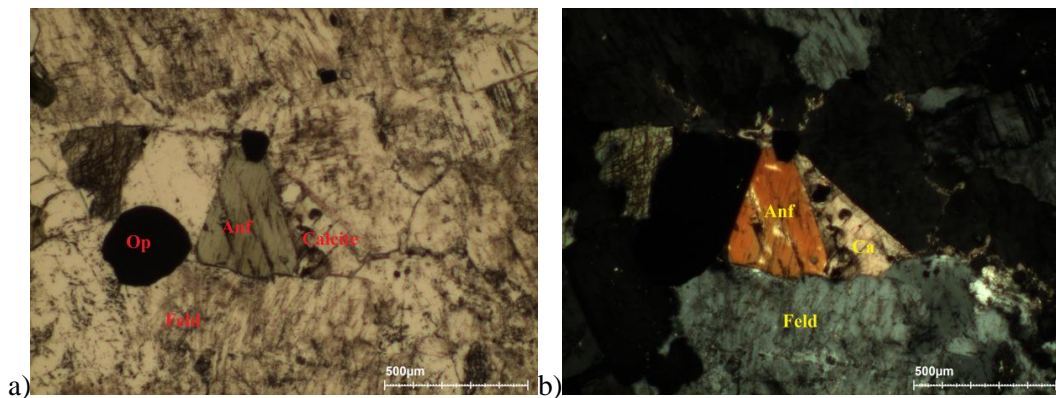


**Figura 5.8 – Campione BL2. Composizione mineralogica al solo polarizzatore a) anfibolo, Anf; inclusione con titanite, Tit; ed apatite eudrale, Ap; b) a nicol incrociati zircone, Zr; incluso nell'anfibolo eudrale, Anf; dentro entrambi in feldspato alcalino, Feld.**

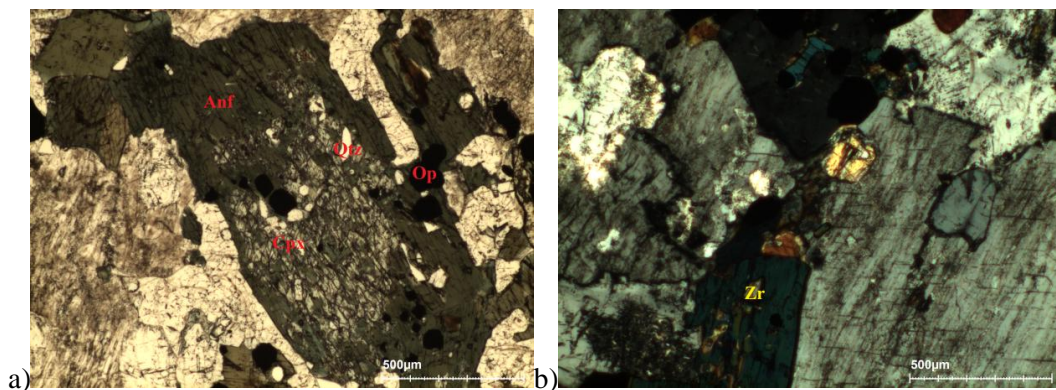
Il campione di **monzogranito a megacristalli di ortoclasio BL4** ha una composizione modale arricchita di plagioclasio rispetto alla sienite. Un altro carattere distintivo è la presenza di anfibolo con pleocroismo che va dal bruno all'arancione mentre la sienite BL2 mostra un anfibolo verde (Fig. 5.9).



**Figura 5.9 – Campione di monzogranito a megacristalli di ortoclasio BL4. (a) nicol incrociati, ortoclasio, Feld, e plagioclasio, Pl, orientati preferenzialmente a formare una foliazione magmatica; anfibolo, Anf; quarzo, Qtz; (b) al solo polarizzatore i minerali presenti sono: anfibolo, Anf; feldspato alcalino, Feld; opachi, Op; plagioclasio euedrale, Pl; apatite, Ap; titanite, Tit; relitto di clinopirosseno, Cpx, debolmente pleuroico, incluso in anfibolo.**



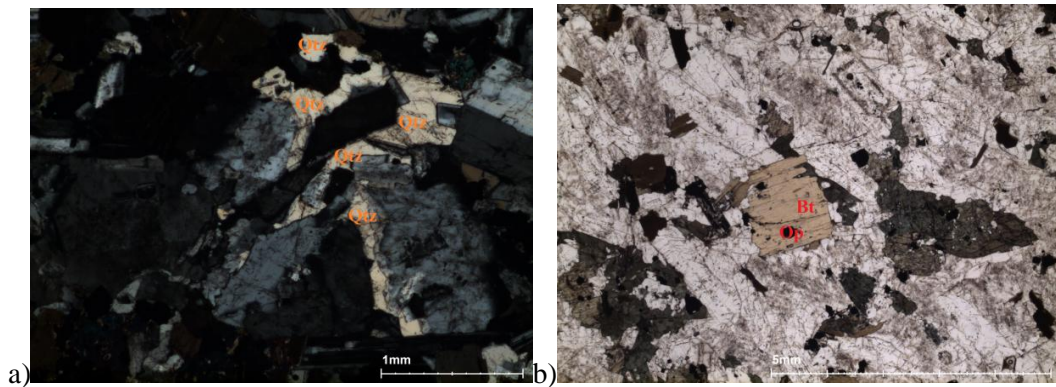
**Figura 5.10 – Campione BL4, (a) al solo polarizzatore e (b) nicol incrociati. Calcite magmatica anedrale con contatti regolari con, feldspati, Feld; e anfibolo, Anf. Opachi, Op.**



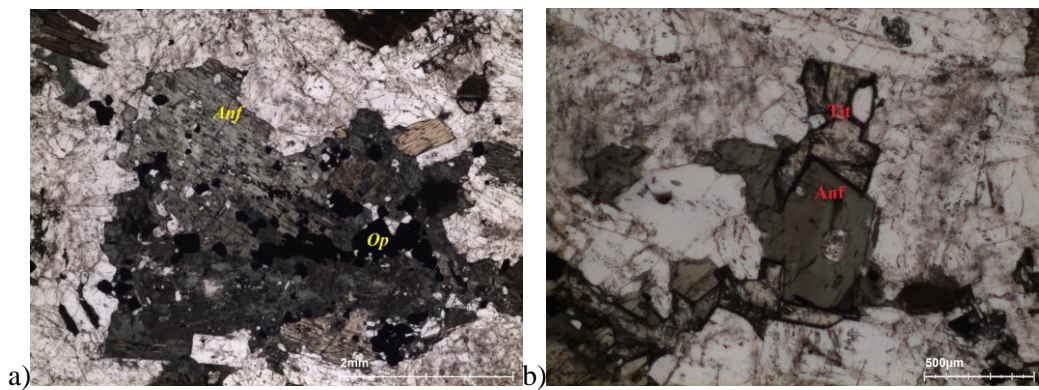
**Figura 5.11 – Campione BL4, (a) al solo polarizzatore e (b) nicol incrociati. Anfibolo, Anf; con inclusione di clinopirosseno, Cpx; quarzo, Qtz; opachi, Op; zirconio, Zr;**



Infine, **il campione di monzonite BL6** ha una composizione modale caratterizzata da una maggiore presenza di plagioclasio e biotite rispetto ai due campioni precedenti. Il minerale femico principale è l'anfibolo verde che solo raramente mostra relitti di clinopirosseno al suo interno. Tra i minerali accessori troviamo quarzo in posizione interstiziale, titanite anche in grossi individui subedrali e opachi (Fig. 5.13).



*Figura 5.13 – Campione BL6, (a) a nicol incrociati, (b) al solo polarizzatore in cui troviamo quarzo interstiziale, Qtz; in maggior quantità di biotite, Bt; con all'interno opachi, Op.*



*Figura 5.14 – Campione BL6, immagini al solo polarizzatore. (a) Aggregato di anfiboli, Anf; con inclusioni di opachi, Op. (b) Titanite anedrale, Tit, che circonda parzialmente l'anfibolo, Anf.*

## *Composizione degli elementi maggiori e in traccia*

La composizione chimica degli elementi maggiori ed alcuni elementi in traccia dei campioni selezionati (Tab. 5.1 e Fig. 5.15 e 5.20) è stata confrontata con dati geochimici conformi in letteratura (Bigioggero *et al.*, 1994). Per quanto riguarda il contenuto in potassio, la sienite BL2 è simile ai valori di letteratura, mentre il monzogranito a megacristalli di ortoclasio BL4, si stacca da tutti gli altri per la sua composizione ricca in silice. Viceversa la monzonite BL6, che costituisce la parte più esterna del Plutone della Valle del Cervo, si discosta leggermente dal campo definito dai dati in letteratura e ricade in quello delle sieniti.

