



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Nicola Surian

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA LM-74

**Metamorfismo di contatto nell'aureola del plutone di  
Re di Castello in Val Borzago  
(Adamello orientale)**

Relatore: Prof. Bernardo Cesare

Correlatore: Prof. Omar Bartoli

Laureando: Giorgio Moranduzzo

ANNO ACCADEMICO 2022-2023



# Indice

<b>Riassunto</b> .....	<b>I</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>V</b>
<b>Introduzione</b> .....	<b>1</b>
<b>Capitolo 1 - Inquadramento geografico e geologico</b> .....	<b>5</b>
1.1 Assetto geografico.....	5
1.2 Assetto geologico .....	8
1.2.1 Il Batolite dell'Adamello.....	9
1.2.2 Area di studio: Val Borzago.....	11
1.2.3 Il plutone di Re di Castello.....	13
1.2.4 Il metamorfismo di contatto .....	15
<b>Capitolo 2 - Attività di campionamento</b> .....	<b>19</b>
<b>Capitolo 3 – Metodologie</b> .....	<b>27</b>
3.1 Studio Petrografico.....	27
3.1.1 La tecnica .....	27
3.1.2 Le analisi effettuate .....	28
3.2 Microsonda Elettronica (EMPA) .....	29
3.2.1 La tecnica .....	29
3.2.2 Le analisi effettuate .....	31
3.3 Fluorescenza a raggi X (XRF) .....	31
3.3.1 La tecnica .....	31
3.3.2 Le analisi effettuate .....	34
3.4 Modellizzazione Termodinamica .....	35
<b>Capitolo 4 – Petrografia</b> .....	<b>39</b>
4.1 Introduzione .....	39
4.2 Il Basamento Varisico esterno all'aureola.....	41
4.3 BOR7bis.....	43
4.4 BOR5.....	46

4.5 BOR17.....	50
4.6 BOR12.....	53
4.7 BOR13.....	57
4.8 Altre osservazioni petrografiche .....	61
4.9 Evidenze di fusione parziale .....	65
4.10 Considerazioni riassuntive .....	69
<b>Capitolo 5 – Composizione chimica delle rocce e dei minerali.....</b>	<b>71</b>
5.1 Composizione chimica delle rocce.....	71
5.2 Composizione chimica dei minerali .....	72
5.2.1 Cordierite.....	74
5.2.2 Biotite .....	75
5.2.3 Mica bianca .....	77
5.2.4 Feldspato potassico .....	78
5.2.5 Plagioclasio .....	79
5.3 Considerazioni riassuntive .....	81
5.4 Chemografia AFM .....	81
<b>Capitolo 6 – Termobarometria .....</b>	<b>87</b>
6.1 Termometria Ti-in-Bt.....	87
6.1.1 Il termometro Ti-in-Bt.....	87
6.1.2 Risultati .....	89
6.2 Modellizzazione termodinamica .....	91
<b>Capitolo 7 – Discussione e conclusioni.....</b>	<b>101</b>
<b>Ringraziamenti .....</b>	<b>107</b>
<b>Bibliografia .....</b>	<b>109</b>
<b>Appendice.....</b>	<b>115</b>





## Riassunto

Alla messa in posto di un corpo magmatico è sempre associata una perturbazione termica. Le rocce a stretto contatto con il magma sono attraversate da un'onda di calore che si propaga verso l'esterno. Intorno alla massa magmatica le rocce subiscono una modificazione tessiturale e mineralogica formando un'aureola di contatto di dimensioni variabili in base alla composizione chimica e alle dimensioni del corpo stesso. In petrografia questo processo di trasformazione *sub-solidus* è chiamato metamorfismo di contatto.

In questo elaborato scientifico è stata presa in esame l'aureola di contatto del plutone di Re di Castello, localizzata in Val Borzago (Adamello Orientale). L'obiettivo principale è stato quello di determinare le condizioni di pressione e temperatura alle quali si è verificato il metamorfismo di contatto. Il lavoro ha riguardato in particolare l'analisi delle rocce costituenti l'aureola di contatto.

Lo studio è stato condotto su rocce registranti precedentemente un metamorfismo di tipo regionale, ovvero gli Scisti di Rendena, i quali hanno subito una sovraimpronta metamorfica di contatto diventando cornubianiti.

In quest'area le rocce sono state riscaldate da corpi di varia composizione, ovvero gabbri, tonaliti e granodioriti, e presentano una associazione mineralogica a: sillimanite, andalusite, cordierite, biotite, mica bianca, plagioclasio, feldspato potassico, quarzo, ilmenite. Nei campioni più prossimi al contatto intrusivo si sono anche osservate evidenze di fusione parziale (anatesi).

Per analizzare i campioni sono state adoperate varie metodologie: il microscopio ottico, la microsonda elettronica e la fluorescenza a raggi X.

Per ottenere informazioni sulle condizioni di pressione e temperatura è stato utilizzato il geotermometro Ti-in-Bt basato sul contenuto in titanio all'interno della biotite, mentre con il *software* Perple\_X è stata eseguita la modellizzazione termodinamica sugli equilibri di fase.

L'insieme di queste analisi ha permesso di stimare le condizioni metamorfiche delle rocce al contatto con il plutone di Re di Castello. L'aureola metamorfica si è equilibrata alla temperatura di almeno 670-680°C con una pressione di almeno 3.5 kbar.

Considerando la densità media della crosta continentale di 2.7 g/cm<sup>3</sup> e un gradiente di pressione pari a 0.27 kbar/km, i dati ottenuti dalle analisi indicano una profondità di messa in posto del plutone di Re di Castello di 13.2 km.





## **Abstract**

The emplacement of a magmatic body is always associated with a thermal perturbation. The rocks in contact with the magma are crossed by a heat wave which spreads outward. Around the magmatic complex the rocks undergo a textural and mineralogical modification forming a contact halo of variable dimensions based on the chemical composition of the body itself.

In petrography this sub-solidus transformation process is called contact metamorphism. In this scientific paper has been considered the contact halo of the Re di Castello pluton, located in Val Borzago (Eastern Adamello). The aim of the work was to determine the pressure and temperature conditions when the contact metamorphism occurred. The work concerned in particular to the analysis of the country rocks constituting the contact halo. The study was conducted on rocks registering a regional type of metamorphism, identified as Scisti di Rendena, which they got a metamorphic overprinting becoming cornubianites. In this area the rocks have been heated by bodies of various compositions: gabbros, tonalites and granodiorites. The mineralogical association includes: sillimanite, andalusite, cordierite, biotite, white mica, plagioclase, potassium feldspar, quartz, ilmenite.

To analyze the samples were used: the optical microscope, the electron microprobe and the X-ray fluorescence.

To obtain information on the pressure and temperature conditions at the time of the intrusion of Re di Castello pluton, were used the Ti-in-Bt geothermometer (based on the titanium content in the biotite) and the thermodynamic modeling on the phase equilibria (using the Perple\_X software).

All of these petrographic operations made it possible to estimate the metamorphic conditions of the rocks in immediate contact with the Re di Castello pluton. The metamorphic halo has equilibrated to the temperature of 670-680°C and the pressure of 3.5 kbar.

Considering the average density of the continental crust of  $2.7 \text{ g/cm}^3$  and a pressure gradient of 0.27 kbar/km, the data indicate a minimum depth of 13.2 km.





## **Introduzione**

Il batolite dell'Adamello rappresenta la più importante manifestazione intrusiva del magmatismo collisionale alpino di età compresa tra 29 e 42 milioni di anni. È costituito da quattro plutoni principali ad affinità calcalcalina: Re di Castello, Adamello, Avio e Presanella.

Il presente elaborato scientifico intende riportare quanto scoperto sull'aureola di contatto generata in seguito all'intrusione del plutone di Re di Castello, avvenuta 40-42 milioni di anni fa. Gli obiettivi sono stati i seguenti: determinare le condizioni metamorfiche di pressione e temperatura (P-T) registrate al contatto dalle rocce incassanti; stabilire la profondità d'intrusione del corpo magmatico; caratterizzare i fenomeni accessori, tra cui l'inizio della fusione parziale, che si possono essere verificati durante il riscaldamento delle rocce da parte del plutone.

La *facies* principale che costituisce l'intero sottogruppo del Re di Castello nell'area di interesse è formata da una tonalite biotitico-anfibolica a grana media piuttosto minuta e con prevalente tessitura massiccia. Nelle vicinanze del corpo magmatico principale sono localizzate delle masse intrusive più basiche composte da gabbri e dioriti orneblendici bordate da masserelle leucocratiche composte in prevalenza da leucograniti biotitici, più o meno granatiferi e trondhjemitici a due miche.

Lo studio si è svolto in Val Borzago, una valle secondaria alla Val Rendena situata nella parte orientale del batolite dell'Adamello. Per questo lavoro di tesi sono state svolte delle analisi su rocce, che costituivano l'aureola di contatto e, a differenza di altre parti, erano già metamorfiche. Alcuni campionamenti sono avvenuti non in posto lungo rivoli d'acqua

nei pressi del contatto intrusivo, mentre altri campioni sono stati raccolti in posto alla distanza di quaranta metri dal contatto con il plutone di Re di Castello.

Queste rocce sono state sottoposte a due principali eventi metamorfici: un metamorfismo di tipo regionale (pre-Permiano) in *facies* anfibolitica ha generato gli Scisti di Rendena, i quali hanno subito una sovraimpronta metamorfica di contatto diventando cornubianiti.

Il lavoro di questa tesi è iniziato tramite la consultazione della carta geologica del gruppo Adamello-Presanella (scala 1:50000). L'area presa in esame presenta una problematica geologica legata alla messa in posto di corpi magmatici con vario chimismo: il plutone di Re di Castello in *facies* tonalitica è affiancato da delle masse femiche in una *facies* intermedia tra il gabbro e la diorite. Durante il loro raffreddamento questi corpi intrusivi hanno indotto sulle rocce incassanti un'intensa perturbazione termica generando per contatto una serie di reazioni mineralogiche tra le fasi presenti nelle rocce. Il presente lavoro ha lo scopo di caratterizzare le rocce che costituiscono l'aureola metamorfica di contatto, per fare ciò si è combinato l'osservazione di terreno con lo studio petrografico dei campioni, la caratterizzazione chimica delle fasi mineralogiche, l'analisi della composizione chimica totale delle rocce e la modellizzazione degli equilibri di fase. I dati ottenuti hanno permesso di ottenere delle importanti informazioni sui valori di pressione e temperatura, utilizzabili come vincoli termobarometrici sulle condizioni del metamorfismo di contatto in Val Borzago.

La tesi è articolata in sei capitoli: nel primo capitolo viene descritta l'area di studio dal punto di vista geografico e geologico, in modo più dettagliato segue la descrizione del batolite dell'Adamello, la zona di studio, il plutone di Re di Castello e il metamorfismo di contatto. Il secondo e il terzo capitolo trattano rispettivamente l'attività di campionamento e le metodologie analitiche utilizzate per lo studio dei campioni. Nel

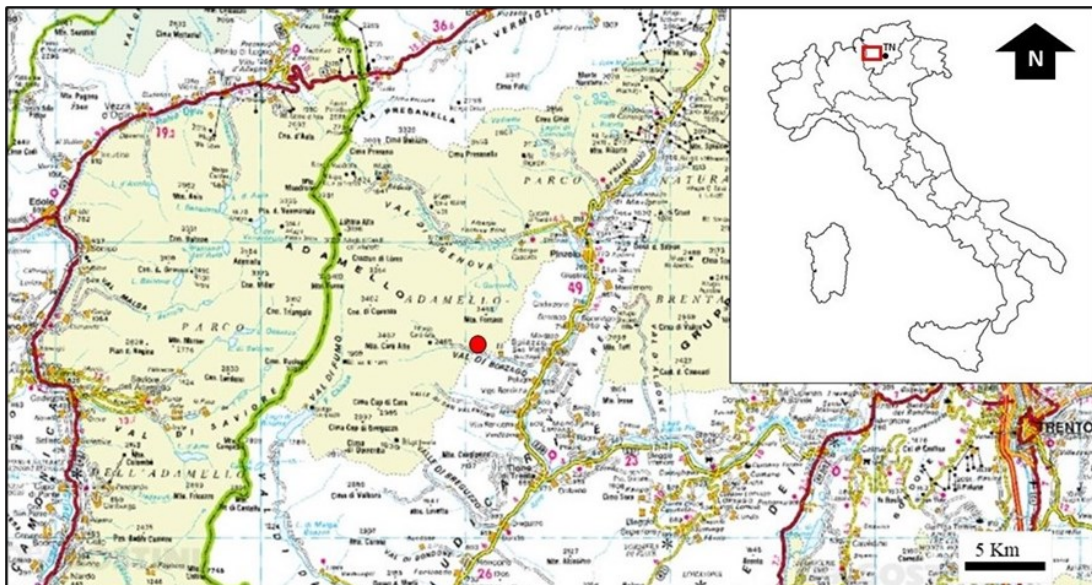
quarto capitolo sono descritte nel dettaglio le varie paragenesi presenti all'interno delle sezioni sottili, la descrizione è corredata da numerose microfotografie che evidenziano quanto detto testualmente; nella parte finale sono inserite altre fotografie di dettaglio relative a evidenze microstrutturali di fusione parziale. Il quinto capitolo si concentra sulla composizione chimica e mineralogica delle rocce e dei minerali, in particolare sono discussi i dati relativi alle analisi effettuate con la microsonda elettronica e con la fluorescenza ai raggi X. Il sesto capitolo riguarda la termobarometria, sono descritti e discussi i principali valori ottenuti tramite le diverse tecniche.



# Capitolo 1 - Inquadramento geografico e geologico

## 1.1 Assetto geografico

Il massiccio montuoso dell'Adamello, riconosciuto Geoparco mondiale dall'UNESCO, è situato geograficamente tra due regioni: il Trentino e la Lombardia. Il settore trentino del massiccio rientra nel Parco naturale Adamello-Brenta (620.52 km<sup>2</sup>), istituito nel 1998: ha sede a Strembo (TN) ed è gestito dalla Provincia Autonoma di Trento. Il settore lombardo (510 km<sup>2</sup>) rientra nel Parco dell'Adamello, istituito dalla Regione Lombardia nel 1983: ha sede a Breno (BS) ed è gestito dalla Comunità Montana della Valle Camonica (Brack et al., 2008) (Fig.1.1).



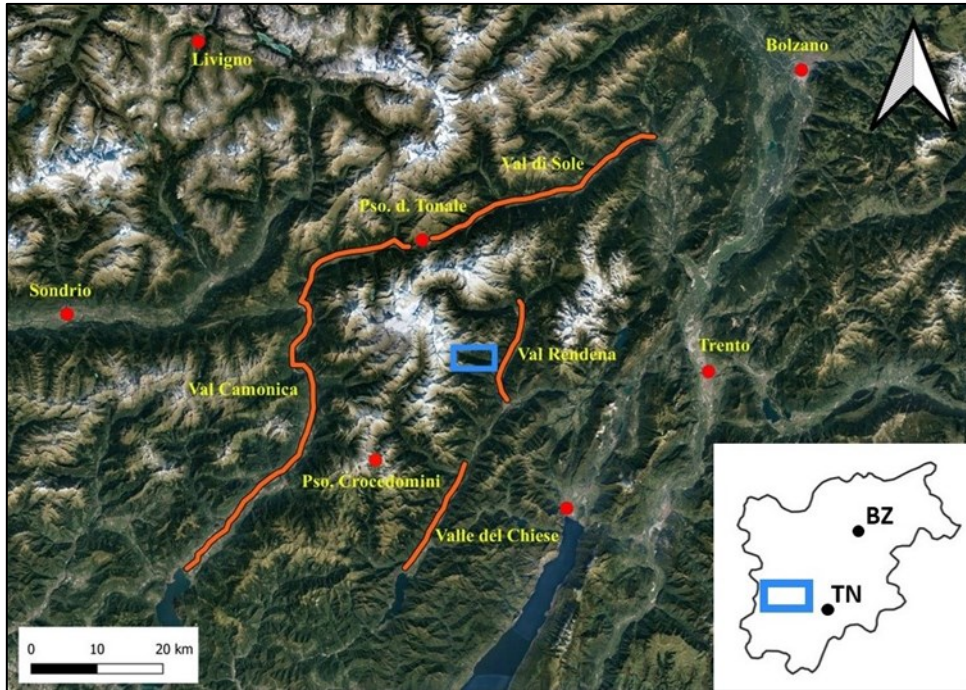
**Figura 1.1:** Inquadramento geografico dell'area di studio. Le linee rosse e gialle indicano le valli principali, mentre la linea verde demarca il confine regionale tra il Trentino-Alto Adige e la Lombardia. Il pallino rosso al centro dell'immagine indica la Val Borzago, mentre nell'immagine in alto a destra il rettangolo rosso indica la localizzazione dell'area d'interesse all'interno della regione Trentino-Alto Adige. Cartografia di base DeAgostini modificata.

Tra le principali vette sono da ricordare Monte Adamello (3.554 m s.l.m.), Carè Alto (3.463 m s.l.m.), Corno Bianco (3.434 m s.l.m.), Crozzon di Larès (3.354 m s.l.m.). L'altitudine massima dell'intero gruppo è raggiunta dalla vetta Presanella (3.558 m s.l.m.).

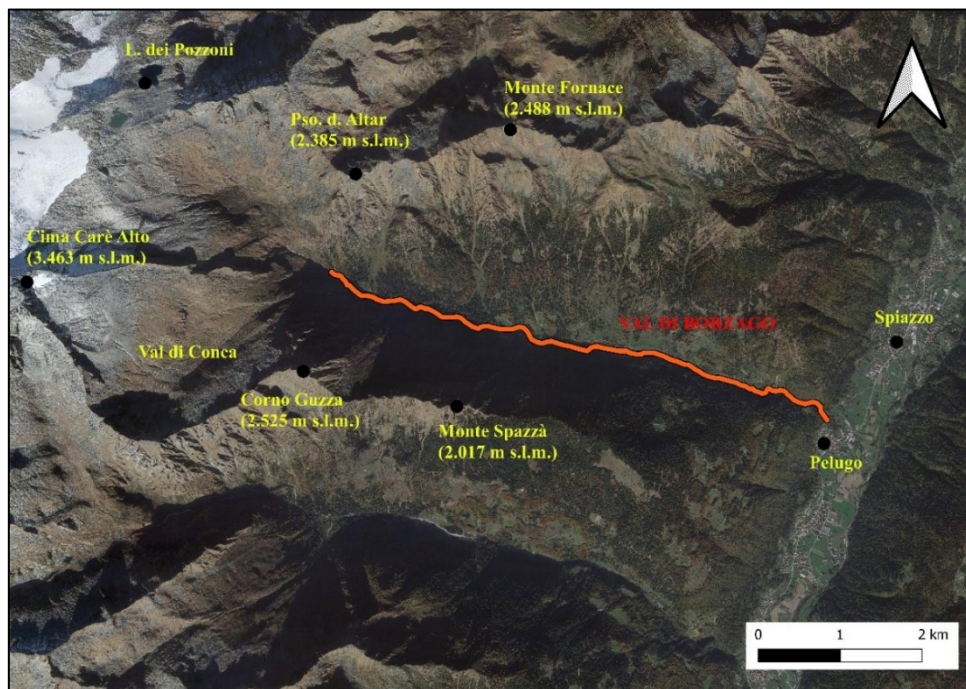
I versanti circostanti sono separati da larghe e profonde vallate che circoscrivono l'area geograficamente. Il supergruppo delle Alpi Retiche meridionali è delimitato a ovest dalla Val Camonica, a nord dalla Val di Sole che converge lungo il Passo del Tonale (1.884 m s.l.m.), a est dalla Val Rendena e dalla Valle del Chiese, a sud la Valle del Caffaro e il Passo Crocedomini (1.892 m s.l.m.) circoscrivono il confine dalle Prealpi Bresciane e Gardesane (Fig. 1.1 e 1.2).

Sia il versante trentino che quello bresciano sono caratterizzati da strette valli e irti versanti che suddividono dall'interno il massiccio in più sezioni.

L'area di interesse presa in considerazione in questo lavoro è la Val Borzago, punto di accesso alle note pareti del Carè Alto e del Crozzon di Larès. Questa stretta valle è incisa dal rio Bedù di Pelugo, un torrente di origine glaciale che nasce in Val di Conca ed è alimentato a monte dal lago glaciale dei Pozzoni. L'accesso alla Val Borzago è possibile solo attraverso il paese di Spiazzo, situato poco più a nord dell'abitato di Pelugo, lungo la destra orografica del torrente Sarca che taglia longitudinalmente l'intera Val Rendena (Fig. 1.3).



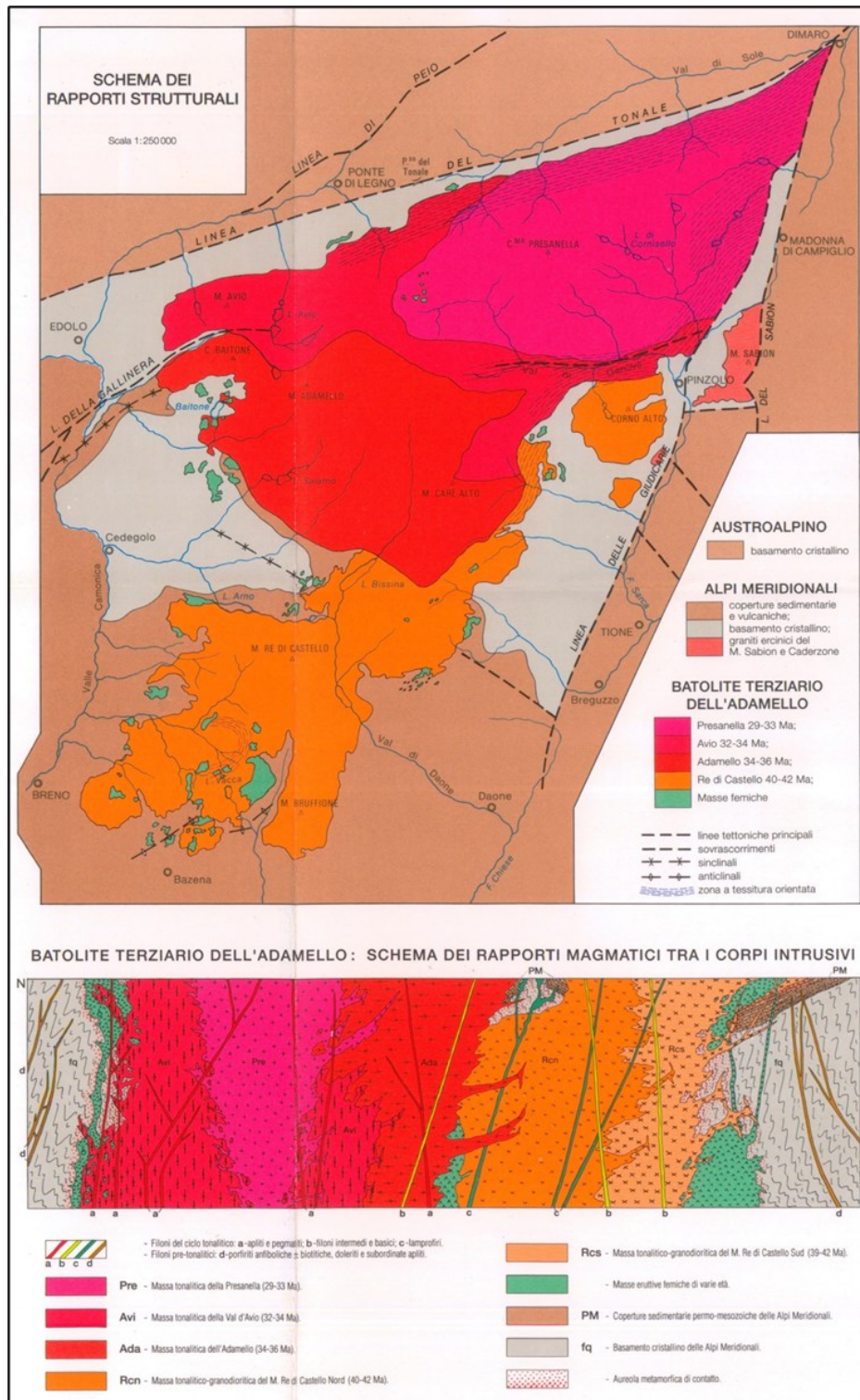
**Figura 1.2:** Inquadramento geografico generale dell'area di studio. Le linee rosse identificano le valli principali. I riquadri blu al centro dell'immagine e in basso a destra localizzano nel dettaglio l'area presa in esame all'interno della regione autonoma Trentino-Alto Adige. Immagine satellitare modificata con QGIS.



**Figura 1.3:** Area presa in esame con un particolare ingrandimento sul punto di maggiore interesse: a nord il Monte Fornace (2.488 m s.l.m.) e il Passo dell'Altar (2.385 m s.l.m.), a sud il Corno Guzza (2.525 m s.l.m.) e il Monte Spazza (2.017 m s.l.m.), a ovest la Cima Carè Alto (3.463 m s.l.m.) e a est i centri abitati di Spiazzo e Pelugo. La linea rossa indica l'asse vallivo. Immagine satellitare modificata con QGIS.



## 1.2 Assetto geologico



**Figura 1.4:** Immagine sui rapporti strutturali e magmatici del batolite dell'Adamello. Tramite una suddivisione a colori è possibile notare i quattro principali plutoni che compongono l'intero batolite. Carta geologica del gruppo Adamello-Presanella, scala 1:50000.



### 1.2.1 Il Batolite dell'Adamello

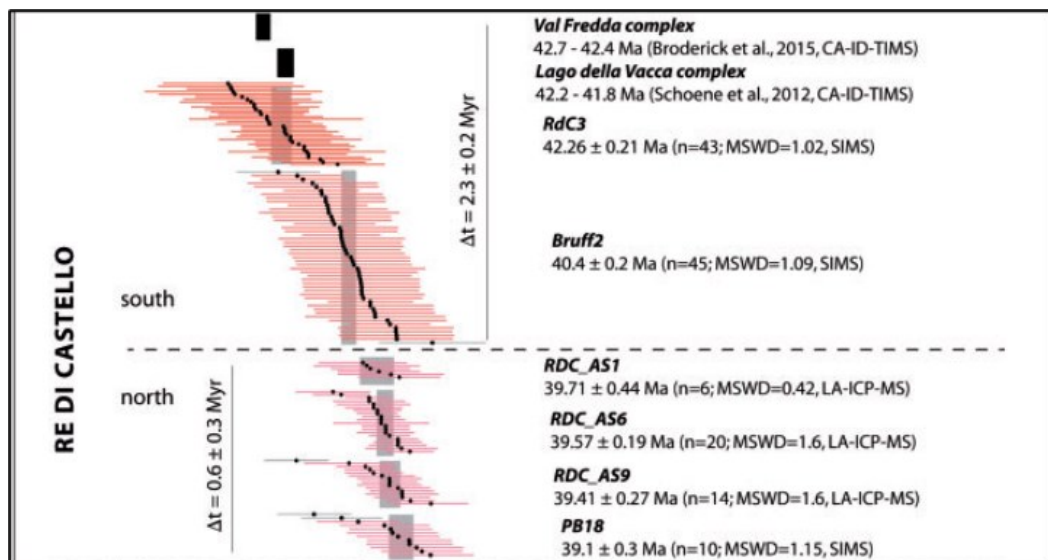
Il batolite dell'Adamello è la più grande manifestazione magmatica intrusiva di età Terziaria (Eocene superiore - Oligocene). Posizionato all'interno del Dominio Sudalpino, questo corpo igneo si colloca in un cuneo crostale delimitato da due importanti lineamenti tettonici che interessano sia il basamento che le coperture permomesozoiche: la linea del Tonale (NE-SW) e la linea delle Giudicarie (SSW-NNE). Esse costituiscono parte del Lineamento Periadriatico (Fig. 1.4).

L'Adamello è un batolite composito formato da numerose unità eruttive che mostrano età radiometriche progressivamente più recenti dirigendosi da sud verso nord. Si tratta in prevalenza di tonaliti e granodioriti, con minori e più antichi corpi gabbrici di origine sottocrostale (Brack 1981, 1984).

Accurati studi di carattere petrografico e geocronologico hanno permesso di suddividere il batolite dell'Adamello in quattro sottogruppi principali: Da SW a NE essi sono: Monte Re di Castello e Corno Alto, Adamello, Avio, Presanella (Fig. 1.4).

Studi effettuati da Del Moro et al. nel 1985 utilizzando delle datazioni radiometriche K-Ar e Rb-Sr eseguite sulle miche delle varie pulsazioni magmatiche, hanno consentito di stabilire l'età dei vari sottogruppi evidenziando un progressivo ringiovanimento del batolite da sud a nord. Le età calcolate risultano essere rispettivamente: 41-38 Ma (Monte Re di Castello e Corno Alto), 36-34 Ma (Adamello), 34-32 Ma (Avio), 32-31 (Presanella). Più recentemente, la datazione di zirconi con il metodo (Schaltegger et al., 2019) U-Th-Pb ha raffinato la geocronologia basata sulle età di biotite, definendo in maniera più precisa lo sviluppo cronologico della formazione dell'intrusione composita. Per quanto riguarda il sottogruppo del Re di Castello le determinazioni delle età sono state effettuate sia nella parte a sud (RDC-S) che in quella a nord (RDC-N). A sud sono stati analizzati

zirconi provenienti da differenti *suite* intrusive localizzate tra il Lago della Vacca (Schoene et al., 2012) e il complesso di Val Fredda (Broderick et al., 2015). In questa zona sono state effettuate altre analisi su due campioni (RdC3A e Bruff2): il primo proviene dal Lago della Vacca, mentre il secondo è stato raccolto a S-E in una *suite* intrusiva accanto al sottogruppo dell'Adamello e presenta un'età inferiore rispetto ai campioni precedenti (Schaltegger et al., 2019). A nord le analisi sono state eseguite su zirconi provenienti da quattro tonaliti e granodioriti piuttosto omogenee, raccolte lungo un profilo S-N esteso per l'intera unità. Le età degli zirconi sono state calcolate tramite tre metodologie analitiche: CA\_ID\_TIMS (*Chemical abrasion isotope dilution thermal ionization mass spectrometry*), LA-ICP-MS (*Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) e SIMS (*Secondary ion mass spectrometry*). Le analisi hanno permesso di constatare delle età differenti tra le due parti: il settore nord del Plutone di Re di Castello è risultato essere più giovane. (Fig. 1.5)



**Figura 1.5:** Immagine delle età riguardanti la parte nord e sud del plutone di Re di Castello. I valori numerici indicano le varie età determinate analizzando gli zirconi magmatici con le metodologie analitiche: CA-ID-TIMS, LA-ICP-MS e SIMS. Le prime due analisi provengono da studi precedenti, pertanto, riportano il nome della zona di campionamento; le altre sigle corrispondono ai campioni esaminati durante lo studio sopra citato. (Schaltegger et al., 2019).

### 1.2.2 Area di studio: Val Borzago

La geologia affiorante all'interno della Val Borzago è piuttosto complessa: l'intera valle è caratterizzata dalla presenza di rocce metamorfiche associate a corpi magmatici intrusivi di varia natura e composizione.

Il basamento si presenta con una vistosa sovraimpronta termometamorfica a contatto con il batolite dell'Adamello, le deformazioni alpine sono concentrate in prevalenza lungo linee tettoniche riferibili a fasi anteriori, contemporanee e successive all'intrusione del batolite terziario (Brack et al., 2008).

Le rocce metamorfiche sono note come Scisti di Rendena e affiorano nelle valli Rendena, San Valentino e Borzago e mostrano una storia polifasica pre-Alpina, caratterizzata da uno stadio iniziale in *facies* scisti verdi (cloritoide-clorite-mica bianca; biotite-mica bianca-granato) e uno stadio in *facies* anfibolitica (staurolite) con picco di presunta età carbonifera inferiore (Castellarin et al., 2005).

Martin et al. (1996) hanno effettuato studi geocronologici di datazione Rb-Sr su miche bianche presenti all'interno di queste rocce metamorfiche e sono riusciti a stabilire delle età di raffreddamento collocabili tra il Carbonifero e il Triassico superiore ( $324 \pm 10$  Ma – 224-219 Ma). Dal punto di vista litostratigrafico e metamorfico gli Scisti della Val Rendena sono confrontabili con i micascisti e *paragneiss*, noti come Scisti di Edolo, presenti nel settore lombardo del plutone.

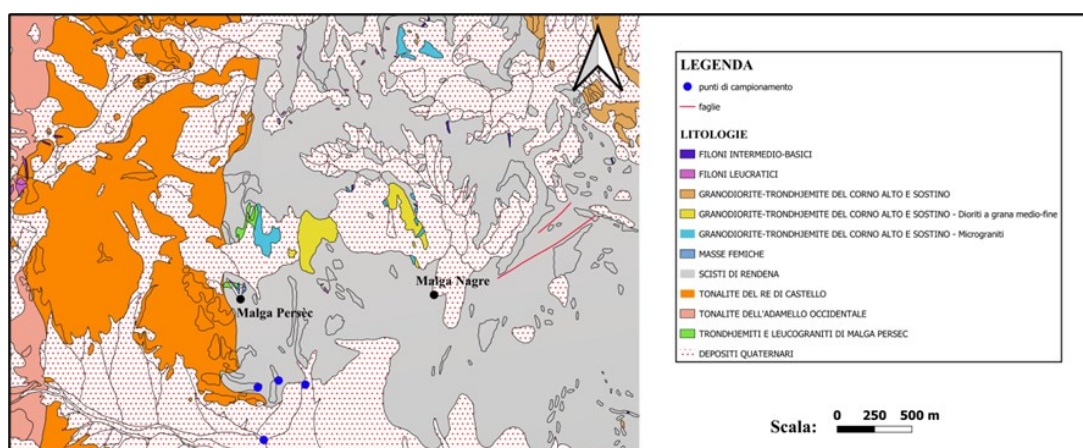
I corpi magmatici si posizionano nella parte più interna della valle, dove la complessità della zona è amplificata dalla presenza di corpi intrusivi di varia natura. Due zone basiche affiorano nei pressi di malga Persèc e malga Negrè (Fig. 1.6), queste intrusioni sono state studiate in dettaglio nel 1950 da Angelo Bianchi e Giambattista Dal Piaz, i quali ne hanno evidenziato la presenza per oltre 500 metri in direzione est-ovest e per quasi un chilometro

in direzione nord-sud. Questa associazione magmatica risulta costituita in prevalenza da una microtonalite femica, passante a microdiorite ricca in anfibolo e povera di quarzo e biotite. Accanto ai corpi basici è presente una porzione del corpo magmatico principale, nota come tonalite del Monte Re di Castello; questa *facies*, a tessitura orientata, è composta da una tonalite biotitico-anfibolica, leucocratica a tendenza mesocratica con prevalente tessitura massiccia.

È interessante osservare che in tutta la zona, sia entro le rocce femiche sia entro le rocce incassanti, si trovano filoni aplitici a composizione granodioritica e granitica (Bianchi e Dal Piazz, 1950).

La messa in posto di questi corpi magmatici ha permesso di generare una vasta e intensa perturbazione termica sulle rocce incassati.

Le formazioni scistoso cristalline rivelano chiaramente una vasta e intensa azione metamorfica di contatto sia attorno alla granodiorite del Corno Alto e del Sostino, sia al margine delle concentrazioni femiche di Persèc e Nagrè e delle numerose iniezioni filoniane, sia infine al lato delle masse tonalitico-granodioritiche occidentali (Bianchi e Dal Piazz, 1950).



**Figura 1.6:** Inquadramento geologico dell'area di studio, al centro dell'immagine si notano le masse femiche di malga Persèc e Nagrè. Carta Geologica della Provincia autonoma di Trento modificata con QGIS.

### 1.2.3 Il plutone di Re di Castello

Il plutone del Re di Castello costituisce uno dei quattro sottogruppi del batolite terziario dell'Adamello. Di notevole importanza è la sua estensione areale, infatti, questo plutone oltre a occupare l'intera parte meridionale a sud, prosegue con un allungamento assottigliato anche in direzione N-E. L'intera massa magmatica intrusiva del Monte Re di Castello è contraddistinta da frequenti rocce eruttive ultrafemiche fino a gabbri che accompagnano le prevalenti rocce tonalitico-granodioritiche e trondhjemitiche, formando delle masse marginali ai bordi del plutone. L'intero complesso eruttivo è attraversato da sciami di filoni lamprofirici (Ulmer et al., 1983).

Nella parte a sud sono presenti rare concentrazioni ultrafemiche di tipo orneblenditico (M. Mattoni) o wherlitico (Cornone di Blumone), queste *facies* rientrano all'interno di complessi più o meno stratiformi che comprendono anche letti anortositici. La grana è grossolana, fino a pegmatitica, nei complessi stratificati, media o minuta, con anfibolo spesso aciculare, negli altri casi (Ulmer et al., 1983; Hansmann & Oberli, 1991; Schaltegger et al., 2009; Schoene et al., 2012; Broderick et al., 2015) (Fig. 1.7).

La parte nord-orientale è caratterizzata da due masse intrusive più basiche composte da gabbri e dioriti orneblendici bordate da masserelle leucocratiche composte in prevalenza da leucograniti biotitici, più o meno granatiferi e trondhiemiti a due miche.

In questa parte del corpo magmatico si osserva una diminuzione negli spessori che si estende fino all'altezza dell'abitato di Pinzolo. Osservando lo schema dei rapporti strutturali (Fig. 1.4) è possibile notare come il plutone di Re di Castello in questa zona si trovi per una prima parte a contatto con la *facies* magmatica del sottogruppo dell'Adamello, mentre per una seconda parte a contatto con la *facies* magmatica del sottogruppo di Avio.



**Figura 1.7:** Contatto intrusivo tra l'incassante (a sinistra) e il corpo magmatico di Re di Castello (a destra e in alto). Campione BOR15.

Il gruppo delle “tonaliti tipo Re di Castello” fu individuato da Trener nel 1912 e fu mantenuto distinto dalle tonaliti “tipo Adamello” per la *facies* piuttosto minuta ed i suoi rapporti d'intrusione. La grana è medio-fine e la tessitura in genere massiccia (Fig. 1.7), con limitate *facies* orientate nelle alte valli di Borzago e San Valentino, in Val Daone e nel Foglio Bagolino. A differenza di altre tonaliti del batolite, l'abito dell'orneblenda non è prismatico tozzo, bensì decisamente allungato o aciculare e le sue dimensioni raramente raggiungono il centimetro. Gli inclusi femici sono molto frequenti, soprattutto nel settore NE del Foglio Adamello, associati talvolta a frammenti delle rocce incassanti (Brack et al., 2008).

Vincoli di carattere geochimico ed isotopico relative alla possibile sorgente del mantello e alla genesi del magma parentale sembrano indicare per quest'ultimo una genesi per

fusione parziale di un mantello lherzolitico a granato, precedentemente o contemporaneamente metasomatizzato da fluidi o da fusi prodotti con basso grado di fusione che si sarebbero liberati da una crosta oceanica subdotta (Ulmer et al., 1983).

#### **1.2.4 Il metamorfismo di contatto**

Il metamorfismo di contatto è un fenomeno geologico che si verifica nelle rocce a stretto contatto con i corpi magmatici. Il raffreddamento delle masse calde comporta una perturbazione termica, che si propaga verso l'esterno innescando dei cambiamenti mineralogici e tessiturali nelle rocce che vanno a costituire l'*aureola di contatto*.

Per comprendere come avviene questo processo è necessario attuare delle analisi petrografiche e petrologiche attraverso varie metodologie analitiche. Studiando le trasformazioni mineralogiche avvenute all'interno della roccia è così possibile ricostruire le condizioni di pressione e temperatura (P-T) che hanno caratterizzato il metamorfismo in una aureola di contatto.

Attorno alla tonalite eocenica del plutone Re di Castello si osserva un'aureola metamorfica larga alcuni chilometri: presso al contatto intrusivo gli scisti sono trasformati in cornubianiti rosso-violacee massicce, ricche di biotite, sillimanite  $\pm$  K-feldspato; a distanza maggiore si osservano scisti cornubianitici a biotite, andalusite e cordierite, mentre nella zona esterna il metamorfismo è segnalato dalla neoformazione di biotite a spese della clorite pre-permiana (Brack et al., 2008; Justin-Visentin & Zanettin, 1968; Boriani & Origoni Giobbi, 1982b).

Per quanto riguarda gli studi sul metamorfismo di contatto, in letteratura sono presenti alcuni lavori che hanno permesso di vincolare dal punto di vista termodinamico il plutone di Re di Castello.

Attraverso un lavoro focalizzato sull'aspetto magmatico nella parte più meridionale del plutone di Re di Castello, all'interno della *suite* intrusiva del Lago della Vacca, si sono svolte delle analisi per determinare la deformazione correlata alla messa in posto di magmi granitoidi. Studiando la composizione di dicchi aplitici nel 1993 John e Blundy sono riusciti a vincolare il sistema magmatico stimando una pressione di circa 3.5 kbar. Le osservazioni microstrutturali e le temperature calcolate indicano che la deformazione legata all'intrusione è avvenuta tra lo stato magmatico e sub-magmatico con temperature di circa 660°C, molto prossime alla curva del *solidus*.

Uno studio di tesi magistrale sul metamorfismo di contatto dell'Argillite di Lozio in Alta Val Caffaro (Randazzo, 2022) ha permesso di vincolare la profondità di messa in posto del plutone. Le analisi sono state eseguite utilizzando varie metodologie analitiche: la termometria RSCM, la termometria Ti-in-Bt e la modellizzazione degli equilibri di fase; queste tecniche hanno permesso di stabilire, per le rocce studiate, un campo di stabilità compreso tra: 630-650°C e 3.1-3.4 kbar.

Un lavoro svolto in Val Daone (Riklin, 1983) sul metamorfismo di contatto ha permesso di stimare le condizioni di messa in posto del plutone di Re di Castello nella parte nord-orientale. Le rocce analizzate sono delle cornubianiti originatesi da un protolite sedimentario e sono costituite da una paragenesi a: quarzo, plagioclasio ( $An_{30}$ ), cordierite, andalusite, sillimanite (fibrolite), biotite, muscovite e feldspato alcalino. L'associazione mineralogica legata al metamorfismo di contatto si è sviluppata in presenza di un fluido ricco in  $H_2O$  alla temperatura di 550-660°C e pressione  $\leq 2.2$  kbar.

L'area presa in esame per questo lavoro di tesi non presenta precedenti studi sulle condizioni metamorfiche al contatto tra il corpo intrusivo di Re di Castello e le rocce incassanti; pertanto, questo studio petrologico potrà fornire i primi dati termobarometrici

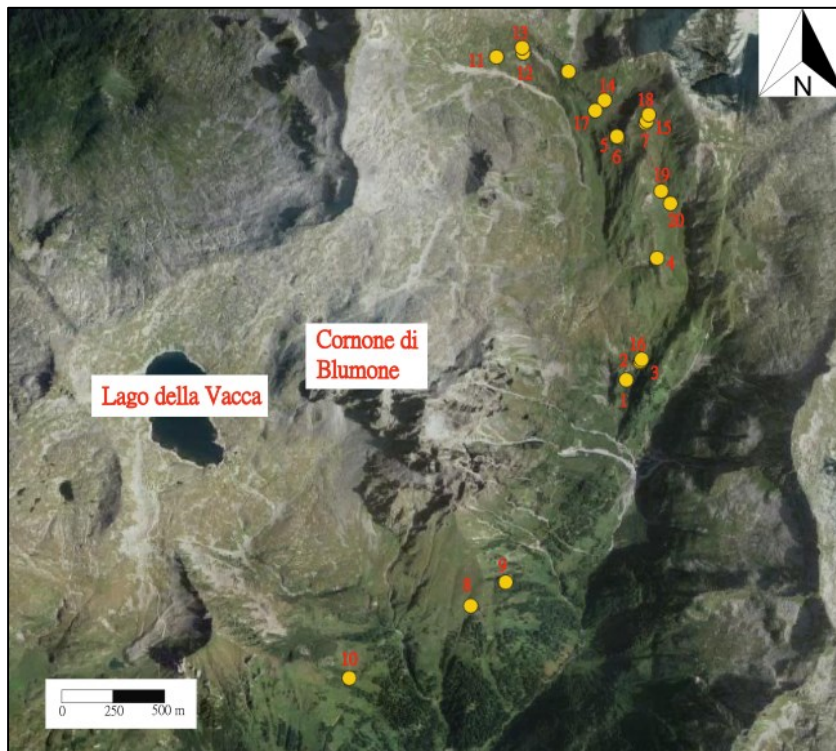


riguardanti le condizioni di temperatura e pressione registrate dalle rocce all'interno dell'aureola di contatto generata in seguito all'intrusione del plutone di Re di Castello.



## Capitolo 2 - Attività di campionamento

L'attività di campagna si è svolta in otto giornate nell'estate del 2021, quattro delle quali sono state utilizzate per un progetto di tesi riguardante lo studio petrografico sul metamorfismo di contatto dell'Argillite di Lozio in Alta Val Caffaro (Randazzo, 2022). In quest'area sono stati effettuati numerosi stop geologici con l'intento di campionare l'argillite di Lozio metamorfosata per contatto con l'intrusione gabbro-dioritica del plutone di Re di Castello nel suo settore più meridionale. In quel caso si tratta di un esempio di mono-metamorfismo in cui l'elevata perturbazione termica, sviluppatasi per contatto su originarie rocce sedimentarie, ha permesso di generare delle cornubianiti molto compatte con evidentissimi porfiroblasti di cordierite, note come *spotted hornfels*.