Il grafico Rb vs SiO<sub>2</sub> mette in evidenza la quantità in Rb in ppm nei campioni esaminati con i campioni analizzati da (Bigioggero *et al.*, 1994). La monzonite BL6 ricade nel campo dei dati della sienite presi in letteratura mentre il campione di sienite, BL2, ricade nel range dei valori già studiati. Infine la composizione del campione BL4, lo ritroviamo nell'intervallo dei valori di Rb di letteratura.

Il grafico Cr vs SiO<sub>2</sub> mostra una correlazione negativa tra i parametri chimici considerati. Le monzoniti sono il gruppo di campioni più ricco di Cr mentre i graniti mostrano le concentrazioni più basse. I campioni studiati hanno un contenuto di Cr simile ai dati di letteratura.

Prendendo in esame il grafico Ba/SiO<sub>2</sub> il campione di monzonite, BL6, ha un contenuto simile alla sienite, BL2, mentre il monzogranito a megacristalli ad ortoclasio BL4, rimane molto simile ai dati analizzati in letteratura.

Nel rapporto Zr/SiO<sub>2</sub> sono tendenzialmente meno arricchiti in Zr rispetto a quelli studiati in letteratura.

Infine Sr/SiO<sub>2</sub> il campione di monzonite, BL6, si trova all'interno del campo delle sieniti mentre il granito a megacristalli di ortoclasio, BL4, mostra i valori più bassi anche rispetto ai dati di letteratura.

*Tabella 5.1 – Composizione elementi maggiori (in wt%) e in traccia (ppm) dei campioni di questo studio.*

	<b>BL2</b>	<b>BL4</b>	<b>BL6</b>
	<i>Sienite</i>	<i>Granito pseudo</i>	<i>Monzonite</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,71	67,34	55,67
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,57	0,34	0,66
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,30	14,59	14,85
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,84	2,48	5,75
<b>MnO</b>	0,09	0,05	0,07
<b>MgO</b>	2,99	0,88	4,09
<b>CaO</b>	4,22	2,35	5,02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,80	3,71	3,40
<b>CaO</b>	4,22	2,35	5,02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	6,13	4,72	4,87
<b>LOI</b>	0,55	0,58	0,29
<b>Tot ~100</b>	99,43	99,38	99,70
<b>As</b>	6,5	2,3	8,4
<b>Ba</b>	2746	1177	2703
<b>Ce</b>	98,6	75,3	105,9
<b>Cl</b>	106	66,9	190
<b>Co</b>	11,8	3,1	15,3
<b>Cr</b>	37,1	13,7	24,4
<b>Cs</b>	1,3	2,3	9,6
<b>Cu</b>	44,8	73,9	80
<b>Ga</b>	13,1	19,2	18,4
<b>Ge</b>	1,3	1,4	1,1
<b>Hf</b>	6	5,1	5,3
<b>La</b>	32,4	26,2	34,1
<b>Mo</b>	4,9	11,6	1,4
<b>Nb</b>	17,7	19,7	24,3
<b>Nd</b>	34,1	31,3	47,4
<b>Ni</b>	11	<2	15
<b>Pb</b>	36	42,3	41,5
<b>Rb</b>	332	337	305
<b>S</b>	<2	9,4	<2
<b>Sb</b>	1,3	1,5	1
<b>Sc</b>	13,6	11,8	19,9
<b>Sm</b>	5,3	4,8	6,6
<b>Sn</b>	4,8	2,9	6,1
<b>Sr</b>	738	705	1006
<b>Ta</b>	6,8	6,5	4,6
<b>Th</b>	43,8	44	58,4
<b>U</b>	11,7	11,8	14,6
<b>V</b>	77,5	35	138
<b>W</b>	2,4	1,9	0,6
<b>Y</b>	12,6	14,8	28,8
<b>Zn</b>	34	28,7	37,6
<b>Zr</b>	280	231	348

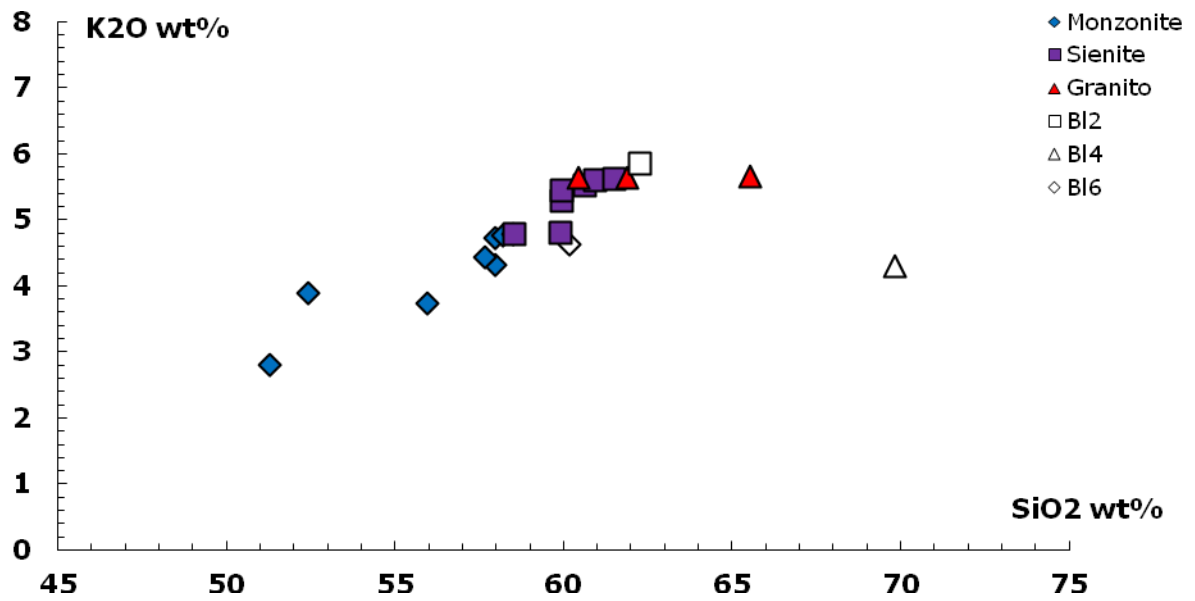


Figura 5.15 – K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>. Confronto tra la composizione dei campioni studiati e i dati di Bigioggero et al., (1994).

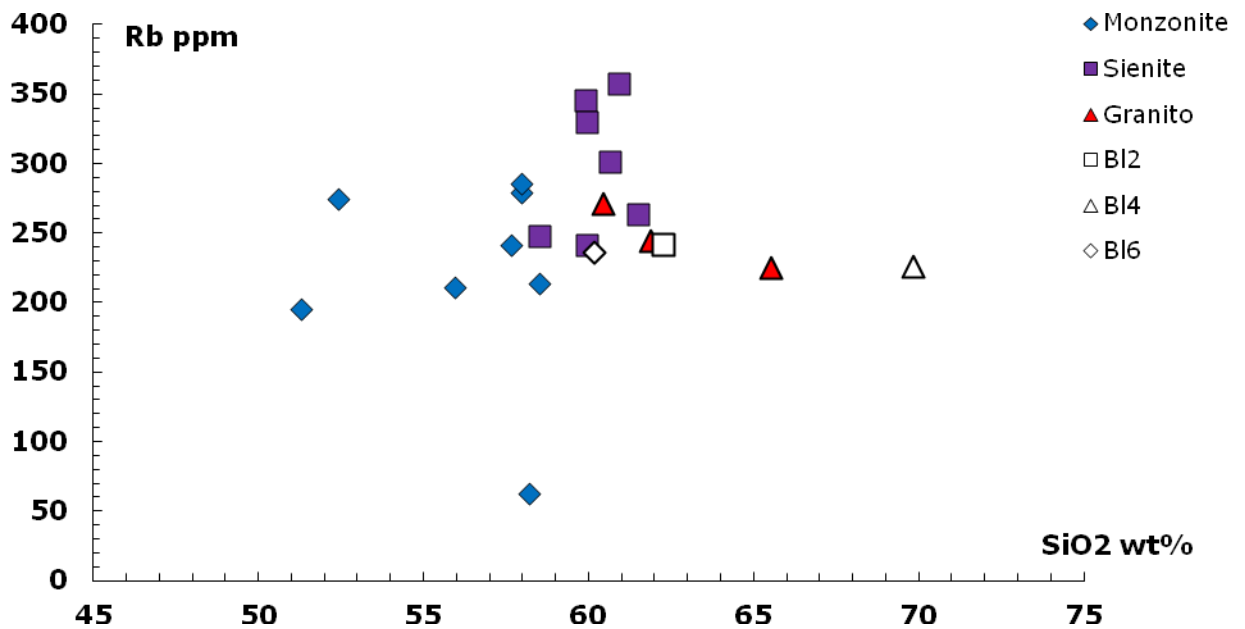
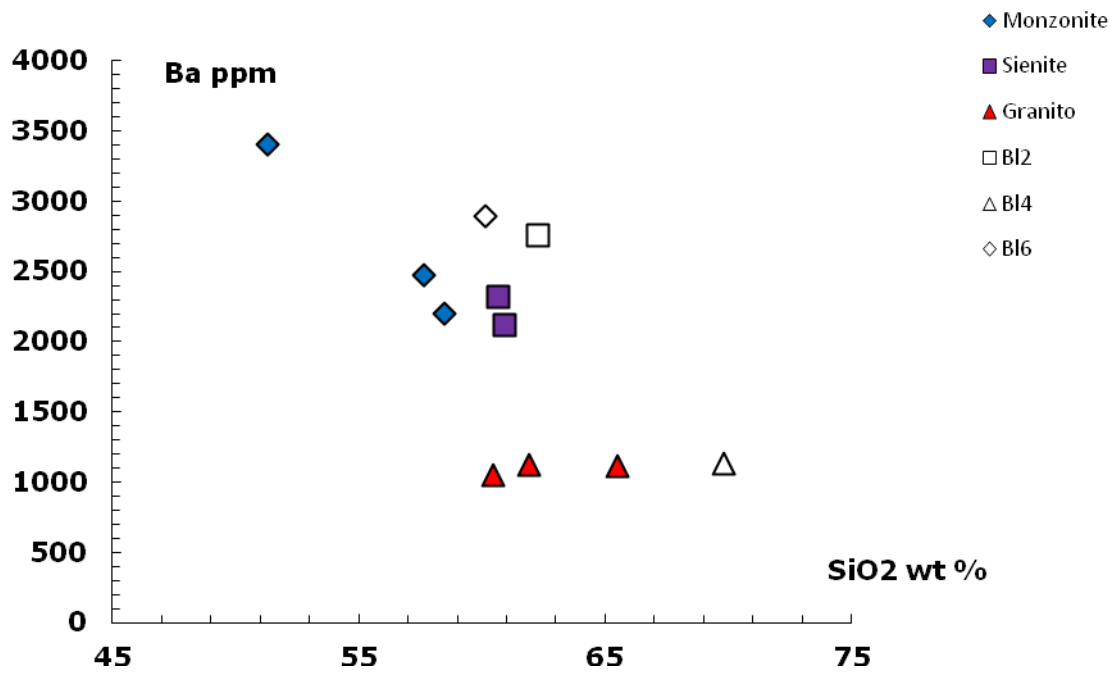
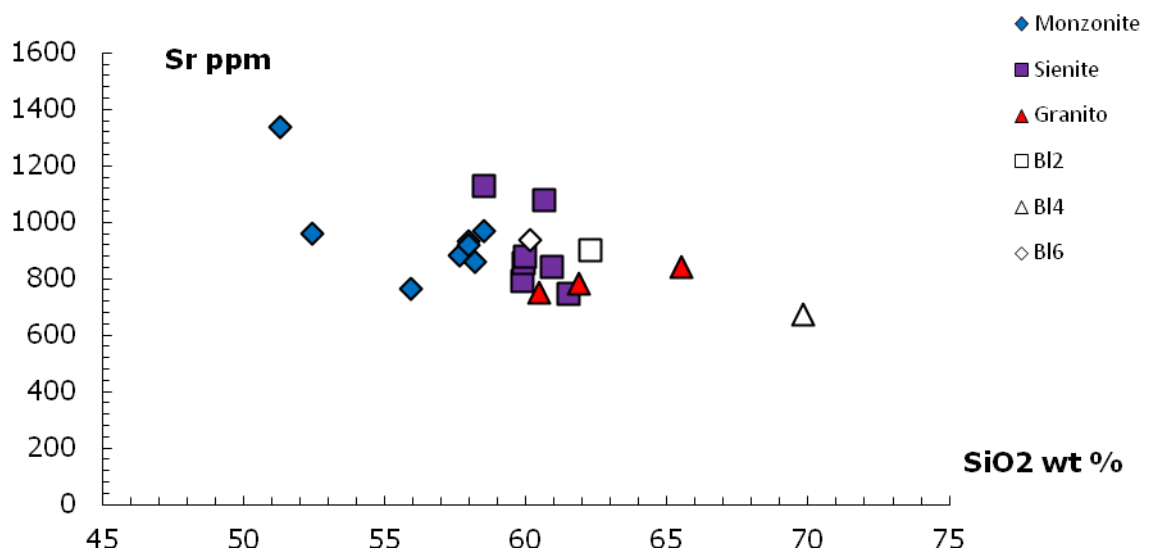


Figura 5.16 – Rb vs SiO<sub>2</sub>. Confronto tra la composizione dei campioni studiati e i dati di Bigioggero et al., (1994).



*Figura 5.17 – Ba vs SiO<sub>2</sub>. Confronto tra la composizione dei campioni studiati e i dati di Bigioggero et al., (1994).*



*Figura 5.18 – Sr vs SiO<sub>2</sub>. Confronto tra la composizione dei campioni studiati e i dati di Bigioggero et al., (1994).*

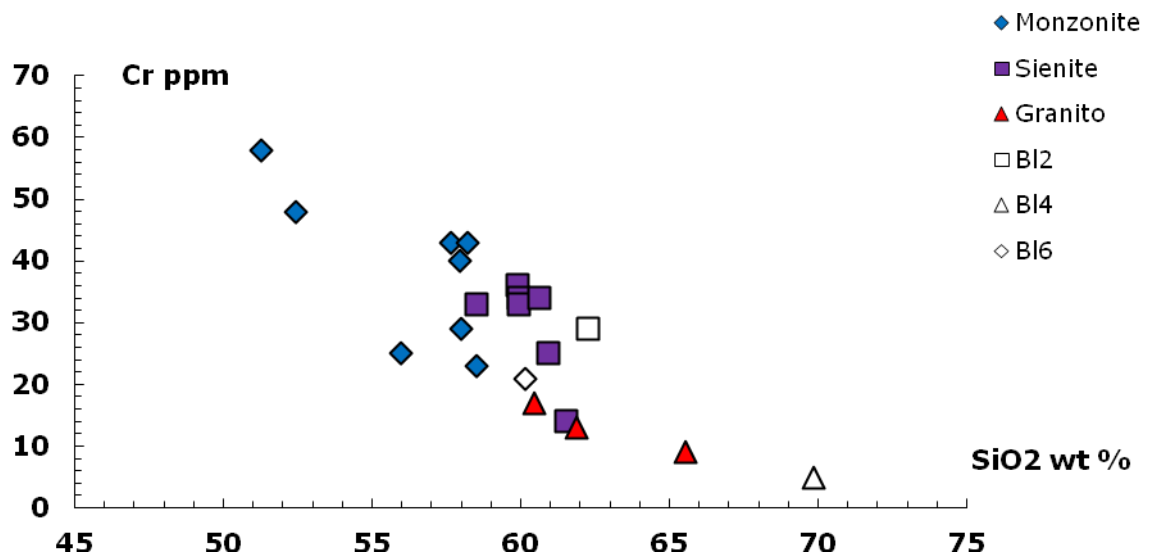


Figura 5.19 – Cr vs SiO<sub>2</sub>. Confronto tra la composizione dei campioni studiati e i dati di Bigioggero et al., (1994).

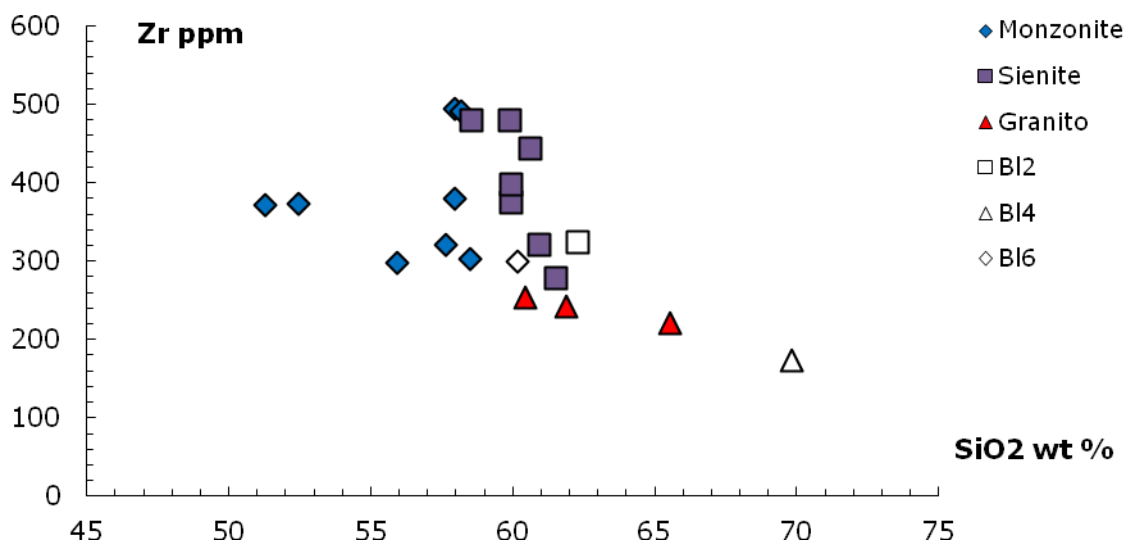


Figura 5.20 – Zr vs SiO<sub>2</sub>. Confronto tra la composizione dei campioni studiati e i dati di Bigioggero et al., (1994).