**Figura 2.1:** Stop di campionamento dell'area dell'alta Val Caffaro, immagine satellitare modificata (Randazzo, 2022).

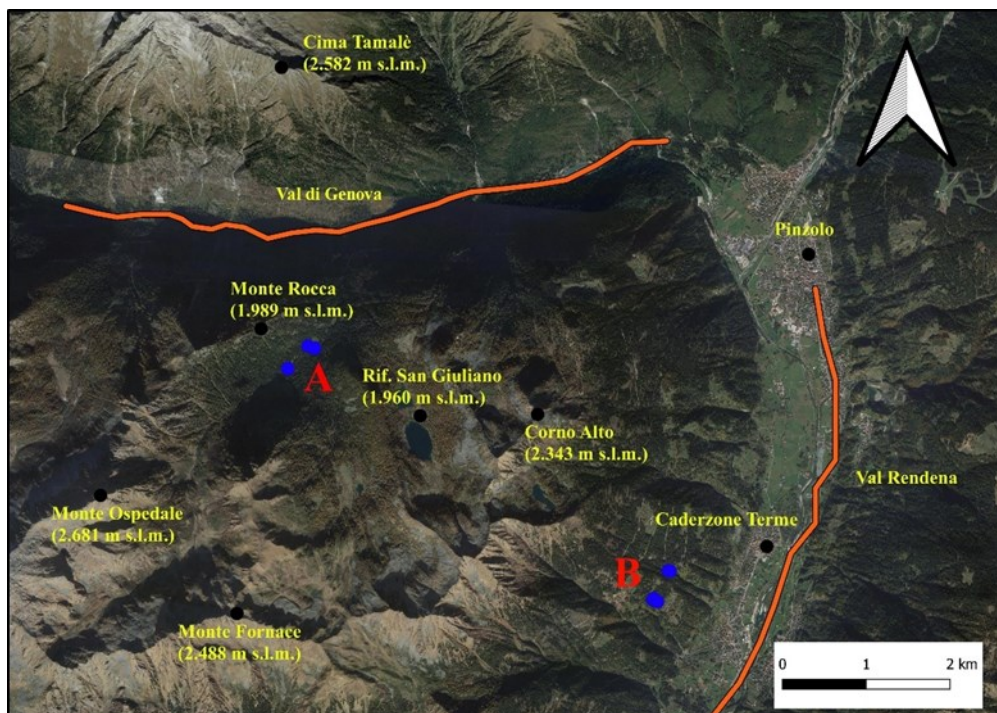
Le altre quattro giornate di campionamento si sono svolte sul lato orientale del corpo magmatico (Fig. 2.2) e sono servite per fare le osservazioni sul campo per ricavare il materiale su cui condurre le indagini per effettuare lo studio petrografico.

L'attività di terreno è iniziata in Val Siniciaga, una valle laterale alla Val di Genova. Seguendo il sentiero 215, all'altezza di malga Germenega Bassa (1550 m s.l.m.) sono stati prelevati alcuni campioni non in posto, i quali presentavano possibili tracce di sillimanite. Poco sopra, al Rifugio San Giuliano (1960 m s.l.m.), nell'area circostante il Corno Alto sono stati raccolti altri campioni, in numero ridotto date le cattive condizioni metereologiche (Fig. 2.3, zona A).

Poco sopra l'abitato di Strembo, alla quota compresa tra 1100 e 1200 m s.l.m. sono stati effettuati ulteriori campionamenti e sono state raccolte alcune rocce in posto (Fig. 2.3, zona B).



**Figura 2.2:** Immagine panoramica. Al centro la chiesetta di San Giuliano e l'omonimo lago. Sullo sfondo spicca il ghiacciaio della Presanella con le sue alte cime (Cima Presanella 3.556 m s.l.m.).

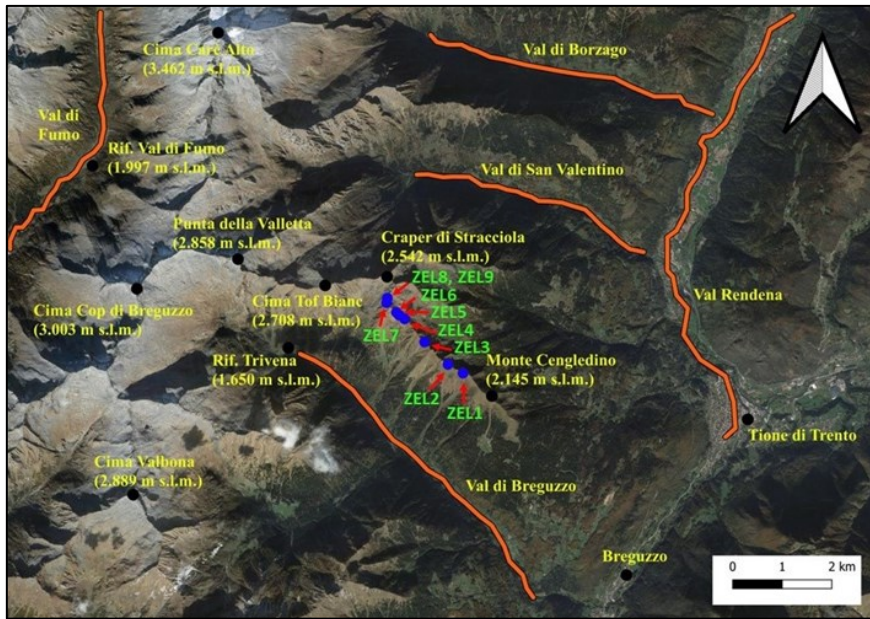


**Figura 2.3:** Localizzazione delle aree d'interesse e dei punti di campionamento (in blu). In rosso sono indicate le due valli principali. Immagine satellitare modificata con QGIS.

Una seconda attività di campionamento (Fig. 2.4) si è svolta effettuando un transetto lungo la cresta che congiunge la cima del Cengledino (2.123 m s.l.m.) alla Bocchetta del Laghisol (2.410 m s.l.m.). Dalla cima il sentiero 235 attraversa, con direzione nord-ovest, un'area e sottile dorsale in cui è stato possibile campionare il basamento metamorfico Sudalpino.

Il transetto percorso ha permesso di seguire a livello litologico il probabile *trend* metamorfico di grado crescente verso l'intrusione, il quale è partito da dei micascisti a grana fine, poi micascisti a granato ed infine, alla base del Craper di Stracciola (2.542 m s.l.m.), ha presentato micascisti a granato e staurolite (Fig. 2.4 e 2.5). La fine del sentiero 235 e l'esposizione accentuata della cresta non hanno permesso di continuare la traversa e di conseguenza di ottenere dei campioni in contatto netto con l'intrusione magmatica.





**Figura 2.4:** Localizzazione dell'area d'interesse e degli stop di campionamento (in blu) lungo la dorsale della cresta del Cengledino. In rosso sono indicate le valli principali e secondarie. In verde sono riportate le sigle dei vari campioni raccolti. Immagine satellitare modificata con QGIS.



**Figura 2.5:** Immagine panoramica sull' aerea dorsale del Cengledino. Al centro sono visibili i laghi di Valbona mentre sul fondovalle l'abitato di Tione di Trento.

L'ultima fase dell'attività di campagna si è svolta in Val Borzago (Fig. 2.7). Gli stop di campionamento sono stati effettuati sulla sinistra idrografica, in zone sempre più vicine al contatto in quanto il plutone di Re di Castello è localizzato nella parte più interna della valle. I campioni prelevati in Val Borzago, fulcro di questo studio, sono delle cornubianiti molto scure e compatte derivanti dalle originarie rocce incassanti del basamento cristallino Varisico.

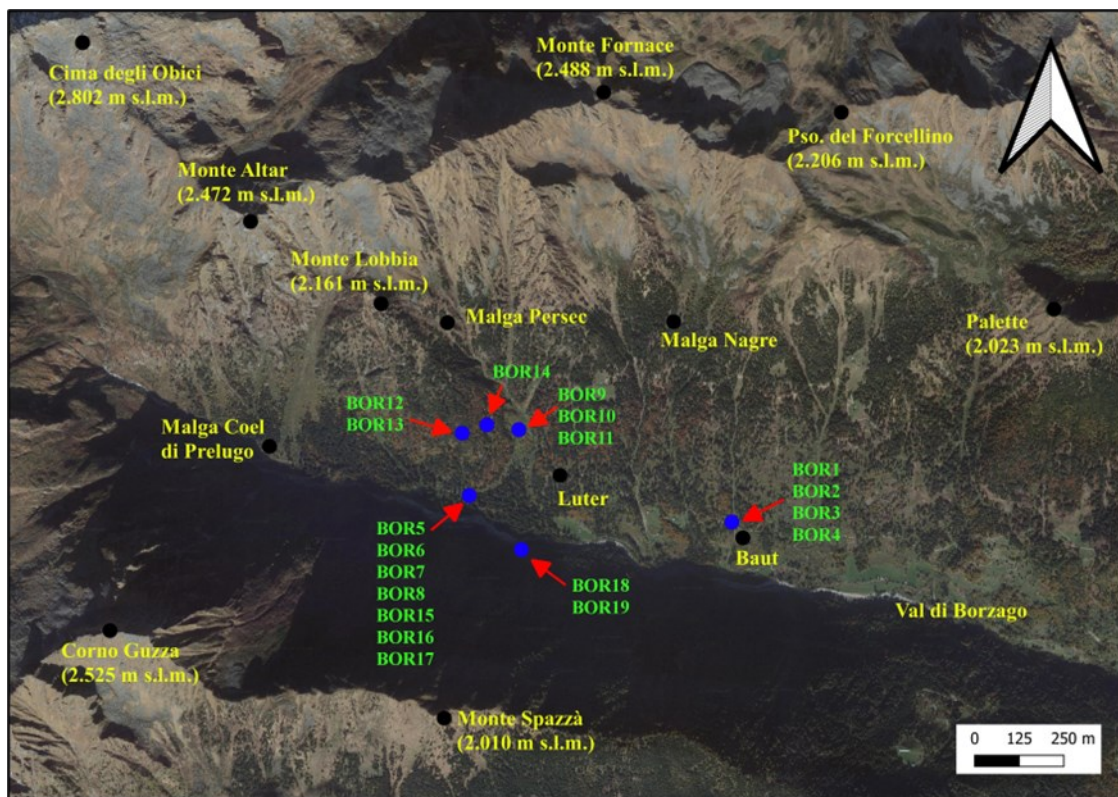
I primi stop geologici sono stati effettuati nei pressi del caseggiato di Baul. Questi campioni non in posto presentavano dei porfiroblasti prismatici di andalusite di colore rosa tenue (Fig. 2.6), evidenziando la sovrimpronta metamorfica di contatto sull'antico basamento cristallino pre-Permiano.



**Figura 2.6:** Affioramento campione BOR1 con porfiroblasti di andalusite, poco sopra l'abitato di Baul.



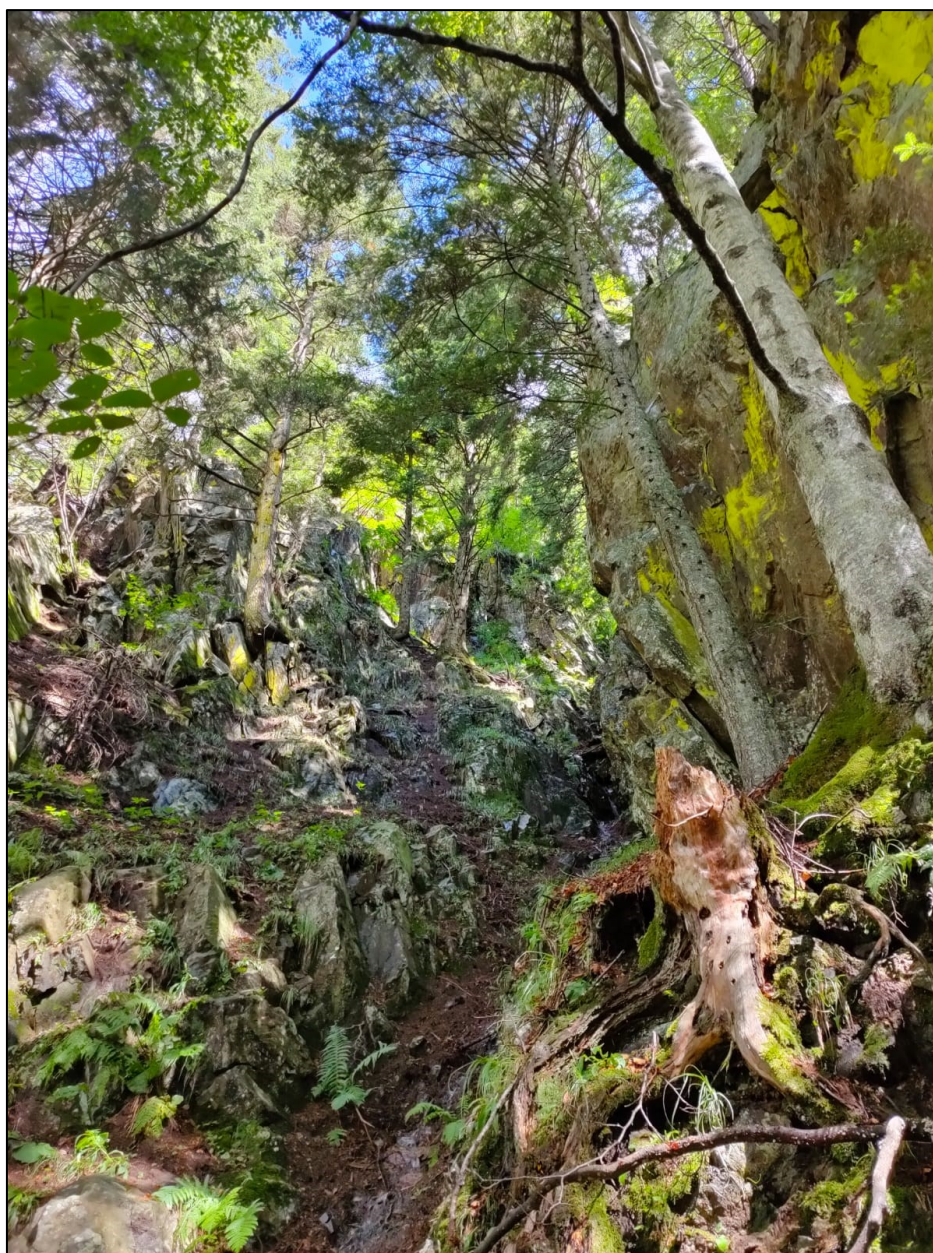
Dal caseggiato di Luter, seguendo un vecchio sentiero in direzione malga Persèc, è stato possibile eseguire tre stop campionando del materiale in posto (BOR12, BOR13, BOR14). Le cornubianiti, estremamente compatte, presentavano aghetti di sillimanite visibili a occhio nudo. Altri campioni (BOR5, BOR6, BOR7, BOR8, BOR15, BOR16, BOR17) sono stati raccolti lungo un piccolo rio sottostante al punto di campionatura principale e anche qui la sillimanite era ben visibile.



**Figura 2.7:** Localizzazione dell'area d'interesse e degli stop di campionamento (in blu). In verde sono riportate le sigle dei vari campioni raccolti. Immagine satellitare modificata con QGIS.

Il sentiero che collega il caseggiato di Luter alla malga Persèc ha permesso di avvicinarsi all'intrusione, i campioni BOR12 e BOR13, sono stati presi in posto (Fig. 2.8) a circa 40 metri di distanza dal contatto intrusivo con il plutone di Re di Castello.





**Figura 2.8:** Zona di campionamento BOR12 e BOR13, nella parte sinistra dell'immagine è posizionato il corpo intrusivo mentre sulla destra la roccia incassante metamorfosata.



## **Capitolo 3 – Metodologie**

Lo studio dei campioni è stato svolto mediante varie tecniche analitiche e mediante modellizzazione termodinamica. Queste metodologie sono qui descritte. In primo luogo, i vari campioni sono stati tagliati utilizzando delle specifiche troncatrici presenti all'interno del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli studi di Padova. Una volta sezionate, il passaggio successivo è stato quello di utilizzare delle apposite lappatrici per ottenere delle sezioni sottili dallo spessore di 30  $\mu\text{m}$ , idonee allo studio al microscopio ottico.

### **3.1 Studio Petrografico**

#### **3.1.1 La tecnica**

Il microscopio ottico utilizza un sistema di lenti capaci di raccogliere, indirizzare e focalizzare i raggi di luce emessi da una sorgente così da produrre un'immagine ingrandita di oggetti molto piccoli. La luce utilizzata appartiene allo spettro del visibile e comprende pertanto le lunghezze d'onda percepibili all'occhio umano (390 - 700 nm circa). Il microscopio ottico è dotato di un polarizzatore posizionato nel percorso della luce prima del campione e di un analizzatore, detto secondo polarizzatore, posizionato nel tubo del microscopio al di sopra del campione. Generalmente il polarizzatore è posizionato nel condensatore, mentre l'analizzatore è posto sopra l'obiettivo ed ha una direzione di vibrazione della luce polarizzata ortogonale rispetto al polarizzatore. L'inserimento o meno dell'analizzatore nel percorso ottico permette di operare a "nicol incrociati" o a "nicol paralleli".

Nei cristalli isotropi la luce si muove con la stessa velocità in tutte le direzioni, non si ha doppia rifrazione e perciò si ha un solo indice di rifrazione. Lavorando con il microscopio polarizzante, gli oggetti sono sempre osservati in luce polarizzata, che vibra convenzionalmente secondo la direzione N-S; l'orientamento effettivo del polarizzatore (e quindi anche dell'analizzatore) dipende dal tipo di microscopio. Se l'oggetto in esame è un minerale isotropo, la luce che lo attraversa continuerà a vibrare nello stesso piano. Se viene inserito l'analizzatore si ha un campo oscuro poiché il polarizzatore consente solamente il passaggio di luce che vibra secondo il piano E-O. Anche se il cristallo viene ruotato, l'oscuramento permane. Questa caratteristica distingue i cristalli isotropi da quelli anisotropi. Un altro componente del microscopio a luce polarizzata è la lamina lambda (chiamata anche compensatore), la sua funzione è quella di produrre una data interferenza fissa e quindi un colore predefinito. La lamina è costruita tagliando un cristallo di gesso o di quarzo con uno spessore tale che, osservando questa lamina in luce bianca a polarizzatori incrociati, si produca un colore di interferenza rosso: questo colore è detto rosso di primo ordine.

### **3.1.2 Le analisi effettuate**

Per scegliere le sezioni sottili su cui operare è stata necessaria un'attenta osservazione in luce trasmessa, poiché molte delle sezioni presentavano un avanzato grado di alterazione e pertanto non erano idonee allo svolgimento delle analisi. L'individuazione è stata operata considerando vari aspetti: per ogni sezione sono state studiate le associazioni mineralogiche, confrontandole successivamente con le zone di campionatura sul terreno.

È stata data molta importanza alle sezioni derivanti da rocce in posto, le quali, essendo state campionate in vicinanza dell'intrusione, hanno sviluppato delle paragenesi di più alta temperatura. Utilizzando il microscopio ottico è stato possibile effettuare uno studio dettagliato sulle morfologie e sulle relative dimensioni delle varie fasi. Inoltre, nei campioni più vicini al contatto sono state analizzate particolari microstrutture legate al fenomeno di fusione parziale. Queste microstrutture sono note come pseudomorfofosi su originari film di fuso e sono concentrate lungo i limiti intergranulari.

Nelle sezioni scelte è stata eseguita una breve analisi in luce riflessa, questo lavoro ha permesso di identificare dei siti di maggiore interesse su cui poter svolgere una successiva analisi alla microsonda elettronica (EMPA).

## **3.2 Microsonda Elettronica (EMPA)**

### **3.2.1 La tecnica**

La EMPA (*Electron Micro Probe Analyzer*) è uno strumento che permette determinazioni elementari qualitative e quantitative su piccoli volumi di materia ( $1-10 \mu\text{m}^3$ ) allo stato cristallino o vetroso mediante il bombardamento con un fascio elettronico opportunamente focalizzato. Tale fascio, colpendo il campione in studio, provoca l'emissione di raggi X. Lo spettro risultante conterrà linee caratteristiche degli elementi presenti nel campione che verranno facilmente riconosciute attraverso il valore della loro lunghezza d'onda (WDS) o energia fotonica (EDS).

La sorgente di eccitazione è costituita da una colonna a fascio elettronico che viene prodotto attraverso un filamento di Tungsteno (W) portato ad una temperatura di circa  $2700^\circ\text{C}$ . Per effetto termoionico sono emessi elettroni accelerati con un'energia di circa 10-30 KeV, i quali vengono focalizzati da un sistema di lenti elettromagnetiche sul

campione in studio. Lo strumento lavora sotto un vuoto di circa  $10^{-1}$  Torr, ottenibile attraverso una pompa rotativa.

L'intensità, emessa dai raggi X della sorgente di eccitazione quando colpiscono il campione, viene misurata attraverso gli spettrometri, di cui esistono due tipologie: lo spettrometro a dispersione di lunghezza d'onda (WDS) e quello a dispersione di energia (EDS). Con il primo le radiazioni sono separate ed analizzate in funzione della loro lunghezza d'onda, con il secondo sulla base della loro energia.

La composizione chimica è determinata comparando le intensità dei raggi X caratteristici ottenuti dal campione con quelli di campioni di composizione nota. I valori ottenuti, a causa dell'effetto matrice (assorbimento della radiazione e fluorescenza secondaria), sono sbagliati e vanno corretti per avere una composizione chimica quantitativa.

Nell'analisi con microsonda è buon uso "metallizzare" il campione con un velo di carbonio. Tale metallizzazione ha lo scopo di creare sul campione una superficie conduttiva per consentire agli elettroni, che giungono sul campione, di essere scaricati a massa e per evitare che il campione si carichi elettricamente con conseguente compromissione dei risultati analitici. È stato utilizzato un metallizzatore a grafite, che deposita sul campione un sottile film di materiale conduttivo ottenuto da un bastoncino di grafite ad elevata purezza, reso incandescente e vaporizzato sotto alto vuoto ( $10^{-5}$  atm).

La EMPA utilizzata è la JEOL 8200 Super Probe disponibile presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano.

Essa è dotata di cinque spettrometri WDS e un rilevatore EDS allo stato solido ed ha operato con una corrente di 5 nA e un  $\Delta V$  di 15 kV, con un fascio incidente di 1  $\mu\text{m}$  di ampiezza. Per la calibrazione dello strumento sono stati usati gli standard naturali olivina, omfacite e grossularia.

### **3.2.2 Le analisi effettuate**

È stata misurata la composizione chimica di cordierite, biotite, muscovite, plagioclasio, feldspato potassico sui campioni BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13, BOR17.

È seguita poi una fase di memorizzazione delle coordinate relative alle varie posizioni dei singoli minerali e infine, a settaggi ultimati, è stata avviata l'acquisizione dei dati per un totale di 275 analisi puntuali. Per lo studio delle fasi si è cercato di effettuare un'analisi di dettaglio in modo tale da rilevare possibili differenze composizionali sia all'interno dei singoli minerali che tra la stessa fase mineralogica rinvenuta in diversi contesti microstrutturali all'interno dello stesso campione. Per esempio, i porfiroblasti di cordierite sono stati analizzati sia al nucleo che alla periferia poiché mostrano delle evidenti eterogeneità dovute all'alterazione. Per la biotite, invece, sono stati analizzati sia cristalli singoli che inclusi all'interno di altri minerali, tra cui andalusite, cordierite e feldspati. Un altro aspetto importante è stato quello di valutare le possibili variazioni chimiche dello stesso minerale in campioni diversi.

Oltre ad effettuare analisi puntuali è stato possibile osservare in modalità BSE le superfici dei campioni; ciò ha permesso di vedere dove si evidenziano le diverse fasi in base al loro diverso numero atomico.

## **3.3 Fluorescenza a raggi X (XRF)**

### **3.3.1 La tecnica**

La fluorescenza a raggi X o XRF (*X-Ray Fluorescence*) è una tecnica analitica non distruttiva, utilizzata per determinare la composizione elementare degli elementi maggiori, minori e in traccia.

La tecnica viene in genere utilizzata per analizzare nelle loro concentrazioni gli elementi dal sodio (Na:  $Z = 11$ ) all'uranio (U:  $Z = 92$ ). L'analisi sugli elementi maggiori e minori consiste nella determinazione della percentuale in peso dei loro ossidi, mentre negli elementi in traccia l'analisi riguarda la quantificazione delle parti per milione (ppm) dell'elemento stesso.

Tutti gli strumenti XRF sono progettati attorno a due componenti principali: una sorgente di raggi X ed un *detector*. I raggi X primari sono generati dalla sorgente e diretti sulla superficie del campione. A volte questi raggi passano attraverso un filtro che permette di modificarne il fascio. Quando il raggio colpisce gli atomi nel campione, essi reagiscono generando raggi X secondari che vengono raccolti ed elaborati da un *detector*.

Tutti gli elementi hanno un numero fisso di elettroni posizionati su orbitali atomici attorno al nucleo. Quando i fotoni emessi dal tubo a raggi X colpiscono l'oggetto di interesse con sufficiente energia da espellere gli elettroni al di fuori degli orbitali più interni degli elementi, gli atomi diventano instabili. Per riacquisire stabilità, gli elettroni degli orbitali si spostano nei nuovi spazi liberi degli orbitali interni. La transizione di un elettrone da un orbitale esterno a un orbitale interno produce l'emissione di energia fotonica nota come "fluorescenza a raggi X". Questa radiazione è caratteristica per ogni elemento.

I raggi X secondari emessi dagli atomi del campione vengono raccolti da un rivelatore ed elaborati nell'analizzatore per generare uno spettro che mostra i picchi di intensità dei raggi X rispetto alla loro energia. L'energia di picco identifica l'elemento e la sua area di picco o intensità, inoltre fornisce un'indicazione della quantità presente nel campione.

La tecnica XRF effettua misurazioni precise e accurate, messe a punto grazie a delle rette di calibrazione effettuate utilizzando degli standard geologici internazionali.



I materiali normalmente sono analizzati mediante perle ottenute dalla fusione (800 – 1000°C) delle polveri e poi mescolate con un opportuno fondente, ovvero il tetraborato di Litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ). La fusione permette di eliminare completamente l'effetto mineralogico, ottenendo così un campione omogeneo.

Un altro metodo utilizzato per misurare le concentrazioni degli elementi prevede la preparazione di compresse dalla polvere stessa, ottenute attraverso una serie di procedimenti: nella prima fase si omogenizza, poi la polvere viene compressa a 30 Mpa per circa 60 secondi.

La scelta del metodo di preparazione dipende dal materiale che poi verrà analizzato. Rispetto ad altre metodologie analitiche l'XRF ha molti vantaggi: può misurare una vasta gamma di elementi e concentrazioni in diversi tipi di materiali; può fornire sia informazioni qualitative sul campione misurato, che informazioni quantitative; richiede una preparazione del campione minima con veloci tempi di misurazione.

È stato utilizzato lo spettrometro sequenziale WDS Panalytical Zetium del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli studi di Padova.

Lo strumento in uso, operante in condizioni di vuoto, è equipaggiato con un tubo al Rodio da 2.4 kW, 5 cristalli analizzatori (LiF220, LiF200, Ge, PE, PX1), 3 contatori (proporzionale a flusso di gas, scintillatore e Xe sigillato), 2 collimatori (150  $\mu\text{m}$  e 550  $\mu\text{m}$ ), 4 filtri (Al 200  $\mu\text{m}$ , Al 750  $\mu\text{m}$ , Brass 100  $\mu\text{m}$  e Brass 400  $\mu\text{m}$ ) e *sample changer* con 16 porta campioni.

### 3.3.2 Le analisi effettuate

L'analisi in XRF ha permesso di ottenere dati sulla composizione chimica della roccia totale dei campioni BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13, BOR17. I campioni sono stati opportunamente preparati nel laboratorio di macinazione del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli studi di Padova. Utilizzando prima il frantoio a mascelle e successivamente inserendo il granulato nell'apposita giara in carburo di tungsteno, è stato azionato il mulino a dischi ottenendo come prodotto finale una polvere di granulometria inferiore ai 50  $\mu\text{m}$ .

Per determinarne la perdita di fuoco (L.O.I., *Loss On Ignition*), i campioni sono stati sottoposti a calcinazione ponendoli in una muffola a 860°C per circa 20 minuti, e successivamente a 980°C per circa 2 ore. Per l'analisi XRF sono state preparate delle perle di vetro, utilizzando come fondente il tetraborato di Litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) con una diluizione di 1:10. La fusione è stata effettuata utilizzando una perlatrice modello: Claisse Eagon 2 (temperatura massima raggiunta di circa 1150°C).

La determinazione del contenuto in FeO è stata eseguita tramite permanganometria (titolazione con permanganato di potassio) con il metodo Pratt.

Gli elementi determinati sono Si, Ti, Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mn, Mg, Ca, Na, K e P (elementi maggiori, espressi in percentuale dell'ossido relativo), i tempi di analisi per ogni campione sono di circa 1h30'. Gli standard di riferimento sono campioni geologici naturali (Geostandards Newsletter, Vol. XVIII, Special Issue, July 1994, K. Govindaraju, ed.). La precisione strumentale (definita da ripetute analisi su uno stesso campione) è entro lo 0.6% relativo per gli elementi maggiori, entro il 3% relativo per gli elementi in traccia. I limiti di rilevabilità per gli elementi maggiori Al, Mg e Na sono entro lo 0.01%, entro lo 0.2% per Si, ed entro lo 0.005% per Ti, Fe, Mn, Ca, K e P.

### 3.4 Modellizzazione Termodinamica

La modellizzazione termodinamica rappresenta un utile strumento che consente di calcolare le condizioni di equilibrio in un sistema chimico in funzione di pressione e temperatura. Grazie a quest'approccio, siamo in grado di prevedere l'associazione mineralogica stabile al variare di pressione e temperatura a partire da una composizione di roccia nota. Tra le varie applicazioni possibili, si possono ottenere diagrammi di fase isochimici, noti anche come pseudosezioni, che contengono diversi campi P-T. Ogni campo indica l'associazione mineralogica stabile in quelle specifiche condizioni P-T. Affidandoci a sofisticati *software* e *daTabase* termodinamici, possiamo effettuare una modellizzazione accurata e ottenere informazioni per la comprensione e l'interpretazione dei sistemi chimici complessi.

La modellizzazione degli equilibri di fase presente in questo lavoro è stata effettuata usando il *software* Perple\_X (Connolly, 2009). Per calcolare la stabilità delle varie associazioni mineralogiche in diverse condizioni di pressione e temperatura, Perple\_X si avvale di un *daTabase* termodinamico (e.g., *hp02ver.dat*, *hp04ver.dat*, a seconda delle versioni, aggiornamenti e scelte dell'operatore) che contiene le proprietà termodinamiche (e.g., entalpia, entropia, volume molare) di molte delle fasi mineralogiche allo stato puro (*end-member*).

I parametri di soluzione solida sono invece codificati attraverso una serie d'istruzioni contenute in un *file* (*solut\_08.dat*, *solut\_09.dat*, *solution\_model.dat*, a seconda delle versioni e aggiornamenti) che include numerosi modelli per i principali minerali.

Le principali *routine* eseguibili con Perple\_X sono, tra le tante, *Build*, *Vertex*, *Pssect*, *Werami*, *PsTable*. La funzione di *Build* è quella di generare un *file* di dati di *input* che servirà per il calcolo della pseudosezione. Durante l'esecuzione del programma, *Build*

guida l'utente attraverso una serie di domande e crea un *file* di *input* personalizzato basato sulle risposte fornite dall'utente. Il *file* generato da *Build* (\*.dat) viene eseguito con l'applicazione *Vertex*, che si occupa dell'esecuzione del calcolo termodinamico vero e proprio. Utilizzando un approccio iterativo, *Vertex* determina la paragenesi (ovvero l'associazione di fasi mineralogiche stabili), l'abbondanza modale e la composizione di tutte le fasi mineralogiche (più molte altre proprietà) per un'ampia gamma di condizioni di pressione e temperatura all'interno del campo P-T definito dall'utente.

Il calcolo termodinamico effettuato da *Vertex* può richiedere da alcune decine di minuti fino a diversi giorni, a seconda del numero e della complessità delle fasi e dei modelli di soluzione solida coinvolti nel calcolo, nonché dell'ampiezza dell'intervallo di pressione e temperatura considerato. Al termine del calcolo si può utilizzare la *routine Pssect* per generare un grafico basato sui risultati ottenuti da *Vertex*. Il grafico prodotto da *Pssect* rappresenta la pseudosezione vera e propria, che può essere migliorata e resa più leggibile utilizzando *software* di grafica aggiuntivi. *Werami* e *PsTable* sono due applicazioni di *Perple\_X* che offrono la possibilità di calcolare e rappresentare graficamente curve di uguale concentrazione di un determinato elemento (o componente) in una fase specifica, o curve che descrivono l'abbondanza modale di una fase nel campo P-T (così come tante altre proprietà). Queste curve, conosciute rispettivamente come "isoplete composizionali" e "isomode", vengono tracciate nel diagramma P-T e mostrano come varia la composizione o la modalità di quella particolare fase mineralogica in base alle variazioni di pressione e temperatura. L'utilizzo di *Werami* e *PsTable* consente quindi di ottenere un'analisi più approfondita delle relazioni chimiche e modali all'interno del sistema geologico in esame.

I modelli di soluzione solida utilizzati per questo lavoro di tesi sono: Tajcmanova et al. (2009) per la biotite, Coggon & Holland (2002) per la muscovite, Newton et al. (1980) per il plagioclasio, Thompson & Hovis (1979) per il K-feldspato, Holland & Powell (2001) per granato, ortopirosseno, staurolite, spinello e clorite, e White et al., (2007) per il fuso silicatico (*melt*). Un modello ideale è stato considerato per ilmenite e cordierite. Le composizioni di roccia totale utilizzate derivano dalle analisi XRF effettuate sui campioni: BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13 e BOR17.

La modellizzazione termodinamica degli equilibri di fase è stata effettuata prendendo in considerazione due opzioni diverse: il campo *subsolidus* e il campo *suprasolidus*.

Per quanto riguarda condizioni di *suprasolidus*, le pseudosezioni sono state calcolate per comprendere la distribuzione dei minerali nel sistema quando si trovano al di sopra della temperatura di fusione. Nel secondo caso, invece, sono state calcolate le pseudosezioni considerando il sistema a temperature inferiori a quella di fusione (i.e. nel *subsolidus*). In quest'ultimo caso, è stata considerata H<sub>2</sub>O in eccesso e il sistema chimico Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-MnO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> (NCKFMNAST). I diagrammi di fase sono stati calcolati considerando un intervallo di pressione di 1-6 kbar e un intervallo di temperatura di 500-700°C (Fig. 6.3). Per il calcolo della pseudosezione usata per studiare gli equilibri di fase nel *suprasolidus*, sono state considerate condizioni di sottosaturazione in H<sub>2</sub>O. I calcoli sono stati eseguiti considerando il sistema chimico Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-MnO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub> (NCKFMNASHT). Sono stati applicati intervalli di pressione compresi tra 1-6 kbar e intervalli di temperatura di 600-800°C (Fig. 6.3). È importante notare che in entrambi i casi, tutte le pseudosezioni sono state calcolate senza considerare il Fe<sup>3+</sup>. Come valori indicativi del contenuto in H<sub>2</sub>O per le rocce modellizzate, si sono considerati i valori della L.O.I. (*Loss On Ignition*) riportato in Tabella 5.1. La

L.O.I. rappresenta la somma dei componenti volatili presenti all'interno del campione analizzato. Questi componenti volatili includono l'H<sub>2</sub>O e altri composti che vengono rilasciati dai minerali quando il campione viene riscaldato.

Infine, è stata utilizzata la *routine Werami* per calcolare le isoplete composizionali in termini di X<sub>Mg</sub> per le fasi biotite e cordierite. I grafici ottenuti da questi calcoli hanno permesso di confrontare le predizioni del modello in termini composizionali di X<sub>Mg</sub> con i valori composizionali misurati tramite la microsonda elettronica. Questo confronto aiuta a valutare l'affidabilità del modello e a vincolare le possibili condizioni di pressione e temperatura raggiunte dalle rocce studiate.

Nel paragrafo 6.2 viene dedicato spazio alla descrizione e alla discussione dei diagrammi di fase ottenuti. Tale sezione fornisce un'analisi dettagliata dei risultati ottenuti attraverso il processo di modellizzazione termodinamica per il sistema in studio. Vengono presentate le varie regioni P-T con le varie fasi mineralogiche stabili. Durante la discussione, vengono evidenziate le relazioni tra le diverse fasi e le condizioni P-T che influenzano la loro stabilità.

## Capitolo 4 – Petrografia

### 4.1 Introduzione

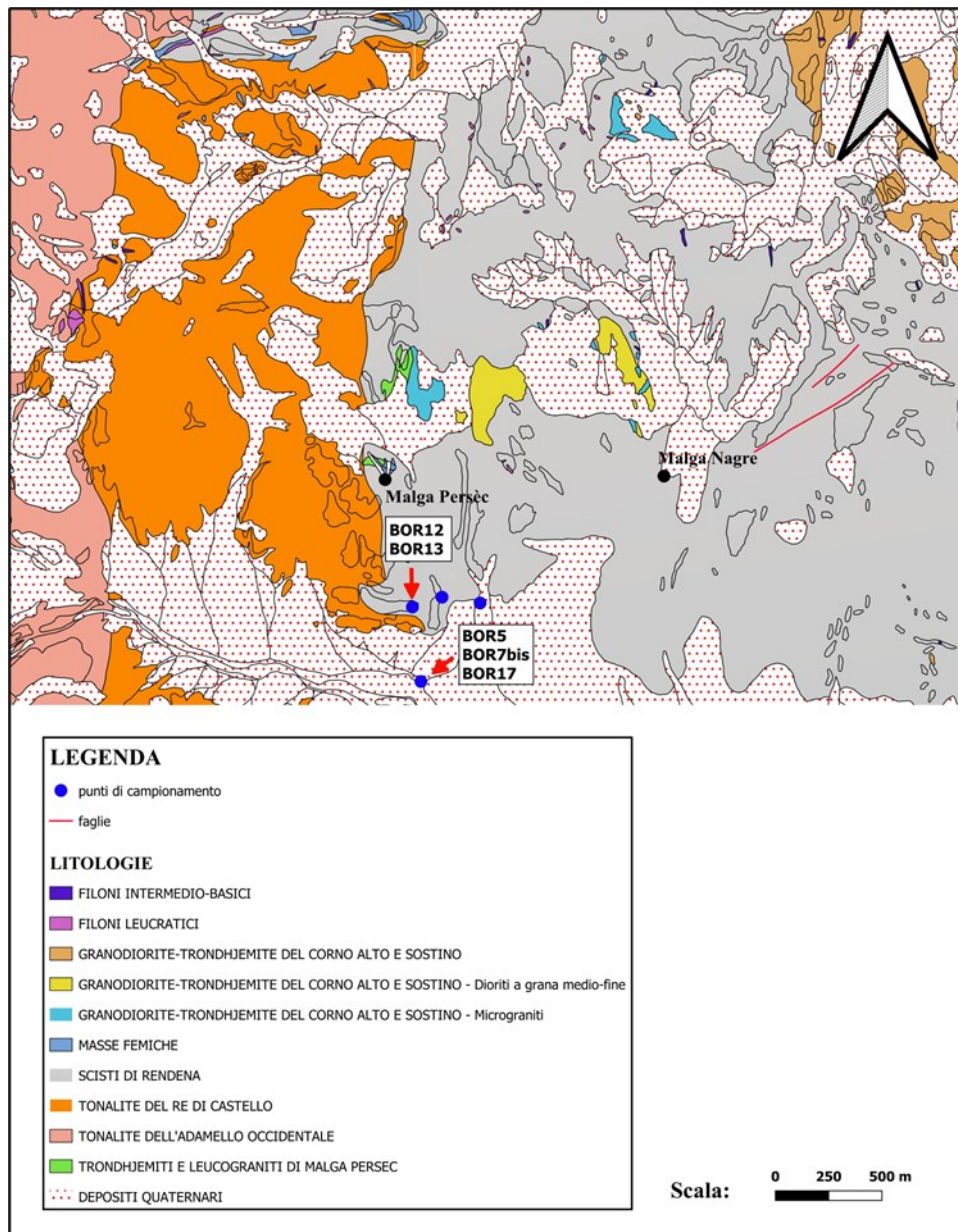
Dopo il lavoro di campionamento che ha interessato la zona in Val Siniciaga, la dorsale del Cengledino e la Val Borzago, mi sono concentrato sullo studio petrografico di quest'ultimi. Queste rocce presentano polimetamorfismo, derivando da un protolite pelitico che nel corso della storia geologica ha subito una successione di più eventi metamorfici. La prima impronta metamorfica, di tipo regionale, si è sviluppata durante l'orogenesi Varisica (pre-Permiano) con un metamorfismo in facies anfibolitica che ha portato alla formazione di micascisti a muscovite, biotite, granato e staurolite (Brack et al., 2008).

L'intrusione del plutone di Re di Castello ha indotto, su queste rocce, una sovraimpronta metamorfica di contatto trasformandole dal punto di vista mineralogico e tessiturale in cornubianiti scure e molto compatte.

Per l'analisi petrografica di dettaglio la scelta delle sezioni sottili è stata fatta utilizzando il microscopio ottico in luce polarizzata. Il metodo di selezione è avvenuto considerando tre aspetti principali: il grado di alterazione della roccia, l'associazione mineralogica presente e la distanza della zona di campionamento dal contatto intrusivo. Molte rocce, seppur fresche, non sono state prese in considerazione perché prive di sovraimpronta metamorfica legata al contatto con il plutone di Re di Castello. Le sezioni scelte per la caratterizzazione petrografica evidenziano delle paragenesi di bassa pressione e alta temperatura e sono denominate con le sigle: BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13 e BOR17 (Fig. 4.1). Tra queste, BOR12 e BOR13, sono state campionate in posto.



Nelle pagine che seguono, dopo la descrizione delle rocce di basamento non interessato da metamorfismo di contatto, questi campioni vengono descritti in ordine progressivo in base alla loro vicinanza al contatto intrusivo.



**Figura 4.1:** Inquadramento geologico dell'area di studio e localizzazione dei cinque campioni studiati in dettaglio per questo lavoro di tesi. I campioni BOR12 e BOR13 sono stati raccolti in posto, mentre i campioni BOR5, BOR7bis e BOR17 sono stati raccolti in un rivolo d'acqua ubicato a sud del corpo magmatico di Re di Castello. Carta Geologica della Provincia autonoma di Trento modificata con QGIS.

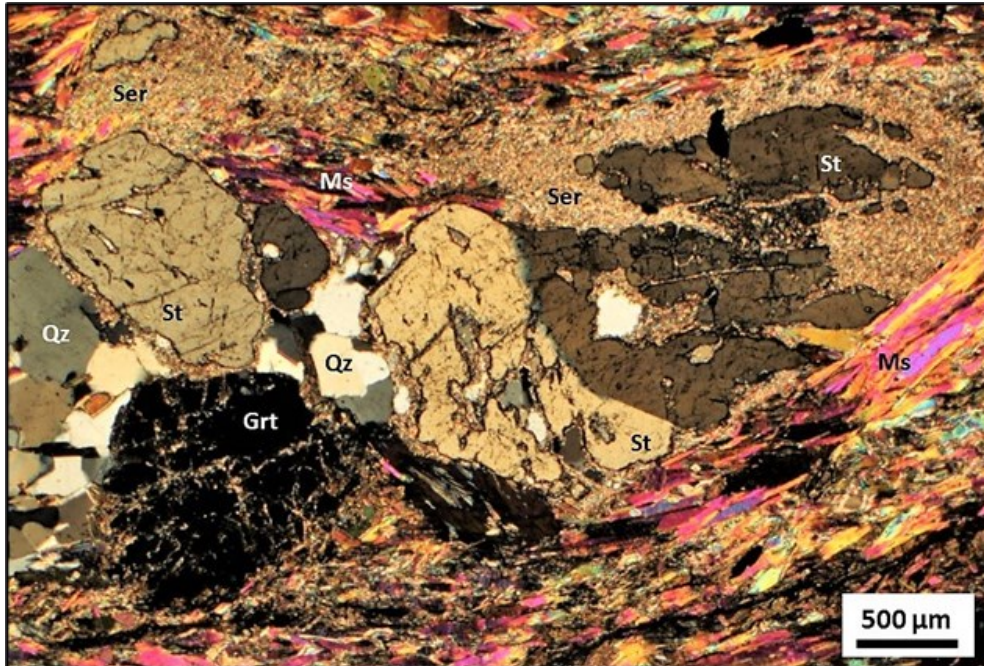
## **4.2 Il Basamento Varisico esterno all'aureola**

Il basamento cristallino che affiora nell'area presa in esame è rappresentato dagli Scisti di Rendena. Questa unità affiora nel settore trentino nella fascia compresa tra la Linea delle Giudicarie e il batolite dell'Adamello. Si tratta di un complesso di micascisti e paragneiss a due miche, granato e localmente staurolite, con intercalazioni di quarziti e gneiss feldspatici chiari (Brack et al., 2008).

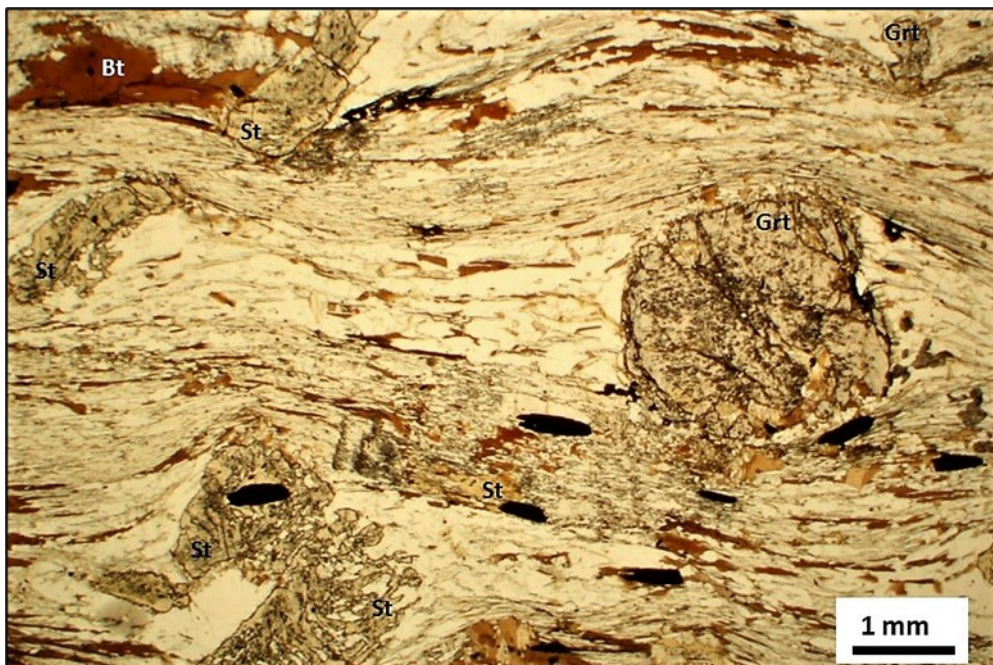
Nelle zone prossime alla Val Borzago si osservano talora intercalazioni di micascisti a tendenza paragneissica in cui la componente feldspatica (albite) aumenta in modo più o meno consistente fino a far assumere talora alla roccia un aspetto micro-ocellare (Castellarin et al., 2005).