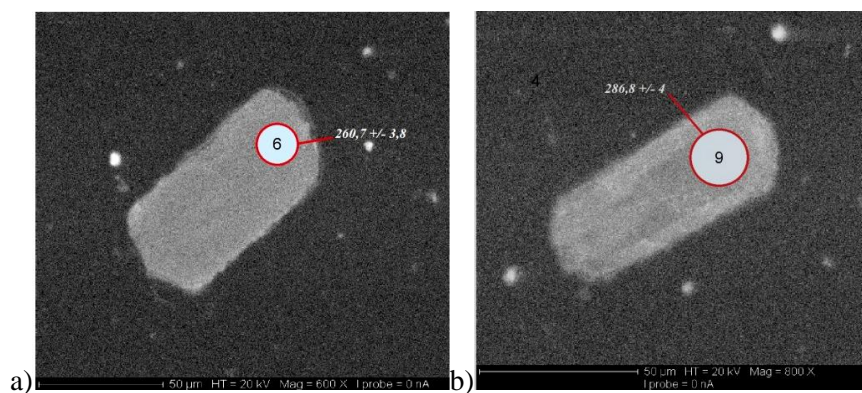
## Capitolo 6

### La microstruttura interna degli zirconi

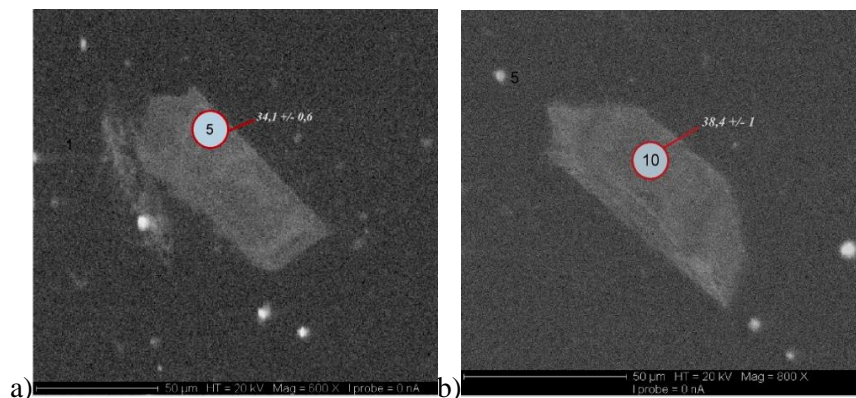
Gli zirconi separati dai campioni BL2 e BL4 sono stati analizzati presso CNR-IGG unità di Pavia, con un microscopio elettronico dotato di rivelatore di catodoluminescenza. In questo modo è stato possibile evidenziare le strutture interne degli zirconi utile per la scelta dei punti di analisi geocronologiche.

#### *Campione BL2*

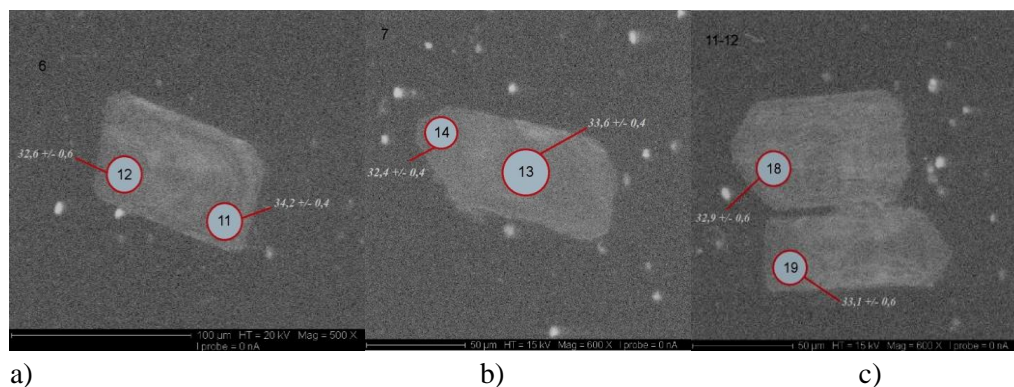
In generale il campione BL2 (Fig. 6.1-6.7) contiene zircone euedrale con strutture interne concentriche e pianoparallele. I numeri all'interno dei cristalli rappresentano la localizzazione del punto di analisi.



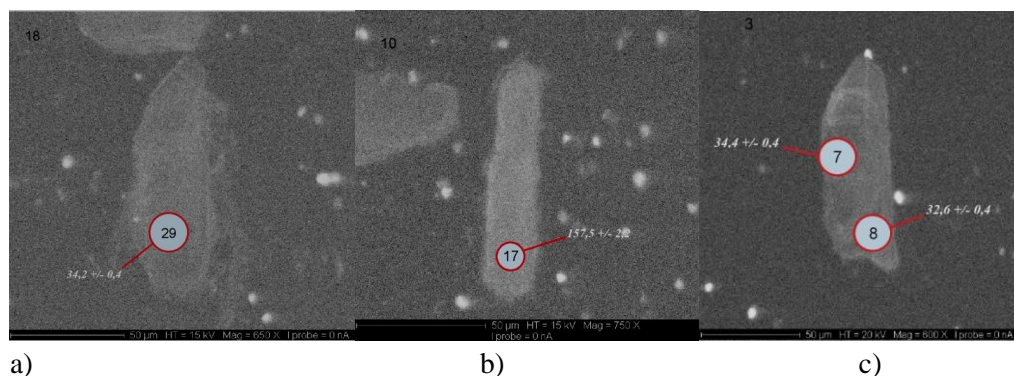
**Figura 6.1 – Immagini CL, scala 50µm, di due cristalli di zirconi del campione di sienite BL2. Questi cristalli presentano una forma simile ma hanno zone di luminescenza differente: in (a) si individua un vero e proprio rim (corona esterna), mentre in (b) la corona è più estesa e la parte centrale appare con delle porzioni più scure.**



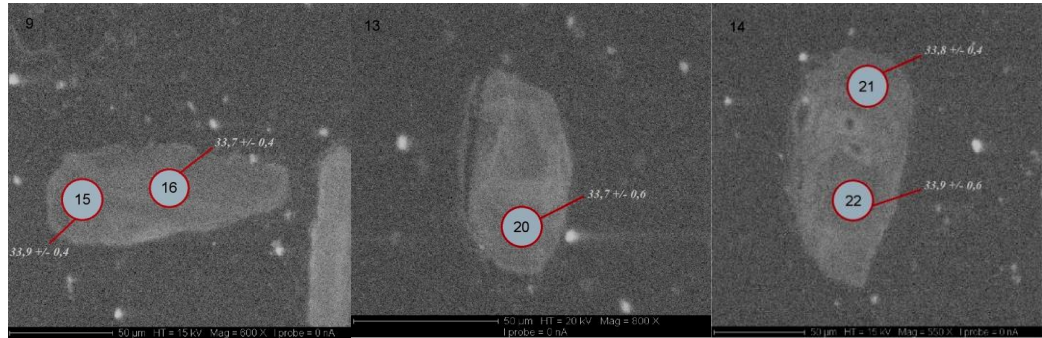
**Figura 6.2 – Immagini CL, scala 50µm, campione di sienite BL2. Individui poco luminescenti (a) e con forma subeudrale (b).**



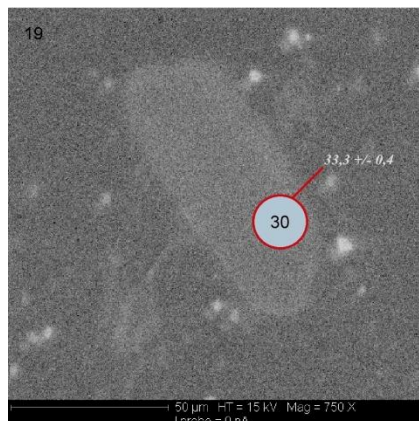
**Figura 6.3 – Immagini CL, scala 100µm(a) e 50µm (b),(c) di tre cristalli di zirconi del campione di sienite BL2. La luminescenza risulta omogenea e bassa per tutte e tre gli individui. Complessivamente la microstruttura interna si presenta di tipo concentrico.**