Durante l'escursione lungo la cresta che congiunge la cima del Cengledino alla Bocchetta del Laghisol si sono potute osservare delle associazioni mineralogiche formate da biotite, mica bianca, quarzo granato e localmente staurolite. Nei campioni analizzati si può notare una scistosità sottolineata dall'alternanza di livelli millimetrici a prevalente quarzo e livelli ricchi in fillosilicati, granato e staurolite. L'associazione mineralogica a staurolite + granato non è stata riscontrata in tutti i campioni analizzati, ma solo in alcuni di essi. A livello locale, intorno ai porfiroblasti di staurolite si osserva la presenza di alterazione in sericite. Allo stesso tempo, i porfiroblasti di granato mostrano frequentemente microfratture e alterazione in clorite (Fig. 4.2, 4.3, 4.4).

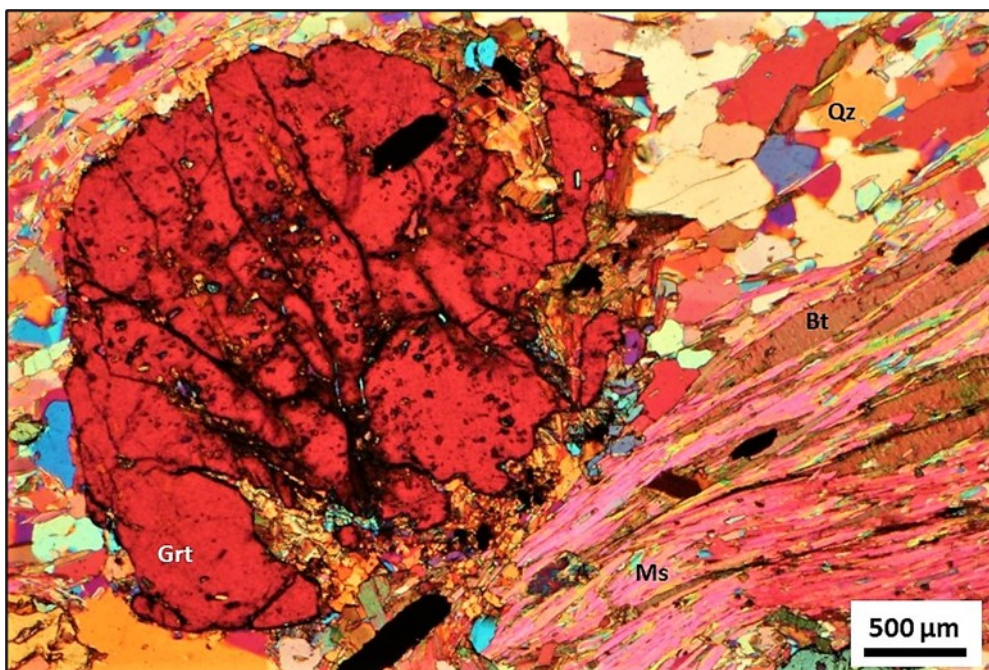




**Figura 4.2:** Porfiroblasti di staurolite (St) e granato (Grt) all'interno di un micascisto. Ai bordi dei cristalli di staurolite è possibile osservare una marcata alterazione in sericite (Ser). Campione di basamento cristallino campionato sulla dorsale del Cengledino. Abbreviazioni dei minerali secondo Whitney e Evans (2010). Microfoto a nicols incrociati (XPL).



**Figura 4.3:** Micascisto con porfiroblasti di granato e staurolite. Campione di basamento cristallino campionato sulla dorsale del Cengledino. Microfoto a nicols paralleli (PPL).



**Figura 4.4:** Dettaglio di un porfiroblasto di granato a contatto con muscovite e quarzo. Campione di basamento cristallino campionato sulla dorsale del Cengledino. Microfoto a nicols incrociati con lamina ausiliaria al rosso di primo ordine (XPL+  $\lambda$ ).

### 4.3 BOR7bis

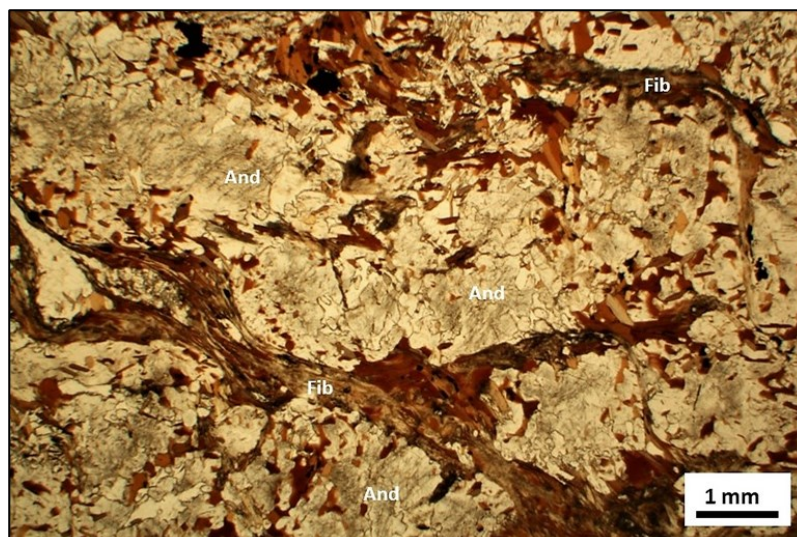
Il campione presenta una tessitura anisotropa, ricca in porfiroblasti di andalusite con dimensioni  $>1$  mm. I fillosilicati evidenziano una leggera foliazione.

L'associazione mineralogica è costituita da: biotite, andalusite, sillimanite var. fibrolite, muscovite, quarzo, plagioclasio e feldspato potassico. Tra i minerali accessori si osservano ilmenite, zircone e apatite.

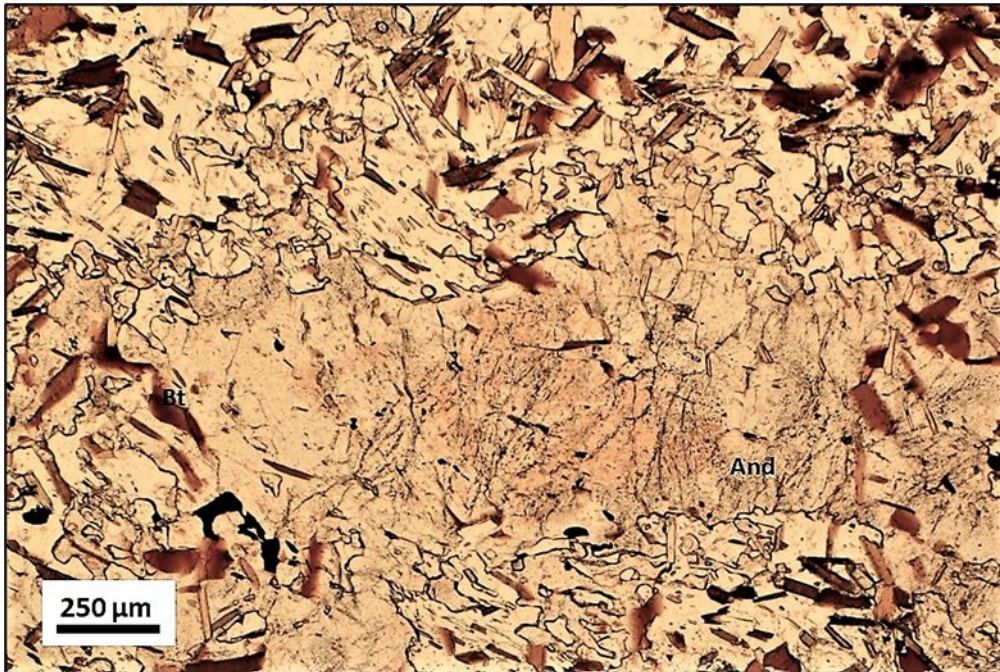
La biotite è presente in grandi quantità con dimensioni estremamente variabili da 0.1 a 0.5 mm; l'aspetto è generalmente anedrale. Le lamelle più grandi sono disposte in modo statico assumendo orientazioni casuali lungo la foliazione (Fig. 4.5); molti cristalli di piccole dimensioni tra 50-100  $\mu\text{m}$  sono presenti come inclusi all'interno del polimorfo  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ . In alcuni casi le lamelle di biotite presentano essoluzioni di rutilo sagenitico.



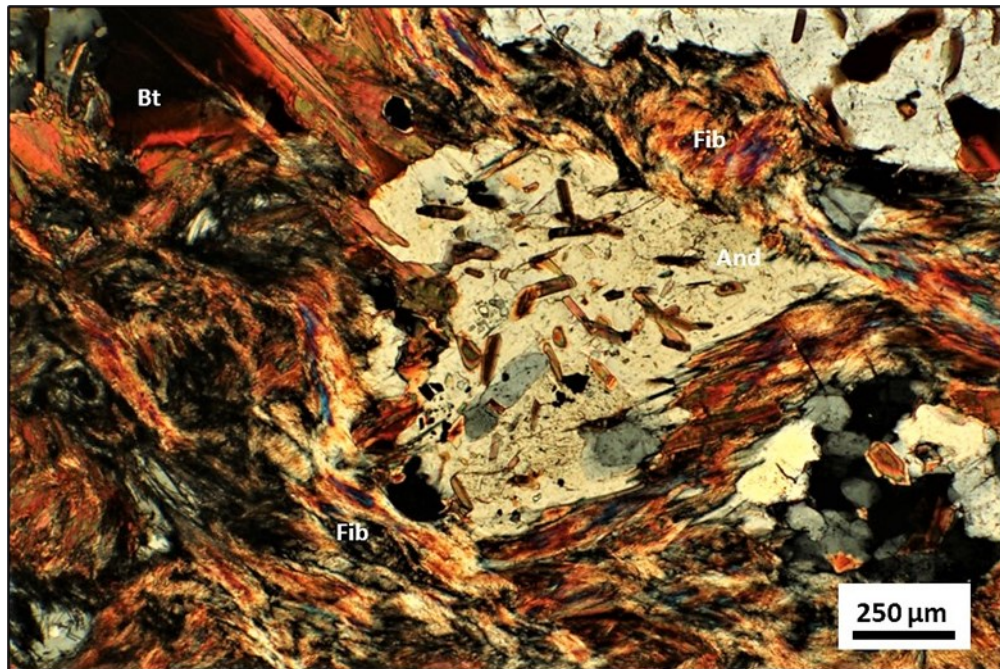
L'andalusite compare in grandi peciloblasti >1 mm, anedrali e molto riassorbiti (Fig.4.6) in cui spesso si presenta la parziale sostituzione da parte della sillimanite, il polimorfo di alta temperatura (Fig. 4.7); tra le fasi incluse in andalusite si osservano biotite, muscovite e ilmenite. La sillimanite è presente in modeste quantità associata alla biotite. Lungo le zone dove è percepibile una debole foliazione essa forma fasci di fibre subparallele (Fig. 4.5) e in alcuni casi è possibile notare la sostituzione polimorfica sull'andalusite (Fig. 4.7). La muscovite è rara e di piccole dimensioni e le lamelle incluse nei porfiroblasti assumono un aspetto euedrale, mentre nella matrice è tendenzialmente anedrale. Il feldspato potassico e il plagioclasio sono presenti in cristalli anedrali. I cristalli di plagioclasio esibiscono quasi sempre la classica geminazione polisintetica tipo albite; le dimensioni variano molto e alcuni feldspati raggiungono dimensioni di 0.6 mm. Il quarzo si osserva in minor quantità ed è localizzato principalmente in due livelletti monomineralici. La cordierite compare in piccoli cristalli anedrali poco alterati.



**Figura 4.5:** Campione BOR7bis, sono visibili i porfiroblasti di andalusite; le fasi fibrolite e biotite sono orientate lungo la foliazione (PPL).



**Figura 4.6:** Peciloblasto di andalusite con bordi molto riassorbiti. Al centro del cristallo si nota il tipico nucleo pleocroico rosato (PPL).



**Figura 4.7:** È visibile un cristallo di andalusite ricco di inclusioni e parzialmente sostituito da aggregati di sillimanite fibrolitica (XPL).

#### 4.4 BOR5

Il campione presenta un *layering* preferenziale, in cui è osservabile una leggera scistosità organizzata in livelli sub-paralleli e definita da lamelle di biotite associate a fasci ben marcati di sillimanite fibrolitica.

Le varie bande suddividono le aree occupate dalla matrice, che è composta da cristalli di quarzo, cordierite, muscovite, biotite, feldspato potassico e plagioclasio. Questi minerali sono organizzati in strutture granoblastiche caratterizzate da limiti irregolari. Le dimensioni dei cristalli sono variabili da 0.1 a 0.5 mm.

In alcuni casi plagioclasio e feldspato potassico assumono dimensioni di 0.8 mm.

In questa sezione si osserva un'associazione mineralogica costituita in ordine di abbondanza da biotite, sillimanite, quarzo, feldspato potassico, plagioclasio, cordierite, muscovite, andalusite. Tra i minerali accessori si riconoscono zircone e ilmenite, mentre come minerale secondario poco abbondante è presente la clorite.

La biotite è molto diffusa all'interno della sezione e le lamelle sono disposte in modo isorientato marcando una leggera foliazione probabilmente già presente nella vecchia storia metamorfica legata al metamorfismo regionale (Fig. 4.8). Le dimensioni della biotite sono variabili da 0.1 a 0.4 mm; cristalli molto piccoli di 50-100  $\mu\text{m}$  si rinvengono nella matrice e all'interno di cordierite e andalusite. La sillimanite, presente nella forma fibrolitica, è organizzata in fasci sub-paralleli che si sviluppano con continuità per diversi cm (Fig. 4.8, 4.12). Il quarzo è molto abbondante, ed i suoi granuli si osservano spesso a contatto con la muscovite, altri invece si posizionano insieme ai feldspati (Fig. 4.10). Nella maggior parte dei casi feldspato potassico e plagioclasio si localizzano nella matrice all'interno di plaghe; le dimensioni dei cristalli sono variabili e mostrano particolari

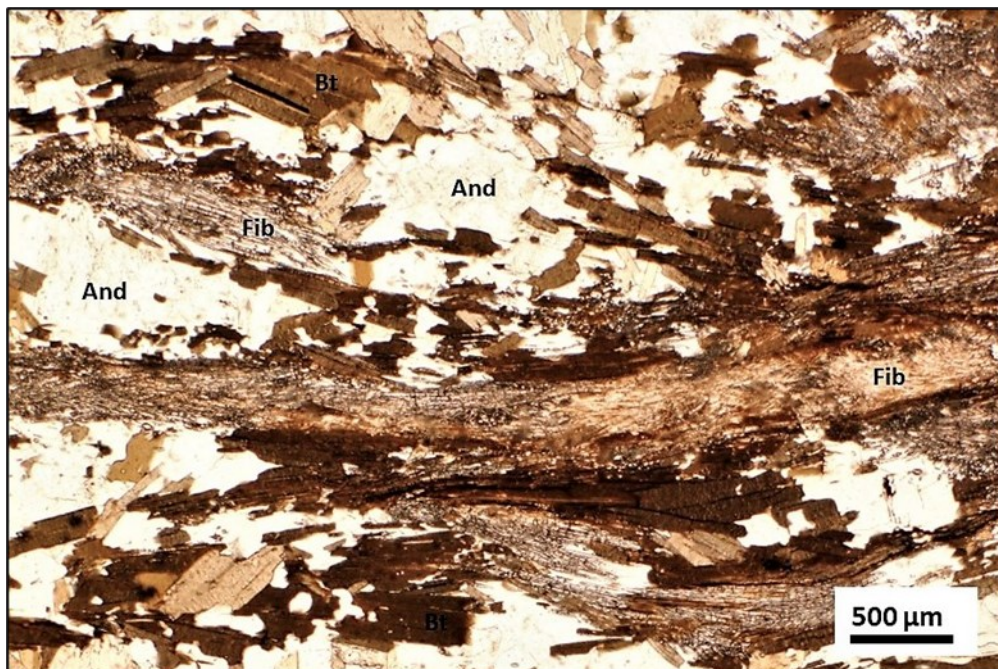


microstrutture associate a essoluzioni perititiche e geminazioni polisintetiche ben sviluppate (Fig. 4.10).

La cordierite nonostante le ridotte dimensioni di 0.2-0.4 mm compare in abbondanza (Fig. 4.11); i cristalli assumono delle forme anedrali accompagnate da una marcata alterazione in pinite (Fig. 4.12). Muscovite e andalusite sono le fasi meno abbondanti; le lamelle che caratterizzano il fillosilicato assumono una dimensione attorno ai 0.2-0.3 mm.

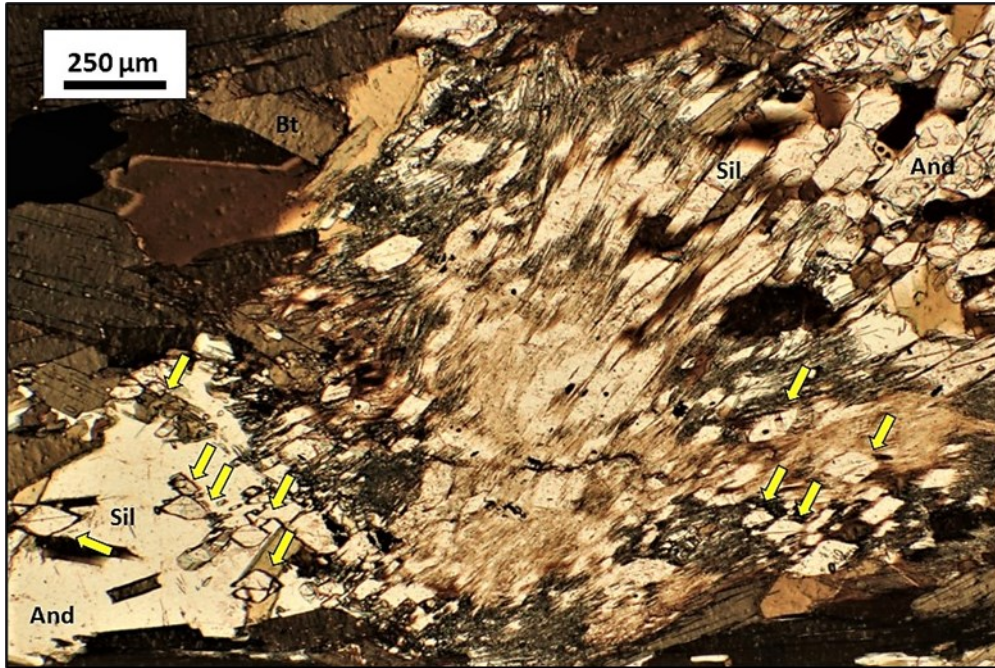
Localmente, a contatto con plagioclasio e feldspato potassico, si osservano fenomeni di destabilizzazione in cui le terminazioni della muscovite iniziano a frastagliarsi (Fig.4.10).

L'andalusite compare in xenoblasti molto riassorbiti con bordi altamente irregolari in cui è presente la sostituzione in sillimanite prismatica (Fig. 4.9).

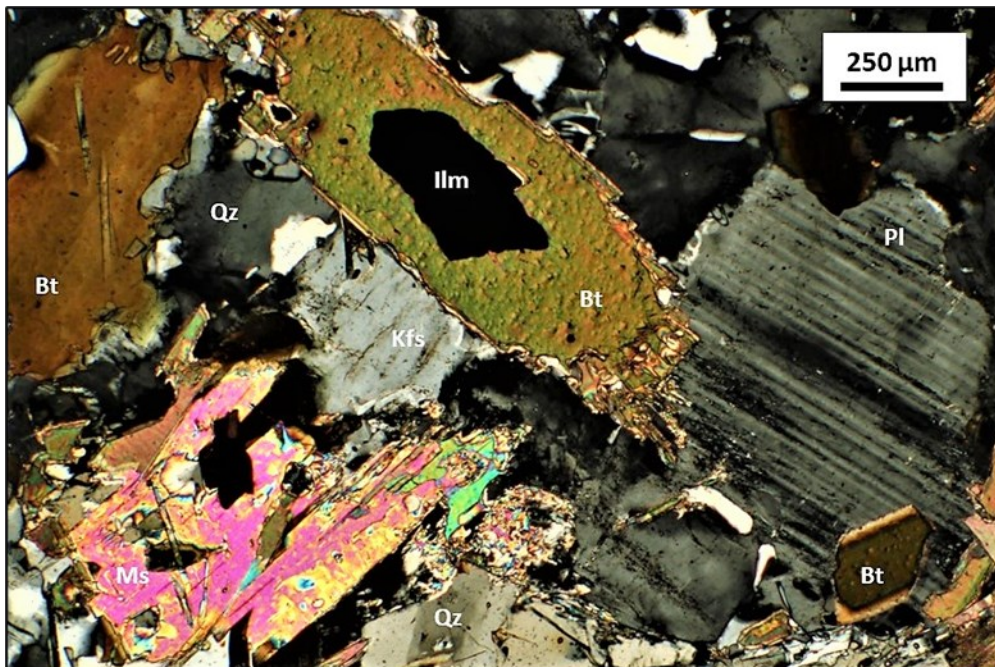


**Figura 4.8:** Campione BOR5, si può notare la foliazione formata dall'alternanza di biotite e sillimanite fibrolitica (PPL).





**Figura 4.9:** Sostituzione dell'andalusite da parte di sillimanite con abito prismatico. Le frecce gialle indicano alcune sezioni basali di sillimanite (PPL).

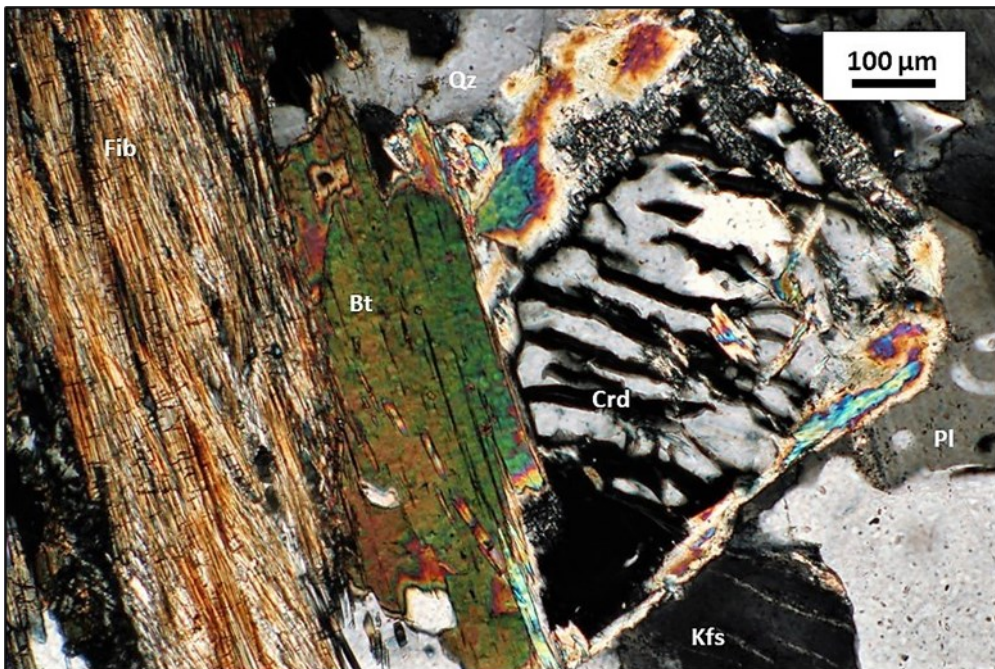


**Figura 4.10:** Feldspato potassico e plagioclasio a contatto con i fillosilicati; questi presentano un aspetto scheletrico con bordi irregolari. Il plagioclasio evidenzia la classica geminazione polisintetica albite (XPL).





**Figura 4.11:** Aspetto generale dei cristalli che compongono la matrice. Le cordieriti sono a contatto con i granuli di quarzo. In generale la tessitura è di tipo granoblastico, le giunzioni tra i vari grani sono lobate (XPL).



**Figura 4.12:** In dettaglio uno xenoblasto di cordierite con la tipica alterazione in pinite lungo microfratture (XPL).

## 4.5 BOR17

La sezione in esame presenta una marcata foliazione caratterizzata dalla presenza di sillimanite fibrolitica concresciuta con livelli ricchi in biotite, conferendo una struttura fortemente anisotropa alla roccia.

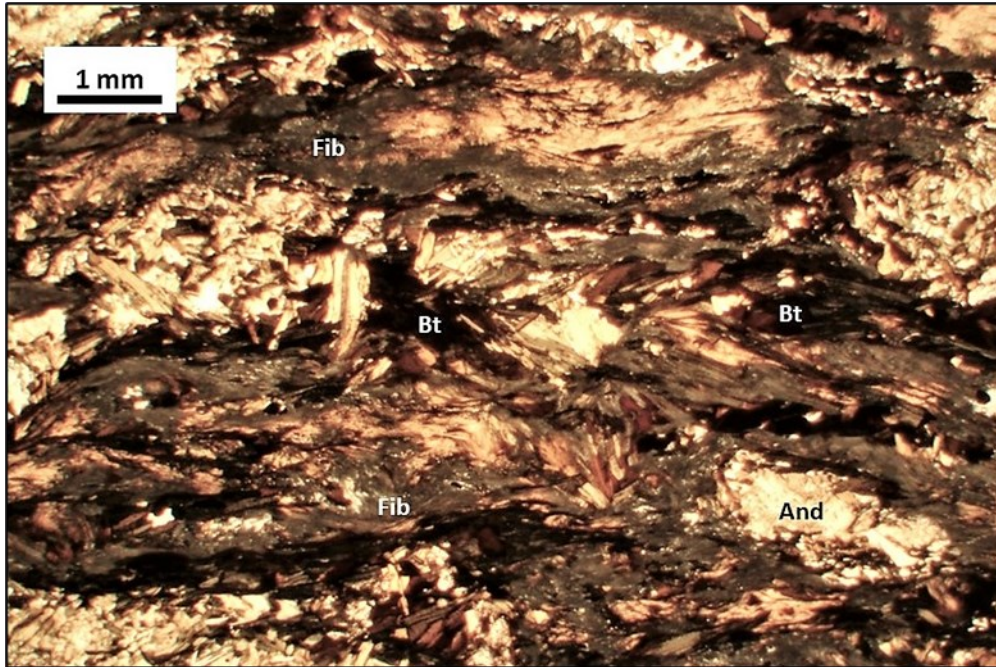
La matrice è ripartita all'interno di questi importanti livelli a biotite e sillimanite. All'interno si osservano porfiroblasti di andalusite e feldspato potassico.

L'associazione mineralogica è costituita da sillimanite, biotite, andalusite, feldspato potassico, plagioclasio, cordierite, muscovite e quarzo. I minerali accessori sono ilmenite e zircone.

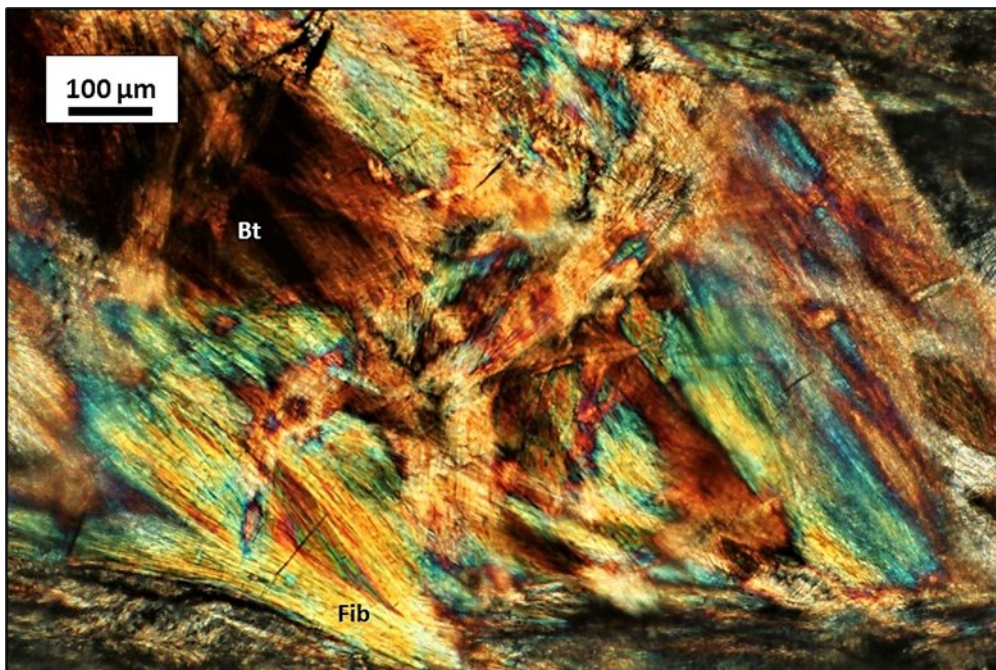
Sillimanite e biotite dominano la sezione. I prismi di fibrolite si intrecciano insieme al fillosilicato generando spessi livelli >1 mm, probabilmente mimetici sulla precedente scistosità del basamento cristallino Varisico (Fig. 4.13). La biotite in associazione alla sillimanite (Fig. 4.14) presenta lamelle di dimensioni notevoli tra 0.3 e 0.6 mm. In matrice si presenta con lamelle anedrali di varie dimensioni. In alcuni casi le lamelle di biotite presentano essoluzioni di rutilo sagenitico. L'andalusite compare in porfiroblasti con dimensioni medie di 0.6 mm. I cristalli sono molto riassorbiti e parzialmente sostituiti da sillimanite fibrolitica. Il feldspato potassico è ricco in essoluzioni peritiche, raggiunge dimensioni medie di 0.3-0.4 mm. Sulla superficie del feldspato potassico spesso è possibile notare piccole biotiti euedrali. Il plagioclasio è raro; i cristalli presenti nella matrice esibiscono sempre la geminazione polisintetica tipo albite. La cordierite è presente in abbondanza: la taglia media dei xenoblasti è di 0.3 mm e si osserva frequentemente la caratteristica alterazione in pinite (Fig. 4.15). Quarzo e muscovite sono quasi assenti. La muscovite è composta da lamelle di piccole dimensioni (0.2 mm) e



quelle di dimensioni maggiori esibiscono una marcata destabilizzazione messa in evidenza dai bordi irregolari (Fig. 4.16).



**Figura 4.13:** Microfoto in cui si nota un'intensa anisotropia legata alla marcata isorientazione di biotite e fibrolite (PPL).

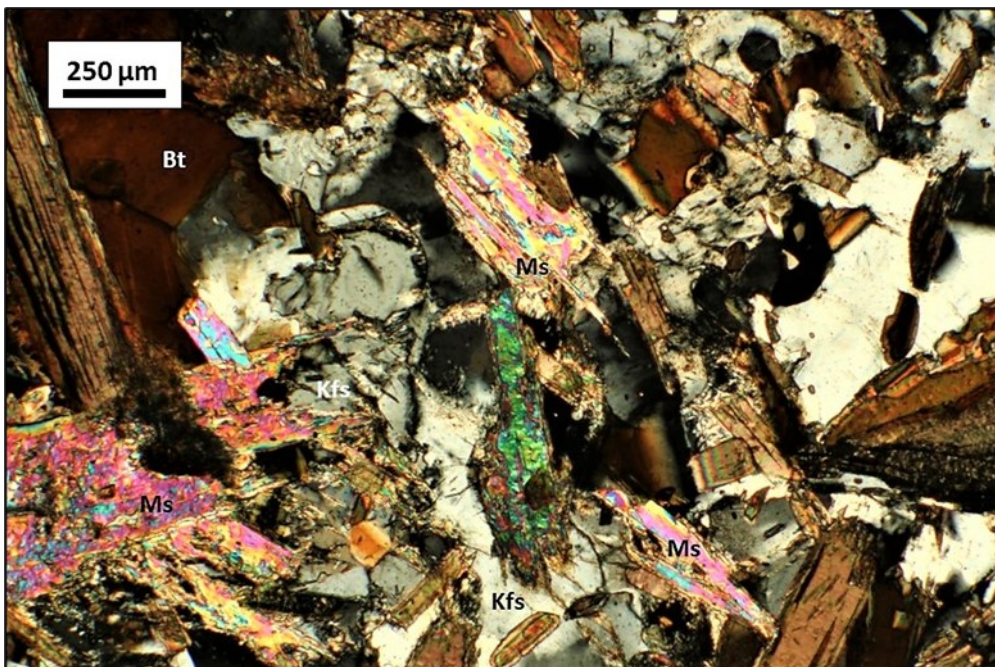


**Figura 4.14:** Nel dettaglio è possibile osservare l'associazione fibrolite e biotite (XPL).





**Figura 4.15:** Porfiroblasti di andalusite fratturati a contatto con lamelle di biotite. La cordierite compare in plaghe fortemente alterate in pinite (XPL).



**Figura 4.16:** Aspetto generale dei fillosilicati: la biotite presenta lamelle anedrali. La muscovite, a contatto con il feldspato potassico, esibisce un aspetto scheletrico con bordi molto sfrangiati (XPL).

## 4.6 BOR12

Questa sezione presenta una leggera orientazione preferenziale: biotite e sillimanite sono disposte a definire la foliazione della roccia.

L'associazione mineralogica è formata da: biotite, sillimanite, muscovite, cordierite, feldspato potassico, plagioclasio, quarzo e andalusite. Minerali accessori: ilmenite e zircone.

Le lamelle di biotite sono allungate in direzione della foliazione con dimensioni di 0.2-0.3 mm (Fig. 4.17). La sillimanite si presenta in aggregati fibrolitici allungati insieme al fillosilicato, in matrice si osservano strutture più prismatiche sia singole che in sostituzione all'andalusite. I porfiroblasti di andalusite assumono aspetti anedrali e fortemente riassorbiti con dimensioni di 0.4-0.5 mm e sono molto evidenti le sostituzioni da parte di sillimanite che in certi casi si comporta come un mono cristallo (Fig. 4.18, 4.21, 4.22). La muscovite si rinviene spesso a contatto con il plagioclasio e il feldspato potassico; le lamelle anedrali esibiscono delle vistose microstrutture di destabilizzazione con contorni scheletrici (Fig. 4.17, 4.19, 4.20). La cordierite è presente in grande quantità sia in porfiroblasti di 0.2-0.5 mm che in cristalli di minori dimensioni in cui si osserva una pervasiva alterazione in pinite (Fig. 4.18). Plagioclasio e feldspato potassico sono presenti in abbondanza, talvolta con tessiture mirmechitiche; alcuni feldspati possono essere considerati porfiroblasti per le notevoli dimensioni (Fig. 4.17). Il quarzo ha dimensioni medie di 0.2-0.4 mm, ed è localizzato in grosse plaghe policristalline, spesso associato alla cordierite.



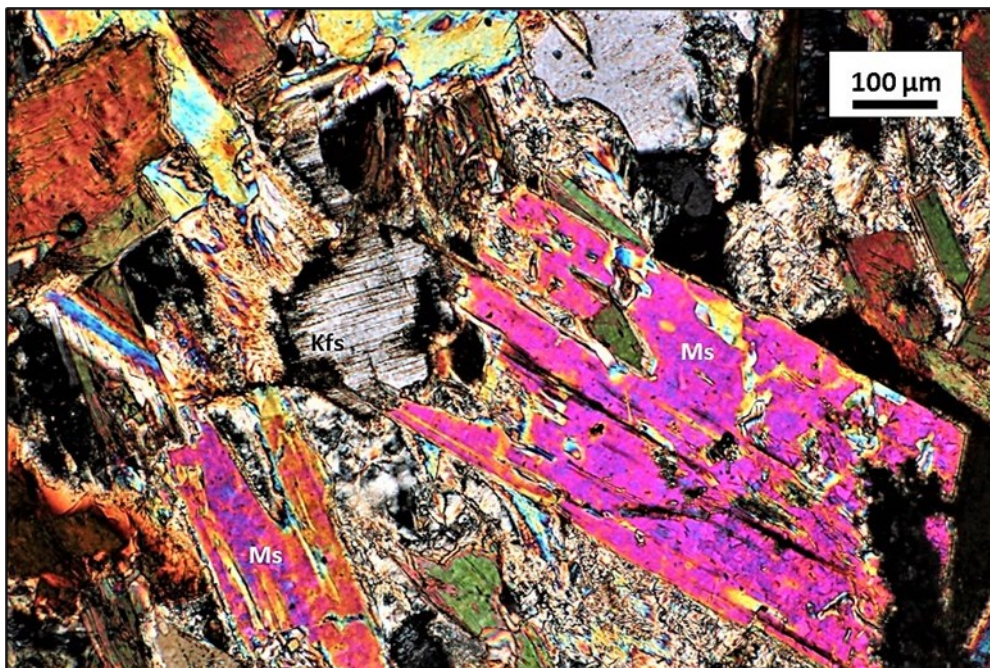


**Figura 4.17:** I fillosilicati esibiscono una tessitura decussata. I porfiroblasti di feldspato potassico presentano le caratteristiche essoluzioni peritiche (XPL).

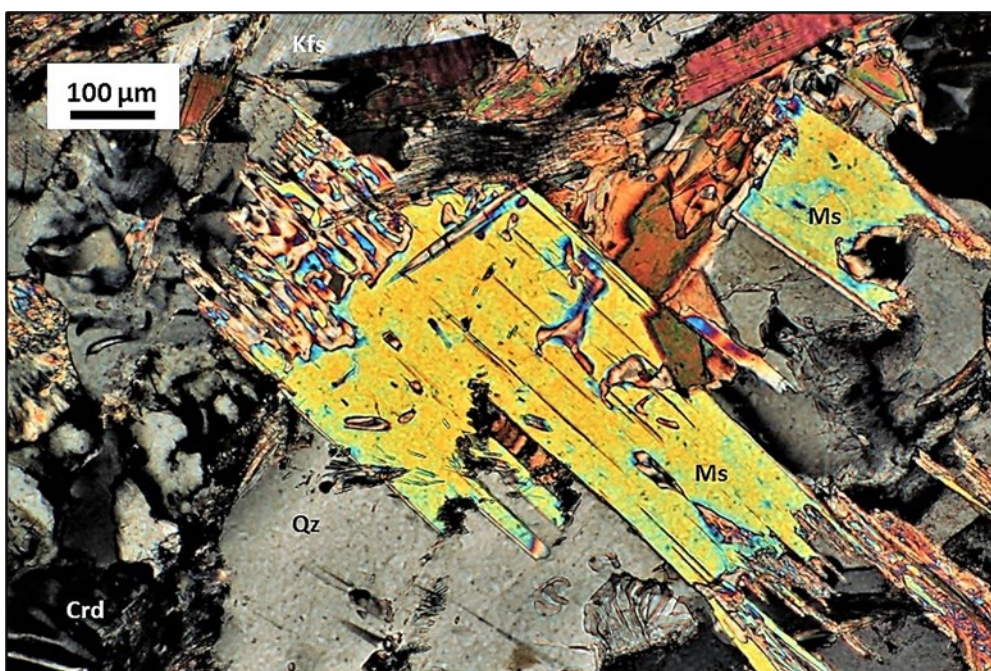


**Figura 4.18:** Generale associazione mineralogica, l'andalusite presenta un abito irregolare molto riassorbito con parziale sostituzione da parte di un aggregato fibrolitico. In alto a destra è presente un porfiroblasto di cordierite parzialmente alterato in pinita (XPL).



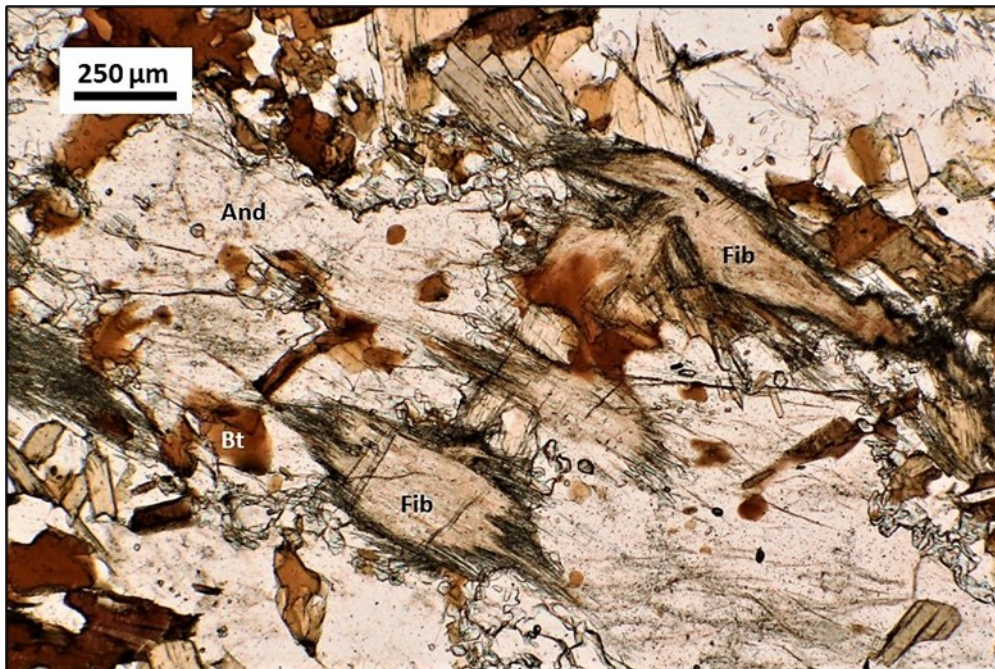


**Figura 4.19:** Le lamelle di muscovite a contatto con il feldspato potassico evidenziano delle marcate sfrangiature. L'aspetto scheletrico è legato alla fase di decomposizione (XPL).

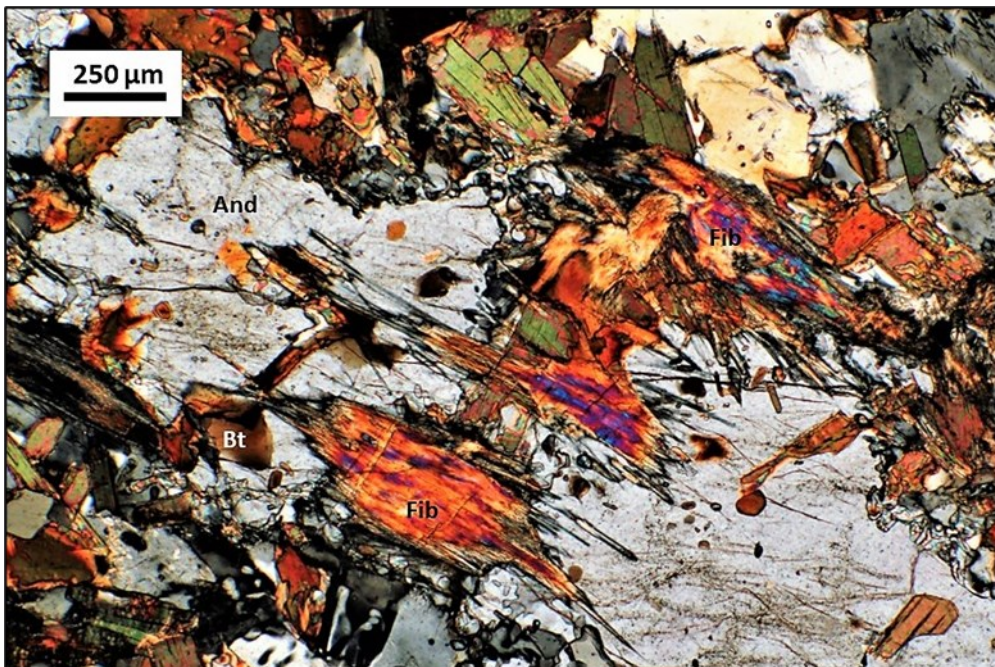


**Figura 4.20:** Dettaglio di una lamella di muscovite che, a contatto con il feldspato potassico, presenta particolari microstrutture di decomposizione (XPL).





**Figura 4.21:** Parziale sostituzione di andalusite da parte di fibrolite. L'andalusite presenta delle piccole inclusioni a biotite di ca. 20 µm (PPL).



**Figura 4.22:** Sottili prismi di fibrolite organizzati a formare un singolo cristallo allungato parallelamente al cristallo di andalusite sostituito (XPL).

## 4.7 BOR13

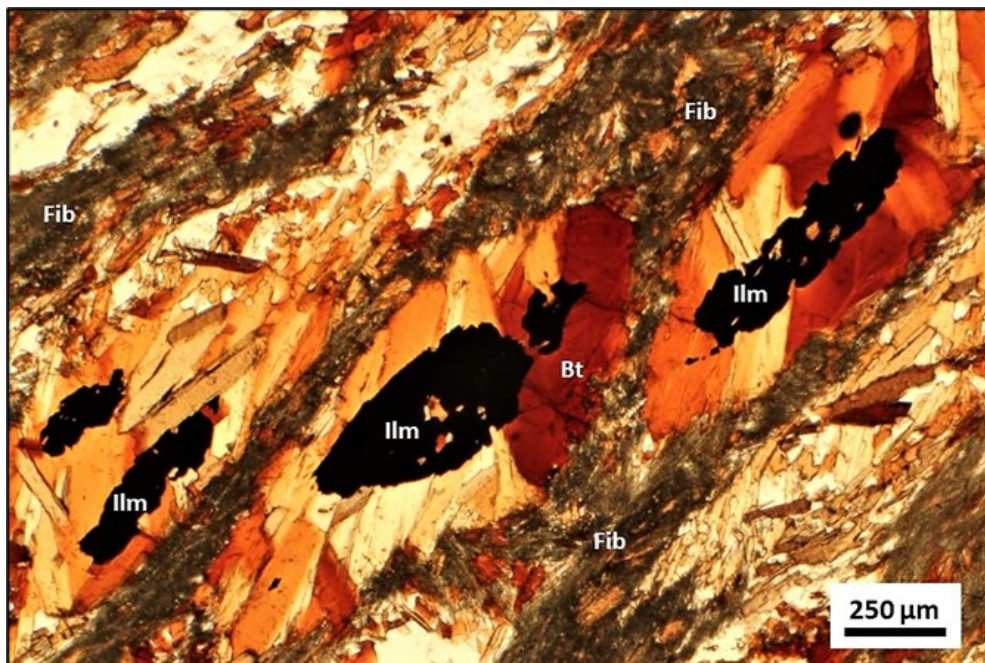
La sezione in esame presenta una marcata foliazione definita dall'alternanza di livelli dominanti a biotite e sillimanite con livelli quarzo-feldspatici di minor spessore. Questi ultimi sono caratterizzati da una tessitura prevalentemente anisotropa con l'alternanza di livelli a tessitura finemente granoblastica in cui si nota la presenza di porfiroblasti di feldspato potassico.