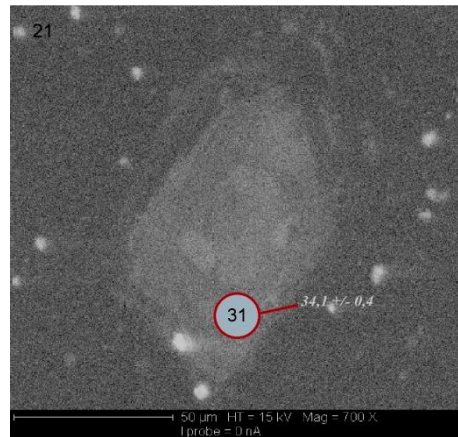
**Figura 6.4 – Immagini CL, scala 50µm, di tre cristalli di zirconi del campione di sienite BL2. Hanno forma tabulare allungata (a) ristretta (b) o con estremità piramidale (c).**



a) b) c)  
**Figura 6.5 – Immagini CL, scala 50 $\mu\text{m}$ , di tre cristalli di zirconi del campione di sienite BL2. (a) abito anedrale; (b) abito subeudrale; zonature interne (c).**



**Figura 6.6 – Immagine CL, scala 50 $\mu\text{m}$ , zircone del campione di sienite BL2. Il cristallo non mostra microstrutture interne.**

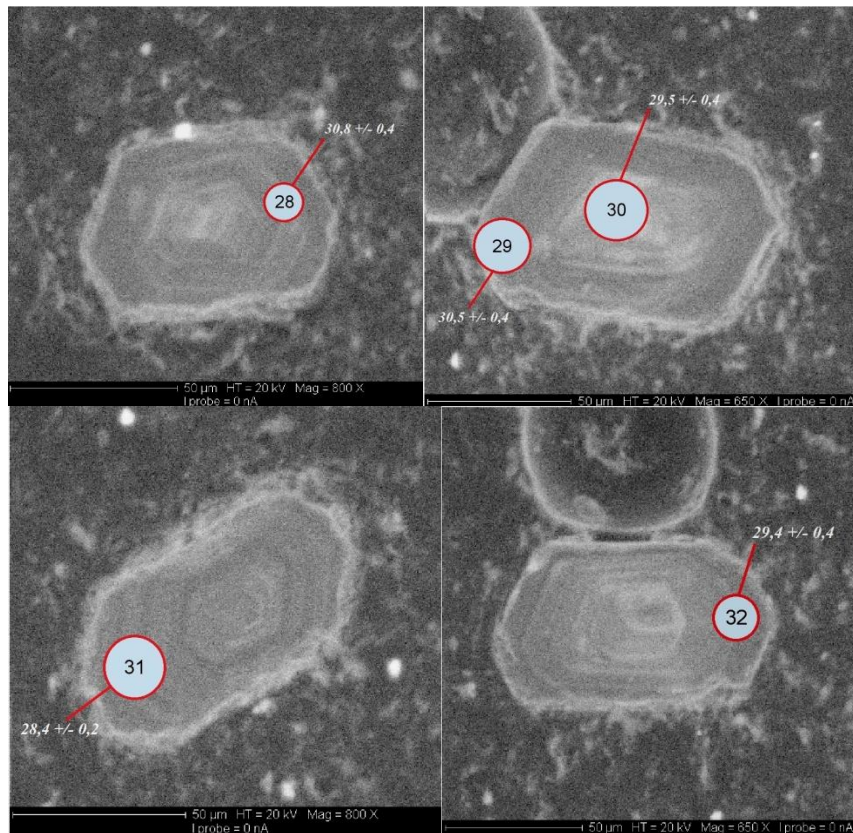


*Figura 6.7 – Immagine CL, scala 50μm, di cristallo di zircone del campione di sienite BL2. Forma subedrale del cristallo con struttura interna concentrica.*

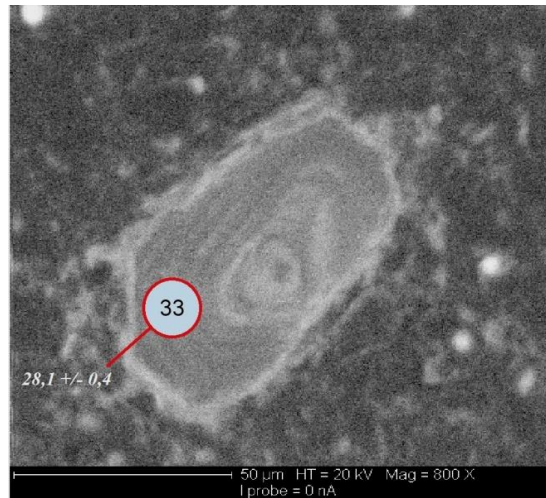


## *Campione BL4*

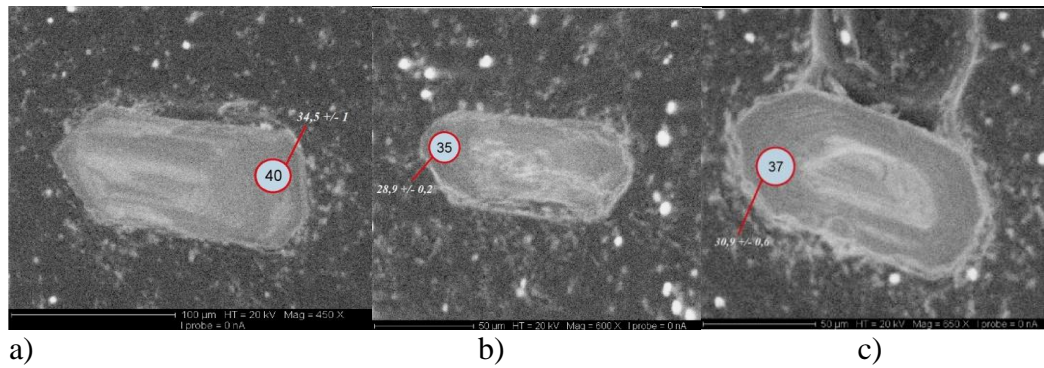
In generale il campione di monzonite a megacristalli di ortoclasio BL4 (Fig. 6.8-6.15) contiene zircone eudrale con strutture interne concentriche e pianoparallele. I numeri all'interno dei cristalli rappresentano la localizzazione del punto di analisi. A differenza del campione BL2, gli zirconi del campione BL4 hanno un marcato rim di accrescimento con bassa luminescenza attorno ad un nucleo e zonato in maniera concentrica.



**Figura 6.8 – Immagine CL, scala 50μm, di zirconi separati dal campione di monzonite a megacristalli di ortoclasio BL4. Tutti gli zirconi sono eudrali e mostrano un nucleo più luminescente e zonatura piano parallela rispetto ai bordi.**



**Figura 6.9 – Immagini CL, scala 50µm, di zirconio del campione BL4. Si apprezza la forma prismatica,**

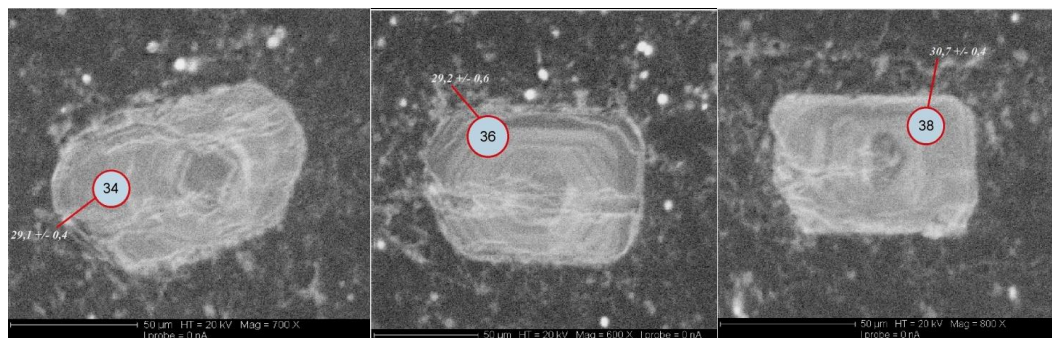


a)

b)

c)

**Figura 6.10 – Immagini CL, scala 50µm, di zirconi del campione BL4. I minerali si presentano subedrali e con forma prismatica. (a) zonatura interna irregolare. (b-c) zonature concentriche.**