L'associazione mineralogica è costituita in ordine di abbondanza da: biotite, sillimanite, feldspato potassico, plagioclasio, cordierite, andalusite, quarzo e muscovite. Come fasi accessorie sono presenti ilmenite zirconio e monazite.

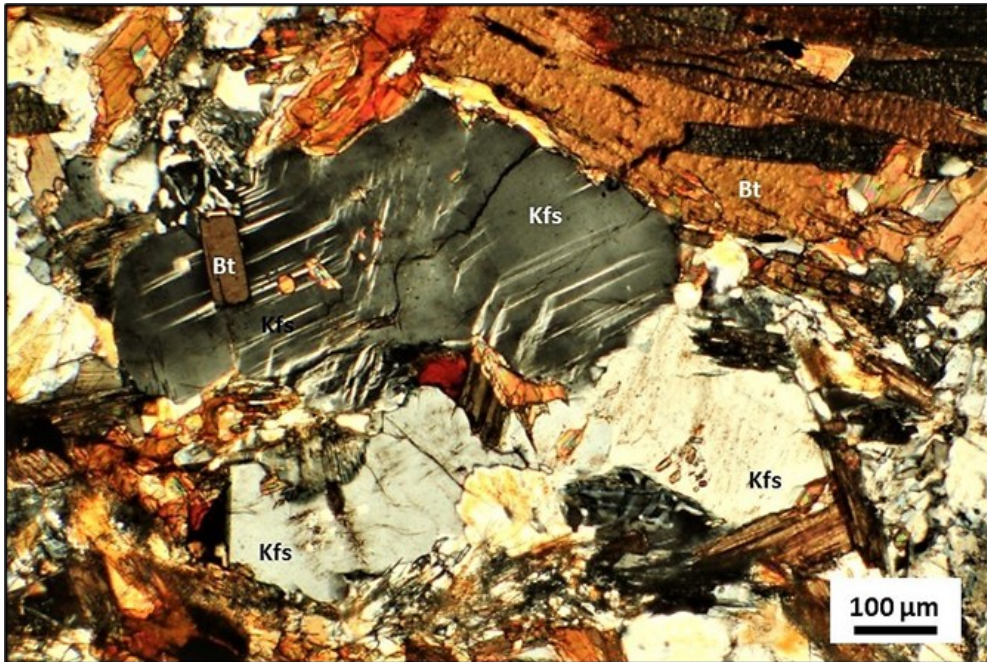
La biotite, nei livelli che definiscono la foliazione, assume dimensioni medie di 0.2-0.5 mm (Fig. 4.23), mentre altre lamelle di più piccole dimensioni sono presenti sottoforma di inclusioni all'intero dei feldspati potassici. In alcuni casi le lamelle di biotite presentano esoluzioni di rutilo sagenitico. La sillimanite si dispone in maniera preferenziale lungo la foliazione. In sostituzione all'andalusite si rinvencono forme tendenzialmente prismatiche (Fig. 4.25). Il feldspato potassico è presente in grandi concentrazioni sia all'interno della matrice che in porfiroblasti con smistamenti perititici; alcuni raggiungono dimensioni di 0.4 mm (Fig. 4.24). Il plagioclasio esibisce sempre la geminazione polisintetica tipo albite ed è quasi sempre in associazione al feldspato. La cordierite è presente in xenoblasti di piccole dimensioni, spesso alterata in pinite. L'andalusite compare in una forma molto riassorbita e fratturata con dimensioni medie di 0.2-0.3 mm. I bordi altamente irregolari e la pervasiva sostituzione da parte di sillimanite ad abito prismatico concorrono nel renderla una fase relitta. La muscovite è rara. Le lamelle hanno dimensioni di 0.2-0.3 mm e a contatto con il feldspato potassico esibiscono forme anedrali, con limiti sfrangiati che ne evidenziano uno stato di decomposizione incipiente



(Fig. 4.26). L'osservazione alla microsonda elettronica in modalità BSE ha consentito di osservare meglio queste microstrutture e vedere che la fase presente all'interno della lamella di muscovite è rappresentata da quarzo (Fig. 4.27). Il quarzo è la fase meno abbondante, alcuni granuli si trovano sparsi all'interno della matrice. Localmente l'ilmenite può essere abbondante ed in grossi cristalli, in associazione con biotite (Fig. 4.23).



**Figura 4.23:** È possibile notare un pervasivo layering formato dall'associazione di biotite e sillimanite fibroilitica (PPL).



**Figura 4.24:** Microfoto in cui sono visibili i porfiroblasti pertitici contenenti piccole inclusioni euedrali di biotite (XPL).

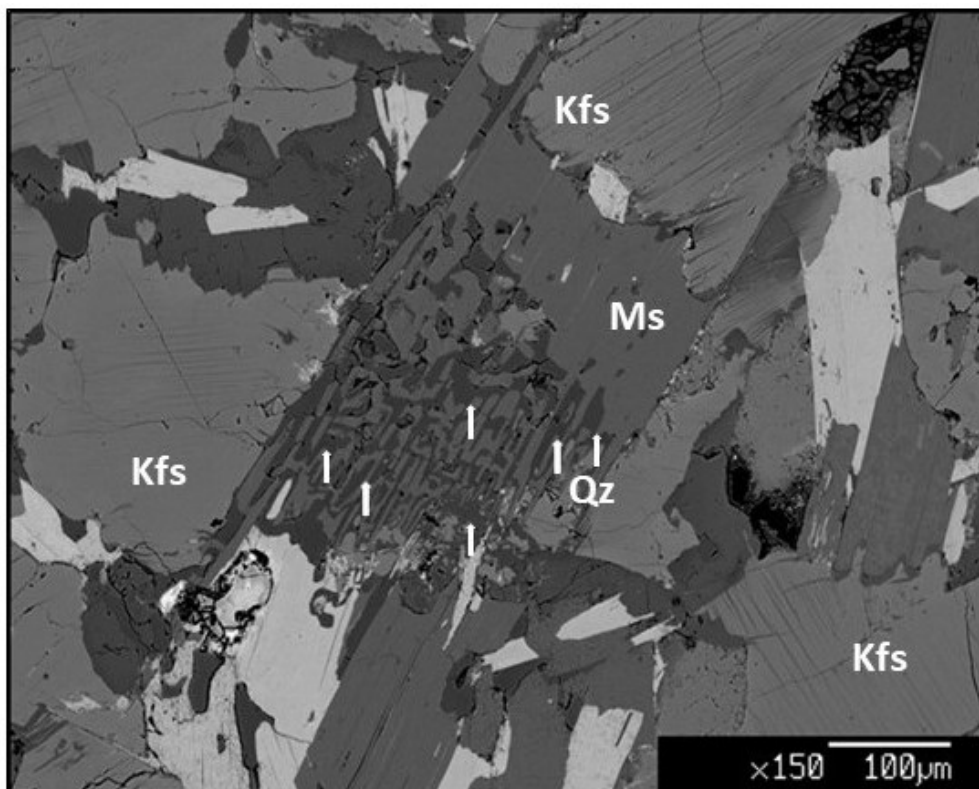


**Figura 4.25:** Parziale sostituzione di un porfiroblasto di andalusite da parte di sillimanite ad abito prismatico (XPL).





**Figura 4.26:** Aspetto generale di una plaga composta da feldspato potassico e plagioclasio. In basso a sinistra si può notare la destabilizzazione di una lamella di muscovite a contatto con il feldspato potassico (XPL).



**Figura 4.27:** Lamella di muscovite analizzata alla microsonda. Le frecce bianche indicano le microstrutture di intercrescita tra quarzo e muscovite in decomposizione. Immagine BSE.

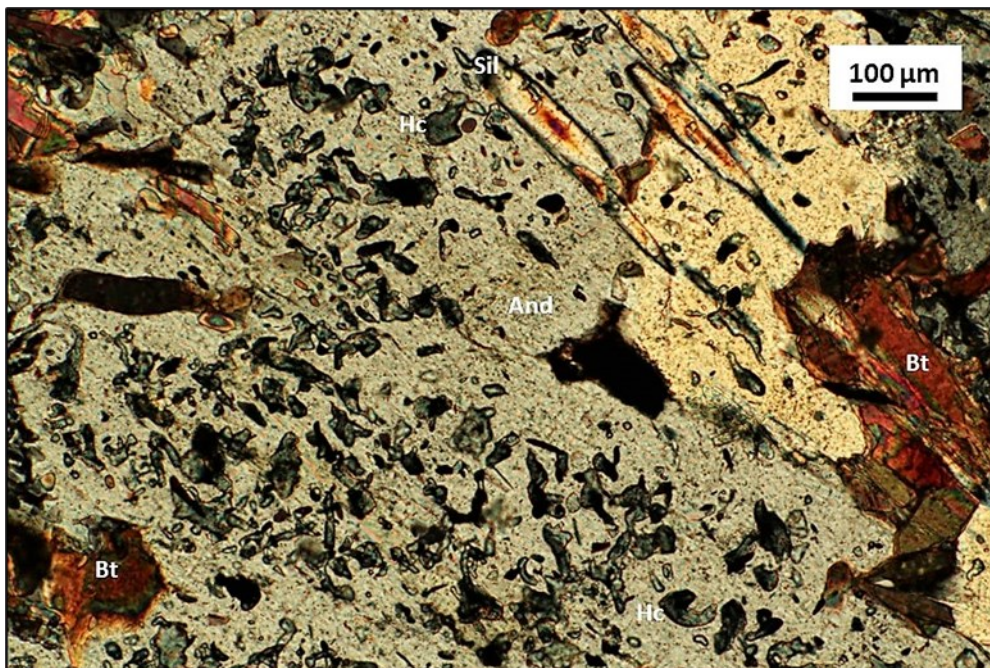
## 4.8 Altre osservazioni petrografiche

Osservando gli altri campioni prelevati in Val Borzago è possibile notare delle particolari associazioni mineralogiche non presenti nei campioni descritti sopra. All'interno di tali campioni compaiono anche interessanti microstrutture legate a dei cambiamenti mineralogici che illustrano altri aspetti della sovraimpronta metamorfica di contatto generata dalla messa in posto del plutone di Re di Castello. Le fasi come staurolite e granato, formatesi durante il metamorfismo regionale Varisico e osservate sulla cresta del Cengledino, presentano i loro prodotti di destabilizzazione. Infatti, in alcune sezioni compaiono dei piccoli cristalli di spinello ercinitico verde cupo inclusi nei porfiroblasti di andalusite (Fig. 4.28 e 4.29).

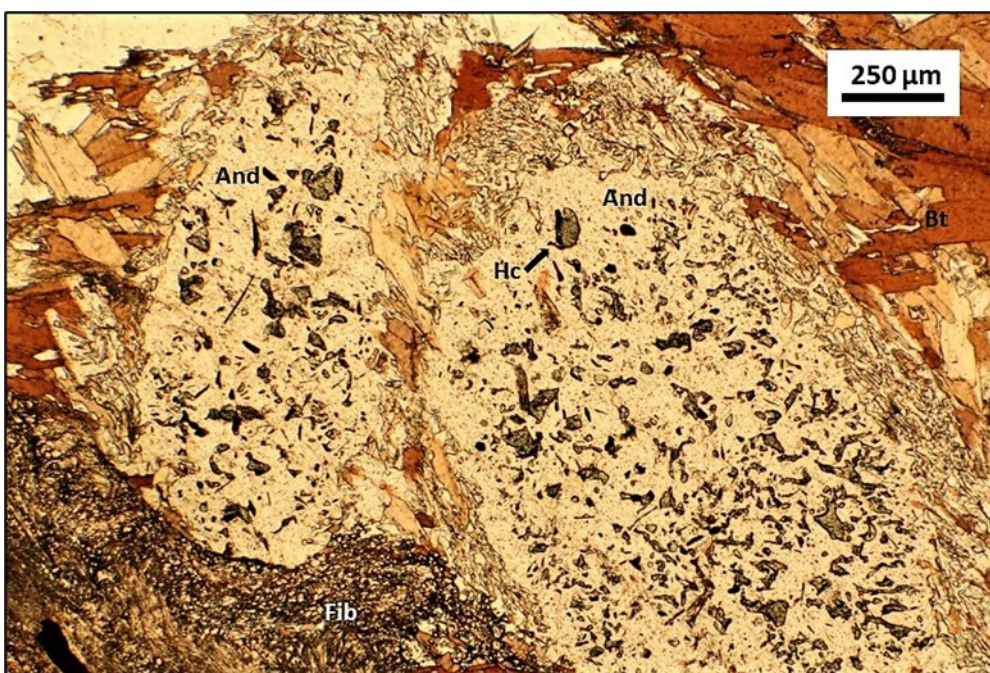
In alcuni dei campioni più prossimi al contatto intrusivo sono state rinvenute particolari microstrutture in cui l'andalusite si trova bordata da lamelle di muscovite a grana grossa. Entrambe le fasi esibiscono un aspetto anedrale con limiti irregolari (Fig. 4.30 e 4.31). Questa microstruttura è analoga alle pseudomorfofisi di muscovite su andalusite studiate da Cesare (1992) nell'aureola di contatto di Vedrette di Ries. Per analogia la muscovite che sostituisce andalusite sarebbe di origine progradata, formata durante il riscaldamento del metamorfismo di contatto.

La sillimanite compare in tutte le rocce campionate nell'aureola di contatto evidenziando insieme alla biotite la foliazione presente nei campioni. In alcuni casi è stata osservata sillimanite con abito prismatico, ed in questo caso essa risulta sostituire cristalli di andalusite preesistente e relitta. Nelle Figure 4.32 e 4.33 è possibile notare la sostituzione polimorfica tra i due alluminosilicati, dove le basali a sezione rombica di sillimanite sono in continuità ottica tra di loro.



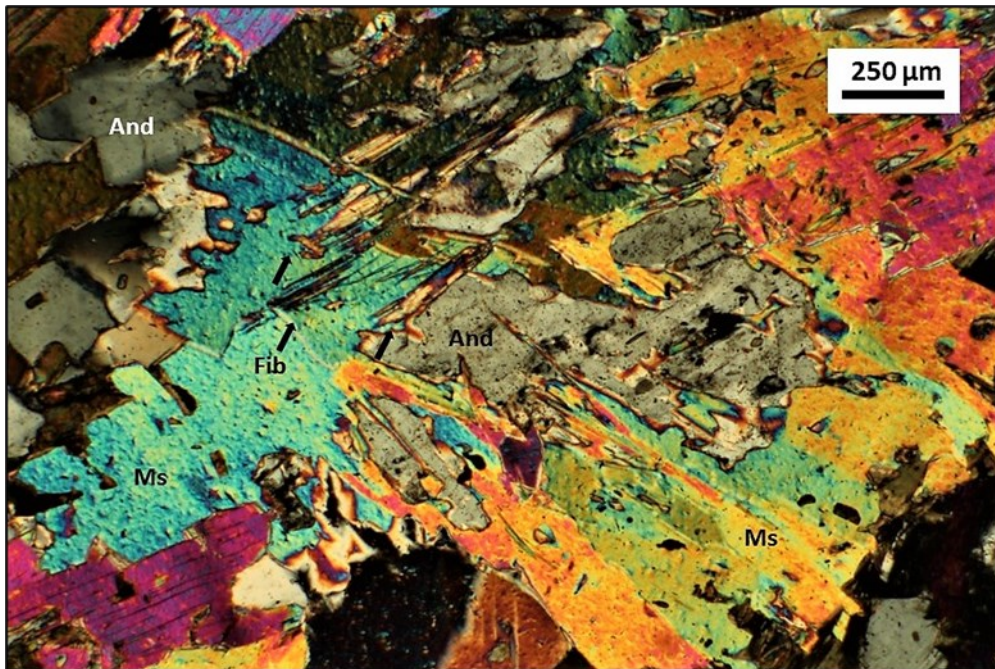


**Figura 4.28:** Piccoli cristalli di spinello varietà ercinite inclusi all'interno di andalusite (XPL).

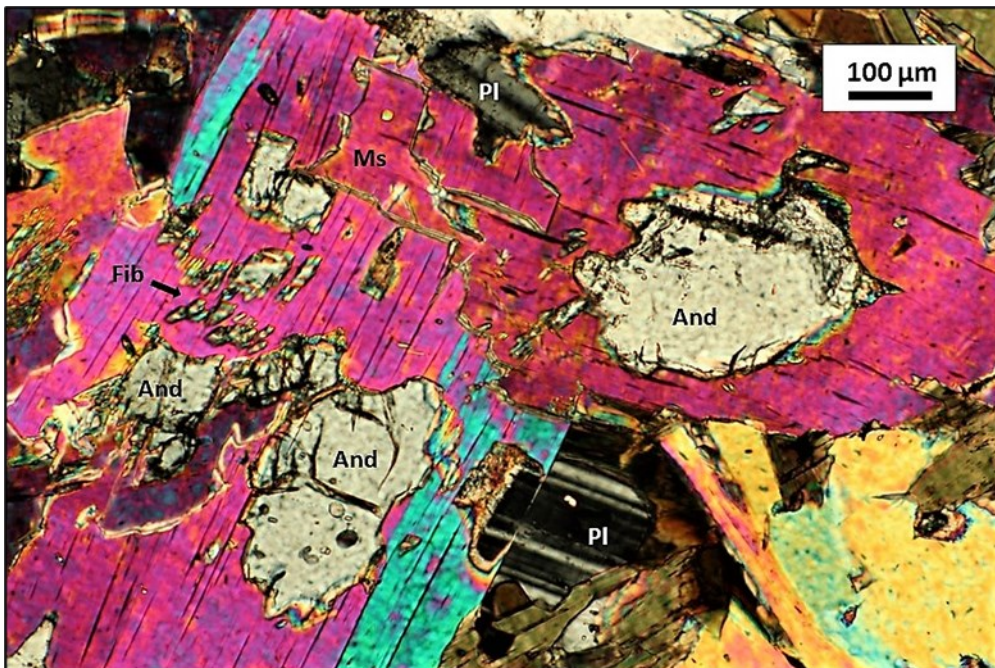


**Figura 4.29:** Aspetto generale delle pseudomorfosi su originaria staurolite, costituite da porfiroblasti di andalusite contenenti inclusioni di ercinite (PPL).



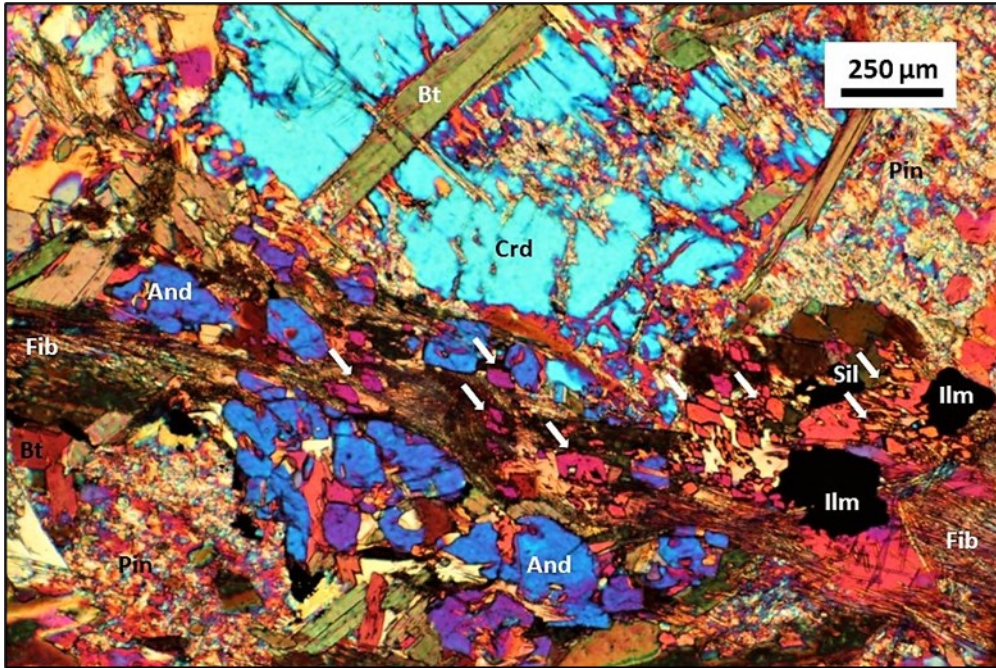


**Figura 4.30:** È possibile notare la particolare microstruttura tra l'andalusite e le lamelle di muscovite a grana grossa. Le frecce indicano cristalli isorientati di sillimanite (XPL).

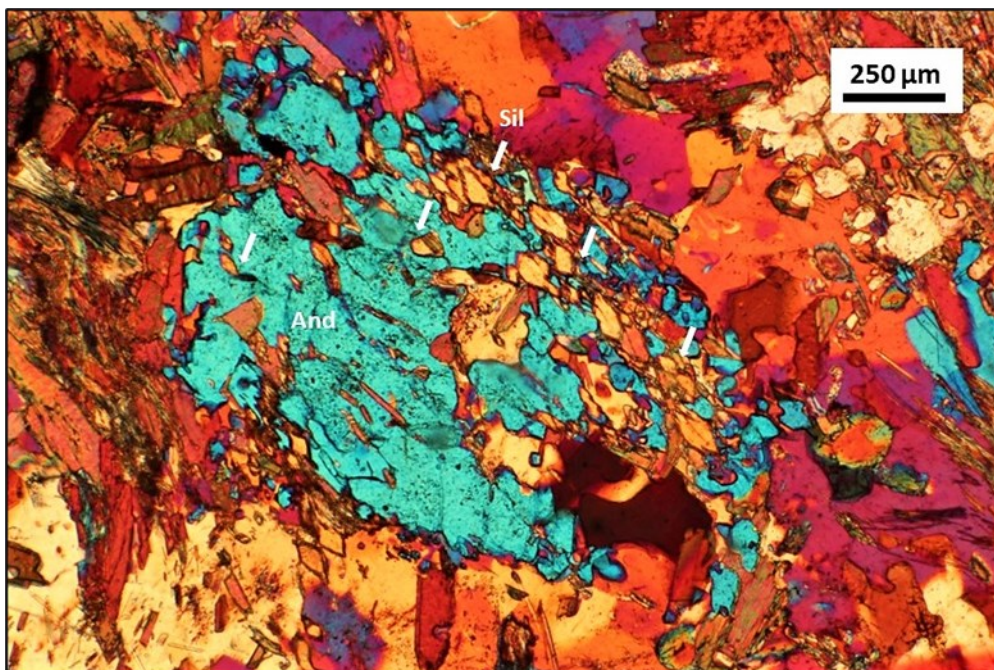


**Figura 4.31:** Microfoto di dettaglio, le lamelle di muscovite inglobano i cristalli di andalusite sostituendola. I cristalli di andalusite sono in continuità ottica ad indicare un unico precedente porfiroblasto. (XPL).