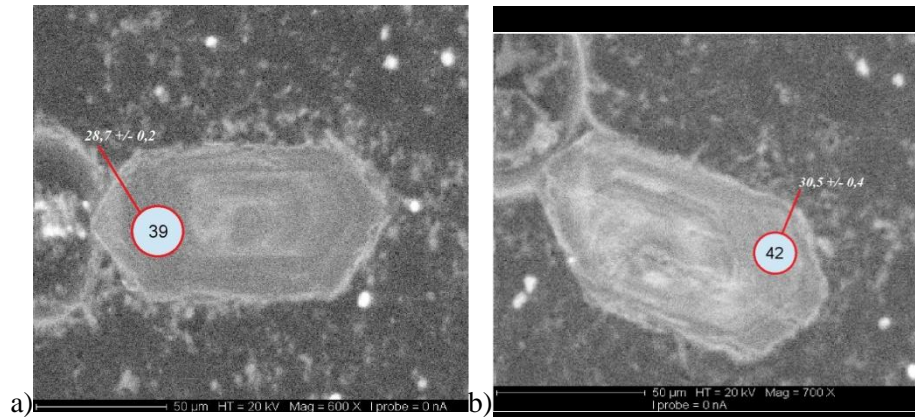


a)

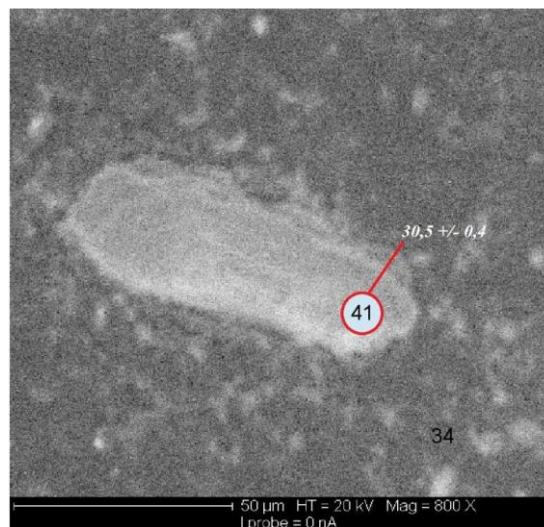
b)

c)

**Figura 6.11 – Immagini CL, scala 50µm, di zirconi con abito euedrale/subeuedrale (campione BL4). Nucleo ben visibile (a), struttura interna a zonatura concentrica (b, c).**

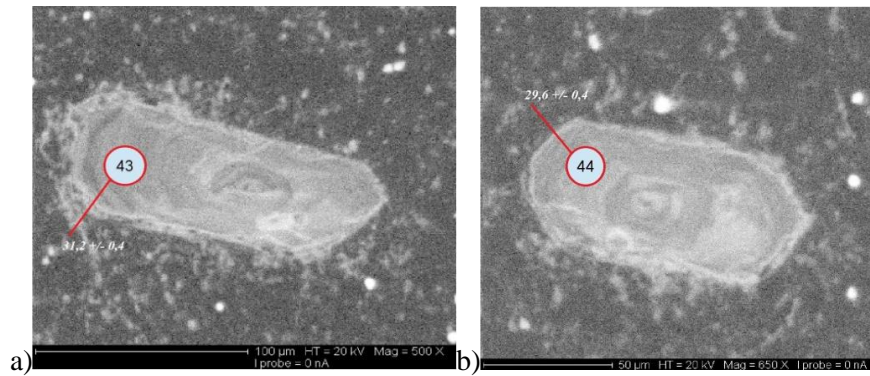


**Figura 6.12 – Immagini CL, scala 50µm, di zirconi del campione BL4. La forma dei cristalli si presenta euedrale ben evidente e prismatica con bordi a luminescenza variabile più scura in (a) che in (b) .**

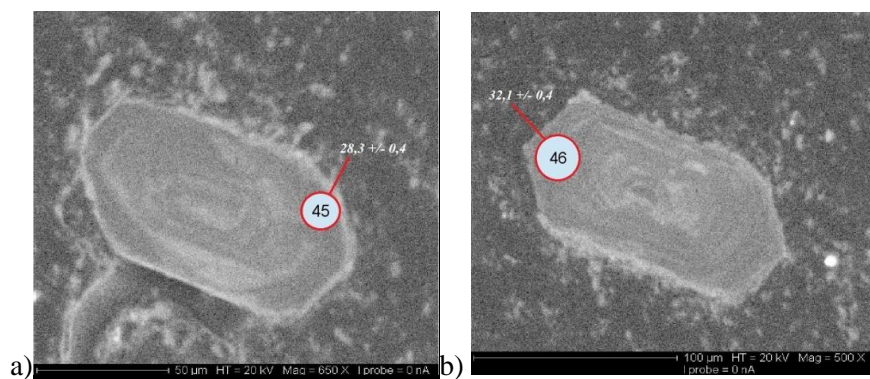


**Figura 6.13 – Immagine CL, scala 50µm, di un zircone del campione BL4. La forma risulta subeuedrale. Il contorno inferiore del cristallo risulta luminescente mentre quello superiore è irregolare.**





**Figura 6.14 – Immagini CL, scala 100μm a sinistra e 50μm a destra, di zirconi del campione BL4. Forma subedrale allungata (a); strutture concentriche interne (b).**

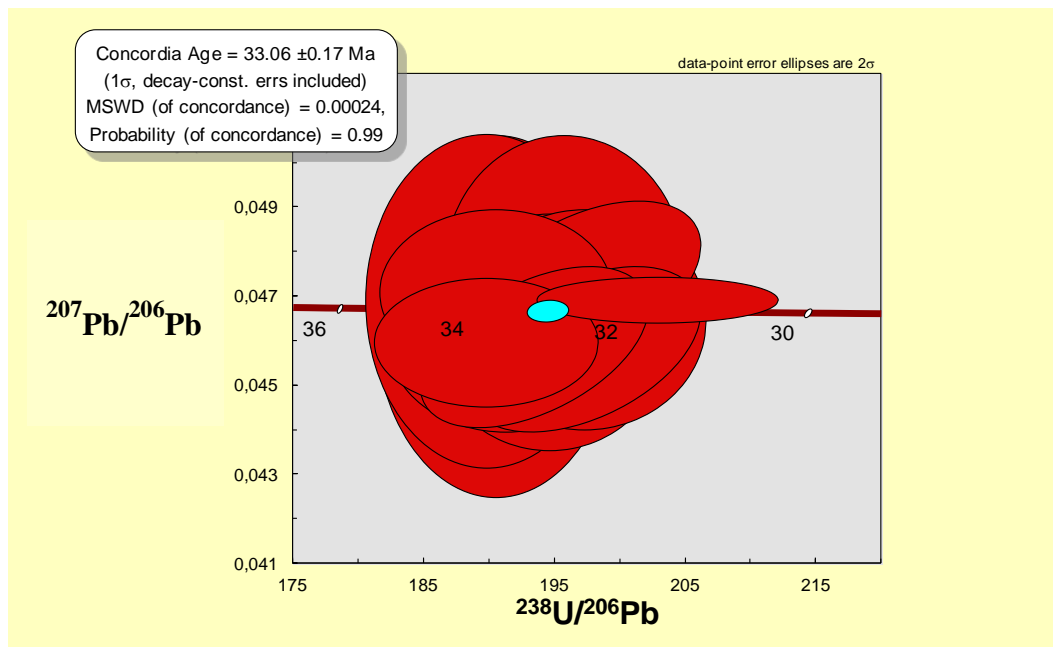


**Figura 6.15 – Immagini CL, scala 50μm (a) e 100μm (b), di zircone euedrale/subeuedrale del campione BL4. Gli individui hanno bassa luminescenza e zonature interne di tipo concentrico.**

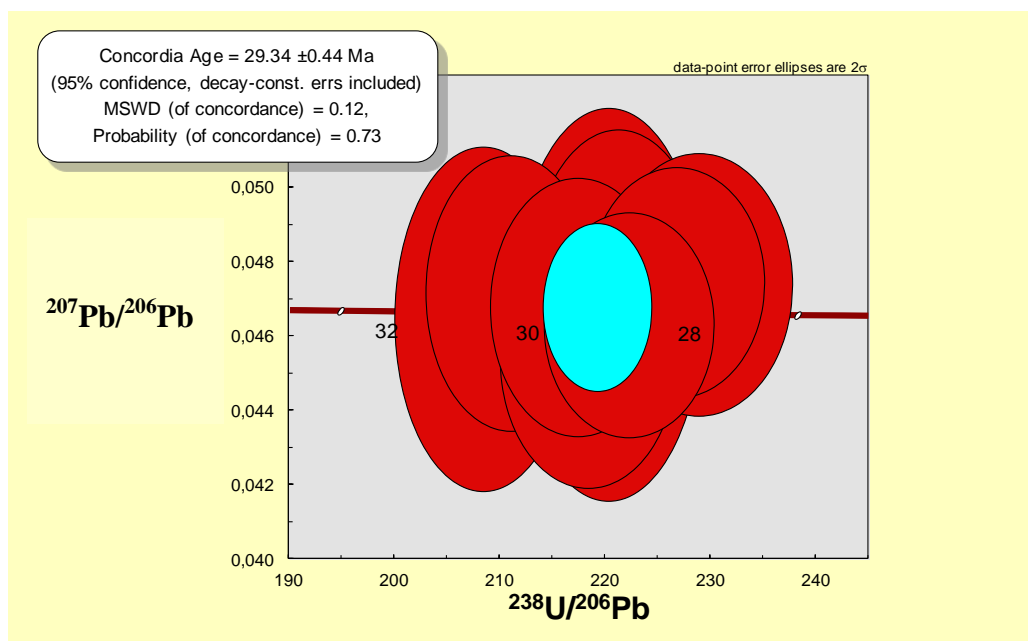
## Capitolo 7

### Geocronologia U-Pb su Zircone

Gli zirconi separati dalla sienite BL2 hanno dato 24 età U/Pb concordanti (Tab. 7.1) la cui media è di  $33 \pm 0.17$  Ma (Fig. 7.1). Il campione di monzogranito con megacristalli di ortoclasio BL4 ha dato zirconi con 19 età U/Pb concordanti la cui media è di  $29.3 \pm 0.44$  Ma.



**Figura 7.1 – Diagramma concordia  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  per gli zirconi separati dal campione di sienite BL2.**



**Figura 7.2 – Diagramma concordia per gli zirconi separati dal campione di monzogranito BL4.**

**Tabella 7.1 – Risultati delle analisi U-Pb**

Analisi	Grano	Posizione	Commento	207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	Rho	207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ
<b>BL2 - Sienite</b>																
De16a005	Z-1			0,0455	0,0018	0,0053	0,0001	0,0331	0,0331	0,649	0,1	41,0	34,1	0,3	33,1	0,9
De16a006	Z-2			0,6580	0,0185	0,0413	0,0008	3,7383	3,7383		4641,6	18,1	260,7	1,9	1579,6	6,4
De16a007	Z-3	Nucleo		0,0719	0,0023	0,0054	0,0001	0,0530	0,0530	0,939	983,6	41,3	34,4	0,2	52,5	0,9
De16a008	Z-3	Bordo		0,0473	0,0015	0,0051	0,0001	0,0330	0,0330	0,600	65,4	42,9	32,6	0,2	33,0	0,5
De16a009	Z-4	Nucleo		0,6931	0,0193	0,0455	0,0009	4,3392	4,3392		4716,5	17,4	286,8	2,0	1700,8	6,2
De16a010	Z-5	Nucleo	Saturato	0,0645	0,0035	0,0060	0,0001	0,0530	0,0530		757,2	98,0	38,4	0,5	52,5	2,3
De16a011	Z-6	Bordo		0,0456	0,0014	0,0053	0,0001	0,0334	0,0334	0,600	0,1	20,2	34,2	0,2	33,3	0,5
De16a012	Z-6	Nucleo		0,0466	0,0018	0,0051	0,0001	0,0325	0,0325	0,662	28,6	67,9	32,6	0,3	32,5	0,9
De16a013	Z-7	Nucleo		0,0459	0,0017	0,0052	0,0001	0,0332	0,0332	0,729	0,1	57,0	33,6	0,2	33,1	0,8
De16a014	Z-7	Bordo		0,0480	0,0015	0,0050	0,0001	0,0333	0,0333	0,935	96,1	47,4	32,4	0,2	33,2	0,6
De16a015	Z-9	Bordo		0,0460	0,0015	0,0053	0,0001	0,0334	0,0334	0,821	0,1	52,0	33,9	0,2	33,4	0,7
De16a016	Z-9	Nucleo		0,0471	0,0017	0,0053	0,0001	0,0341	0,0341	0,763	56,1	59,8	33,7	0,2	34,0	0,8
De16a017	Z-10	Nucleo		0,6439	0,0180	0,0247	0,0005	2,1914	2,1914		4610,3	17,8	157,5	1,1	1178,3	5,4
De16a018	Z-11	Bordo	Frattura	0,0477	0,0020	0,0051	0,0001	0,0336	0,0336	0,596	81,2	76,8	32,9	0,3	33,5	1,0
De16a019	Z-12	Bordo		0,0463	0,0018	0,0051	0,0001	0,0327	0,0327	0,633	12	71,6	33,1	0,3	32,7	0,9
De16a020	Z-13	Bordo		0,0466	0,0023	0,0053	0,0001	0,0337	0,0337	0,487	28,7	97,4	33,7	0,3	33,7	1,3
De16a021	Z-14	Bordo		0,0513	0,0018	0,0053	0,0001	0,0372	0,0372	0,742	254,4	58,7	33,8	0,2	37,1	0,9
De16a022	Z-14	Nucleo	Saturato	0,0469	0,0022	0,0053	0,0001	0,0341	0,0341	0,521	44,7	90,6	33,9	0,3	34,0	1,2
De16a023	Z-15	Bordo		0,0458	0,0014	0,0053	0,0001	0,0331	0,0331	0,981	0,1	30,6	33,8	0,2	33,1	0,5
De16a024	Z-15	Nucleo		0,0459	0,0014	0,0051	0,0001	0,0320	0,0320	0,600	0,1	36,9	32,6	0,2	32,0	0,5
De16a028	Z-17	Bordo		0,0469	0,0015	0,0049	0,0001	0,0319	0,0319	0,973	45,6	44,4	31,7	0,2	31,9	0,5
De16a029	Z-18	Nucleo		0,0437	0,0014	0,0053	0,0001	0,0320	0,0320	0,890	0,1	0,0	34,2	0,2	32,0	0,6
De16a030	Z-19	Nucleo		0,0460	0,0014	0,0052	0,0001	0,0327	0,0327	0,600	0,1	36,7	33,3	0,2	32,7	0,5
De16a031	Z-23	Nucleo		0,0278	0,0010	0,0053	0,0001	0,0203	0,0203	0,657	0,1	0,0	34,1	0,2	20,4	0,5
<b>BLA -monzogranito ZRN</b>																
De16e028	Z-5	Bordo		0,0502	0,0019	0,0048	0,0001	0,0332	0,0012	0,431	206,3	54,1	30,8	0,2	33,2	0,7
De16e029	Z-6	Bordo		0,0445	0,0015	0,0047	0,0001	0,0291	0,0010	0,477	0,1	0,0	30,5	0,2	29,2	0,5
De16e030	Z-6	Nucleo		0,0454	0,0017	0,0046	0,0001	0,0287	0,0010	0,445	0,1	20,7	29,5	0,2	28,7	0,6
De16e031	Z-7	Bordo		0,0474	0,0016	0,0044	0,0001	0,0289	0,0009	0,487	69,2	33,5	28,4	0,1	28,9	0,3
De16e032	Z-8	Bordo		0,0479	0,0016	0,0046	0,0001	0,0302	0,0010	0,468	93,1	39,2	29,4	0,2	30,2	0,4
De16e033	Z-9	Bordo		0,0474	0,0017	0,0044	0,0001	0,0286	0,0010	0,461	70,9	49,7	28,1	0,2	28,6	0,5
De16e034	Z-11	Nucleo		0,0473	0,0020	0,0045	0,0001	0,0295	0,0012	0,394	62,0	69,5	29,1	0,2	29,5	0,8
De16e035	Z-12	Bordo		0,0464	0,0015	0,0045	0,0001	0,0287	0,0009	0,486	17,3	32,8	28,9	0,1	28,8	0,3
De16e036	Z-13	Bordo		0,0470	0,0024	0,0045	0,0001	0,0293	0,0014	0,341	49,5	96,7	29,2	0,3	29,4	1,2
De16e037	Z-22	Bordo		0,0465	0,0021	0,0048	0,0001	0,0308	0,0014	0,374	21,9	82,7	30,9	0,3	30,8	1,0
De16e038	Z-21	Bordo		0,0498	0,0018	0,0048	0,0001	0,0328	0,0011	0,460	187,3	46,6	30,7	0,2	32,7	0,6
De16e039	Z-20	Bordo		0,0499	0,0016	0,0045	0,0001	0,0307	0,0009	0,492	190,7	30,6	28,7	0,1	30,7	0,3
De16e040	Z-16	Bordo		0,0562	0,0037	0,0054	0,0001	0,0417	0,0026	0,327	459,6	125,0	34,5	0,5	41,4	2,3
De16e041	Z-34	Bordo		0,0473	0,0018	0,0047	0,0001	0,0308	0,0011	0,436	61,3	54,4	30,5	0,2	30,8	0,7
De16e042	Z-32	Bordo		0,0468	0,0019	0,0048	0,0001	0,0307	0,0012	0,427	39,4	65,2	30,5	0,2	30,7	0,8
De16e043	Z-31	Bordo		0,0470	0,0016	0,0049	0,0001	0,0314	0,0010	0,481	48,5	40,4	31,2	0,2	31,4	0,5
De16e044	Z-30	Bordo		0,0468	0,0017	0,0046	0,0001	0,0297	0,0010	0,457	40,2	48,8	29,6	0,2	29,7	0,6
De16e045	Z-45	Bordo		0,0480	0,0018	0,0044	0,0001	0,0291	0,0011	0,435	100,7	56,0	28,3	0,2	29,1	0,6
De16e046	Z-39	Bordo		0,0481	0,0016	0,0050	0,0001	0,0330	0,0010	0,494	103,6	36,3	32,1	0,2	33	0,4

## Capitolo 8

### Discussione e considerazioni conclusive

Sono stati separati gli zirconi dalla sienite e dal monzogranito a megacrystalli di ortoclasio appartenenti al Plutone Oligocenico della Valle del Cervo (Biella).

È stato determinato il rapporto isotopico U-Pb dei bordi di zircone che durante le osservazioni in catodoluminescenza mostrano zonature piano parallele. Queste strutture interne sono tipiche di zirconi di origine magmatica. Pertanto le età U-Pb medie determinate (33 Ma per la sienite e 29 Ma per il monzogranito a megacrystalli di ortoclasio) sono da considerarsi età magmatiche relative alla cristallizzazione dei fusi che diedero origine a queste rocce.

In letteratura sono disponibili datazioni del Plutone della Valle del Cervo. Età di circa 30 Ma sono state ottenute utilizzando la sistematica isotopica Rb-Sr su separati di biotite (Bigioggero *et al.*, 1994). Recentemente è stata pubblicata un'età U-Pb di circa 30 Ma relativa all'intrusione del nucleo granitico ("Granito Bianco") del Plutone della Valle del Cervo (Berger *et al.*, 2012).

Dal confronto dei dati geocronologici di questa tesi con quelli di letteratura è possibile interpretare il Plutone della Valle del Cervo come un'intrusione polifasica. La prima fase magmatica ha visto l'intrusione della sienite dentro la crosta dell'unità Sesia Lanzo seguita, dopo circa 4 Ma, da una seconda fase intrusiva caratterizzata dalla messa in posto del monzogranito a megacrystalli di ortoclasio e dal nucleo di granito bianco affiorante a Campiglia Cervo (Berger *et al.*, 2012) non oggetto di questa tesi.

È interessante notare che l'età magmatica della sienite è coeva con le età magmatiche ottenute per il nucleo tonalitico del plutone di Miagliano (Carraro e Ferrara, 1968) che affiora nell'unità Ivrea-Verbanò a circa 2 km sud-est dal Plutone della Valle del Cervo. Infine la sienite è coeva sia all'evento magmatico che ha dato origine all'intrusione di dicchi andesitici della zona (Bigioggero *et al.*, 1983) sia all'eruzione delle vulcaniti alcaline appartenenti alla suite vulcanica di Biella (U-Pb su zircone; Kapferer *et al.*, 2012).

In conclusione sia la zona Ivrea-Verbano che la crosta della zona Sesia-Lanzo sono state oggetto di un'intensa attività magmatica alcalina sia di tipo intrusivo che effusivo in soli 4 Ma.

## Bibliografia

Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. (2002) – Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 602-622.

Berger A., Thomsen T. B., Ovtcharova M. Kapferer N., Mercolli I. (2012) – Dating emplacement and evolution of the orogenic magmatism in the internal Western Alps: 1. The Miagliano Pluton. *Swiss J Geosci* **105**, 49-65.

Bigioggero B. & Tunesi A. (1987) – The “Valle del Cervo” plutonic body. In: Boriani A., Caironi V. & Giobbi Origoni E. (Eds) *Granites and their surroundings. Field Trip Guide Book*, 7-17.

Bigioggero B., Colombo A., Del Moro A., Gregnanin A., Macera P., & Tunesi A. (1994) – The Oligocene Valle del Cervo Pluton: an example of shoshonitic magmatism in the Western Italian Alps. *Memoriale Scientifico Geologico*, **46** 409-421.

Braga R., Cinelli G. (2014) – The gabbro and serpentinized peridotite of bonassola (bracco-levanto ophiolite, Italy) – an extremely low naturalradiation area to improve *in situ* gamma spectrometry. *Ofioliti* **39(2)** 43-49.

Browuer P. (2010) – Theory of XRF, PANanalytical B.V.

Carraro F. e Ferrara G., (1968) – *Alpine "tonalite" at Migliano, Biella (Zona dioritico-kinzigitica), a preliminary note*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48** 75-80, Zürich.

Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) – Diffusion in zircon. In: Hanchar JM, Hoskin P.W.O. (eds) Zircon. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 113-143.

Dal Piaz G.V. & Venturelli G. (1983) – Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi. *Memorie della Società Geologica Italiana* **26**, 5-19.

Del Moro A., Ferrara G., Tonarini S., & Callegari E., (1983) – Rb/Sr Systematics on rocks from the Adamello Batholith (southern Alps). *Memorie della Società Geologica Italiana* **26**, 261-284.

Fiorentini Potenza M. (1959) – Distribuzione delle principali facies petrografiche e radioattività nel plutone “sienitico” di Biella (Valle del Cervo). *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana* **15**, 89-137.

Fiorentini Potenza M. (1960) – Disturbi tettonici ed albiti metasomatiche nelle rocce intrusive della Valle del Cervo (Biella). *Rendiconti Istituto Lombardo Accademie di Scienze e Lettere* **95**, 263-276.

Fiorentini Potenza M. (1961a) – Orientazioni preferenziali della micropertite nelle rocce intrusive della Valle del Cervo (Biella). *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana* **18**, 1-8.

Fiorentini Potenza M. (1961b) – Evoluzione strutturale, dispersione ottica ed altri caratteri del K-feldspato differenziate della massa intrusiva della Valle del Cervo (Biella). *Rendiconti Istituto Lombardo Accademie di Scienze e Lettere* **95**, 807-826.



Fiorentini Potenza M. (1961c) – Fenomeni di metasomatosi sodica nelle sieniti nella Valle del Cervo (Biella). *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana* **17**, 1-24.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. (2007) – Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements* **3**, 43-50.

G. V. Dal Piaz & Venturelli (1983) – Brevi riflessioni sul magmatism post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio temporale delle Alpi. *Memoriale società Geologica Italiana* **26**, 5-19, 1 f.

Hanchar J.M, van Westrenen W. (2007) – Rare earth element behavior in zircon–melt systems. *Elements* **3**, 37-42.

Handy M. R., Babist J., Rosenberg C. L., Wagner R. & Konrad M., (2004) – Decoupling and its relation to strain partitioning in continental lithosphere – Insight from the Periadriatic fault system (European Alps). IN: Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. Brun J.P., Cobbold P.R. & Gapais D., (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ. (in press)*.

Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. (2006) – Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chemical Geology* **226**, 144-162.

Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. (2007) – Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements* **3**, 25-30.

Holmes A. (1911) – The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proceedings of the Royal Society of London* **85A**, 248-256.

Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) – Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology* **28**, 627-630.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) – The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hancher JM, Hoskin P.W.O. (eds) *Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 27-62.

Kapferer N., Mercolli I., Benger A., Thomsen T. B., Ovtcharova M., Fügenschuh B. (2012) – Dating emplacement and evolution of the orogenic magmatism in the internal Western Alps: 2. The Biella Volcanic Suite. *Swiss J Geosci* **105**, 67-84.

Nicolas A., Hirn A., Nicolich R., Polino R. and the ECORPS-CROP Working Group, (1990) – Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORPS-CROP traverse. *Geology* **18**, 587-590.

Simon L. Harley and Nigel M. Kelly (2007) – Grant Institute of Earth Science, The University of Edinburgh *Elements* **3**, 13-18.

Peyronel Pagliani G. (1959) – Il granito porfirico della media Valle del Cervo (Biella). *Rendiconti Istituto Lombardo di Scienze e lettere* **93**, 379-398.

Peyronel Pagliani G. (1961) – La monzonite del Biellese: studio petrografico delle facies periferiche nella parte occidentale del

massiccio della Valle del Cervo (Biella). *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana* **17**, 407-425.

Peyronel Pagliani G. (1961b) – Chimismo e differenziazione delle rocce nel settore occidentale del plutone di Biella. *Rendiconti Istituto Lombardo Accademie di Scienze e Lettere* **95**, 317-334.

Rubatto D., Hermann J. (2007) – Zircon behaviour in deeply subducted rocks. *Elements* **3**, 31-35.

Scherer E.E., Whitehouse M.J., Münker C. (2007) – Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements* **3**, 19-24.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) – Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **151**, 413-433.

Wetherill G.W. (1956) – Discordant uranium lead ages, I. *Transactions of the American Geophysical Union* **37**, 320-326.

Winter JD. (2010) – Principles of igneous and metamorphic petrology (2<sup>nd</sup> edition) Prentice Hall, 702 pp

## **Siti internet consultati**

<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>

[www.googleearth.com](http://www.googleearth.com)

[www.igg.cnr.it](http://www.igg.cnr.it)