**Figura 4.32:** In questa microfotografia è possibile notare la sostituzione polimorfica tra andalusite e sillimanite prismatiche. Le frecce bianche sono poste a indicare le basali prismatiche di sillimanite in continuità ottica tra di loro. In alto è presente un porfiroblasto di cordierite con una pervasiva alterazione in pinita (XPL+λ).



**Figura 4.33:** Sostituzione polimorfica tra i due alluminosilicati. Le basali di sillimanite (di colore giallo) sono in continuità ottica tra di loro (XPL+λ).

## 4.9 Evidenze di fusione parziale

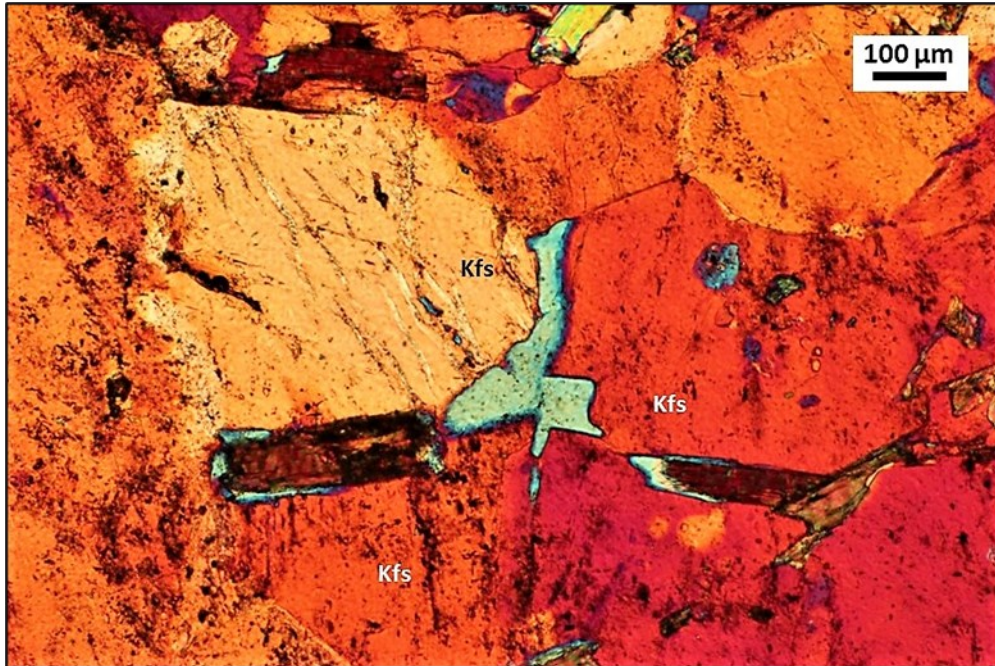
L'osservazione al microscopio ottico ha permesso anche di mettere in luce alcune microstrutture legate al fenomeno di fusione parziale, simili a quelle descritte da Holness et al. (2011). Queste strutture, di poche decine di  $\mu\text{m}$ , indicano che le rocce a contatto con l'intrusione magmatica del plutone di Re di Castello hanno registrato delle temperature tali da generare piccole quantità di fuso.

All'interno delle sezioni sottili le lamelle di muscovite presentano marcati fenomeni di destabilizzazione. La deidratazione di questa fase idrata potrebbe spiegare l'innesco della fusione parziale che accomuna le rocce in studio.

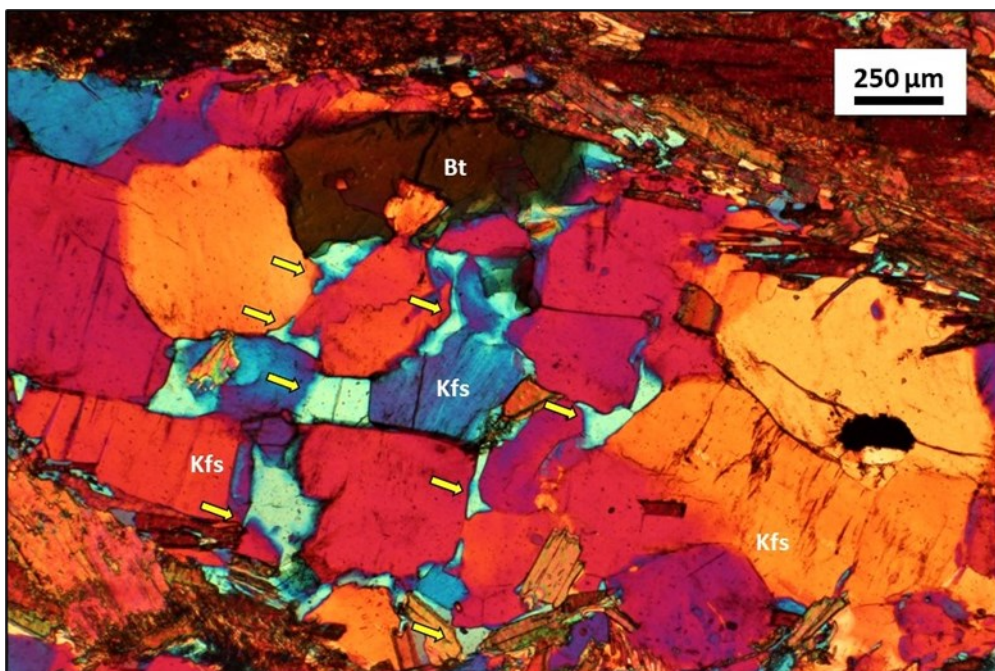
Le microstrutture trovate all'interno delle sezioni prendono il nome di pseudomorfosi su originari film di fuso. Questi sottili e allungati cristalli formati dal fuso, ora cristallizzato, sono posizionati lungo i limiti intergranulari, specialmente nei livelli quarzo-feldspatici. Le cristallizzazioni assumono geometrie cusiate caratteristiche, con angoli diedri inferiori ai  $20^\circ$ . Queste esili microstrutture sono meglio evidenziate utilizzando il compensatore rosso di prim'ordine a nicol incrociati, in modo da ottenere colori di interferenza più distinguibili tra di loro (Fig. 4.34, 4.35, 4.36).

Nelle sezioni campionate in posto (BOR12 e BOR13), sono spesso evidenti delle zone preferenziali in cui il plagioclasio e il feldspato potassico cristallizzano a contatto tra di loro. In questi punti è possibile notare altre microstrutture legate alla originaria presenza di fuso: la presenza di facce euedrali di feldspato potassico e piccole inclusioni euedrali di cristalli dalle dimensioni di pochi  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.37, 4.38, 4.39). Queste strutture alla scala micrometrica potrebbero rappresentare un'ulteriore evidenza di cristallizzazione durante la fusione parziale.



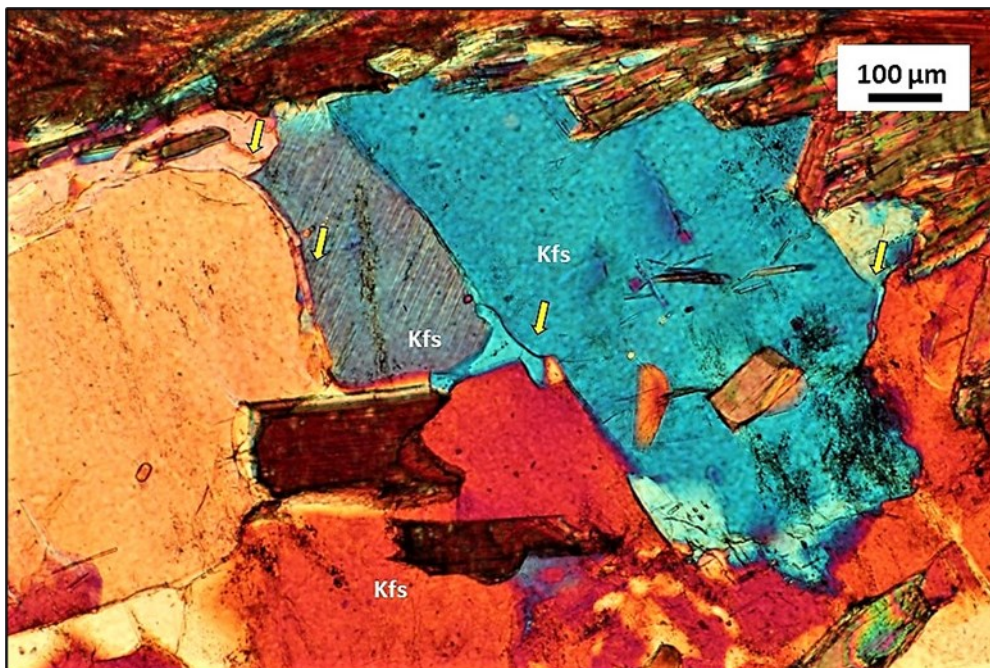


**Figura 4.34:** Al centro è possibile notare una pseudomorfo su originari film di fuso tra due cristalli di feldspato potassico (XPL+ $\lambda$ ).

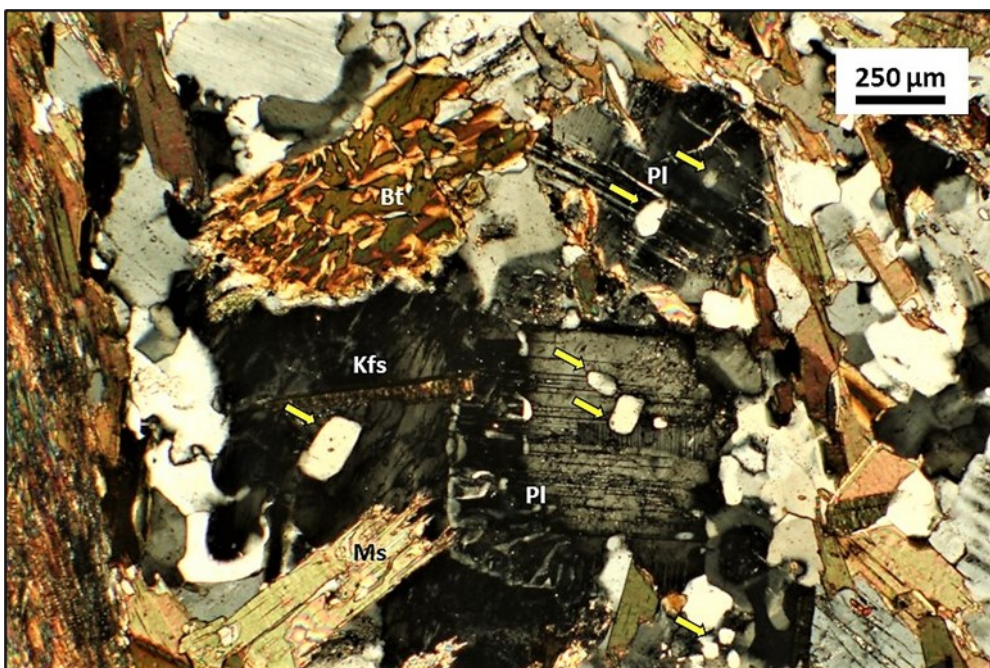


**Figura 4.35:** Al centro le frecce gialle indicano varie microstrutture legate alla fusione parziale (XPL+ $\lambda$ ).



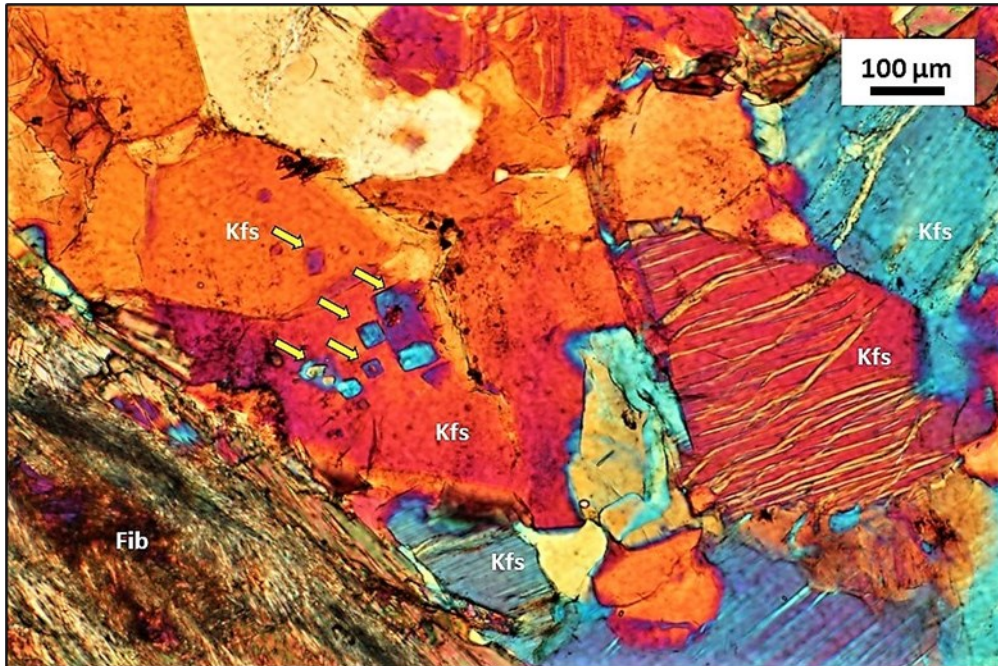


**Figura 4.36:** Al centro è presente una pseudomorfosi su originari film di fuso localizzata ai limiti intergranulari di tre cristalli di feldspato potassico. Queste microstrutture sono indicate con le frecce gialle (XPL+ $\lambda$ ).



**Figura 4.37:** All'interno dei cristalli di plagioclasio e feldspato potassico si notano piccoli cristalli eudrali, le frecce gialle mettono in evidenza i vari cristalli (XPL).





**Figura 4.38:** All'interno del cristallo di feldspato potassico sono presenti piccoli cristalli euedrali in continuità ottica tra di loro, le frecce gialle indicano i vari cristalli (XPL+λ).



**Figura 4.39:** Cristallo di feldspato potassico con facce euedrali. Le frecce gialle indicano gli spigoli euedrali (XPL).

#### 4.10 Considerazioni riassuntive

Lo studio petrografico ha consentito di ricostruire l'evoluzione della paragenesi durante il metamorfismo di contatto. Le sezioni sono state esaminate considerando il progressivo avvicinamento dei vari campionamenti rispetto al contatto intrusivo; con questo approccio è stato possibile osservare, all'interno delle sezioni sottili, le differenti associazioni mineralogiche manifestatesi gradualmente all'intero delle rocce.


Infatti, i campioni più distanti (campionati lungo la dorsale del Cengledino) non hanno risentito dell'impronta metamorfica; tali campioni presentano una paragenesi caratterizzata dalla presenza di muscovite, biotite, quarzo,  $\pm$  staurolite e granato.

Nella Val Borzago sono stati eseguiti diversi campionamenti, e nei campioni più distanti dal contatto si possono osservare associazioni mineralogiche caratterizzate dalla presenza di grandi peciloblasti di andalusite, staurolite, mica chiara, biotite e quarzo. In alcuni di questi campioni sono state inoltre osservate associazioni particolari tra spinello ercinitico e andalusite. Man mano che ci si avvicina al contatto, nei campioni si possono osservare nuove paragenesi che indicano una trasformazione delle rocce. In queste rocce emergono la presenza di sillimanite, cordierite e feldspato potassico; queste fasi non erano presenti in precedenza. La sillimanite appare sotto forma di fibrolite, con sottili aghetti che si associano alla biotite. In alcune sezioni, si può osservare una microstruttura particolare in cui la muscovite, a grana grossa, cresce progressivamente a spese dell'andalusite.

Altri campioni prelevati appena prima del contatto mostrano le fasi menzionate in precedenza, con un aumento significativo della presenza di fibrolite. I cristalli di andalusite, invece, diminuiscono di dimensioni e assumono forme notevolmente riassorbite con limiti anedrali. L'abbondanza della muscovite diminuisce. I feldspati, in

particolare quello potassico, diventano invece più abbondanti sia in termini quantitativi che di dimensioni.

Nella zona di contatto, i campioni mostrano una paragenesi costituita da biotite, sillimanite, feldspato potassico, plagioclasio, cordierite, quarzo e muscovite, come fasi accessorie sono presenti l'ilmeneite, rutilo e zirconio. In queste sezioni, la sillimanite è stata osservata anche nella sua forma prismatica. I cristalli di andalusite assumono una forma relitta e sono quasi completamente sostituiti dalla sillimanite. I campioni mostrano segni di una fusione parziale incipiente, con il feldspato potassico e il plagioclasio localizzati in plaghe all'interno della matrice. In queste zone, sono state osservate numerose pseudomorfose su originali film di fuso. La muscovite è presente in tutti i campioni analizzati; nei campioni raccolti all'intero dell'aureola di contatto è rara e assume una forma scheletrica. In Tabella 4.1 è possibile osservare le varie paragenesi riscontrate all'interno dei campioni analizzati.

Grado met.		St	Grt	Hc	Qz	Ms	Bt	And	Fib	Sill	Crd	Kfs	Pl	Ilm
	<b>Basamento Varisico</b>	x	x		x	x	x							
	<b>BOR1 (lontani)</b>	x		x	x	x	x	x						
	<b>BOR15 (intermedi)</b>				x	x	x	x	x		x	x	x	x
	<b>BOR7bis (intermedi)</b>				x	x	x	x	x		x	x	x	x
	<b>BOR5 (intermedi)</b>				x	x	x	x	x		x	x	x	x
	<b>BOR17 (vicini)</b>				x	x (s)	x	x (r)	x	x	x	x	x	x
	<b>BOR12 (vicini, in posto)</b>				x	x (s)	x	x (r)	x	x	x	x	x	x
	<b>BOR13 (vicini, in posto)</b>				x	x (s)	x	x (r)	x	x	x	x	x	x

**Tabella 4.1:** Elenco delle associazioni mineralogiche presenti all'interno dei campioni raccolti. I campioni sono suddivisi in base alla loro posizione di campionamento rispetto al contatto intrusivo (lontani, intermedi e vicini) e sono ordinati seguendo un grado metamorfico crescente verso il basso come evidenziato dalla freccia rossa.

## Capitolo 5 – Composizione chimica delle rocce e dei minerali

L'analisi chimica delle fasi presenti nei vari campioni è stata eseguita attraverso la microsonda elettronica (EMPA), mentre lo studio composizionale delle rocce è stato effettuato utilizzando l'analisi in fluorescenza ai raggi X (XRF).

Attraverso l'XRF è stata ottenuta la composizione chimica totale; questi dati sono espressi con la percentuale in ossidi. Utilizzando la EMPA sono state ottenute le percentuali in ossidi degli elementi presenti all'interno dei minerali principali costituenti le rocce: biotite, mica bianca, cordierite, plagioclasio e feldspato potassico.

### 5.1 Composizione chimica delle rocce

L'analisi di roccia totale è stata eseguita sui campioni BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13, BOR17. Nella Tabella 5.1 sono riportate le composizioni chimiche per ciascun campione espresse in ossidi (% Ox). Osservando questi dati si nota che il campione BOR7bis è totalmente diverso dagli altri, in particolare per i minori contenuti di Fe, Mg e Ti. I cinque campioni analizzati presentano una certa variabilità, per quanto riguarda il valore di  $X_{Mg}$ , che varia tra 0.34 e 0.39 (Tab. 5.1). Nel diagramma AFM (Fig. 5.1) si nota anche una certa variabilità della coordinata verticale (A) che sta ad indicare dei contenuti di allumina diversi ma che comunque non sono molto dissimili l'uno dall'altro. Confrontate con i campioni dell'argillite di Lozio dell'aureola di contatto in Val Caffaro (Randazzo, 2022) le metapeliti del basamento Sudalpino della Val Borzago sono nettamente distinte con valori di  $X_{Mg}$  più bassi ( $X_{Mg}$  dell'argillite di Lozio = 0.39-0.58) (Fig. 5.1).



%Ox	BOR5	BOR7bis	BOR12	BOR13	BOR17
SiO <sub>2</sub>	59.01	60.86	54.81	52.69	52.49
TiO <sub>2</sub>	1.10	0.69	1.32	1.27	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.57	24.17	24.29	24.83	26.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	9.03	4.00	8.66	10.97	9.62
MnO	0.11	0.07	0.25	0.14	0.11
MgO	2.49	1.37	2.64	2.61	2.43
CaO	0.57	1.63	0.62	0.32	0.67
Na <sub>2</sub> O	1.27	1.92	1.32	1.03	1.17
K <sub>2</sub> O	4.50	5.07	5.94	6.86	5.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.72	0.15	0.12	0.17
Tot	99.76	100.50	100.00	100.84	99.85
L.O.I.	1.37	0.81	1.83	1.53	1.90
FeO	7.11	3.97	7.43	9.03	7.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.13	0.03	0.41	0.94	1.51
X <sub>Fe3+</sub>	0.13	0.01	0.05	0.09	0.16
X <sub>Mg</sub>	0.38	0.38	0.39	0.34	0.37

Tabella 5.1: Risultati dell'analisi di roccia totale.

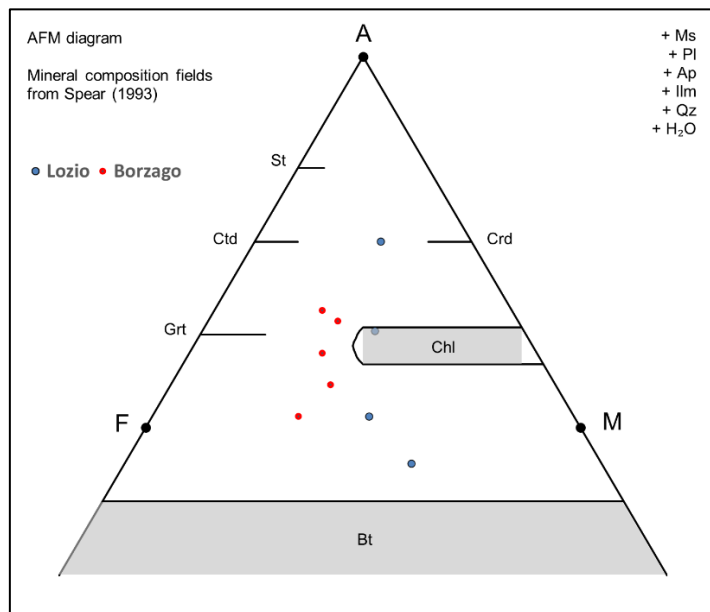


Figura 5.1: Diagramma AFM che riporta le composizioni di roccia totale dei campioni studiati in dettaglio. Pallini rossi: i 5 campioni raccolti in Val Borzago; pallini blu: campioni dell'argillite di Lozio (Randazzo, 2022).

## 5.2 Composizione chimica dei minerali

Le analisi alla microsonda elettronica sono state effettuate sui campioni: BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13 e BOR17.

I dati ottenuti sono stati rielaborati utilizzando dei fogli di calcolo Excel messi a disposizione dal Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli studi di Padova. La prima parte delle operazioni ha riguardato il ricalcolo delle percentuali in cationi in modo tale da determinare la formula cristallografica delle varie fasi mineralogiche; i calcoli sono stati svolti utilizzando per le diverse fasi un numero opportuno di ossigeni: 18 per la cordierite, 22 per i fillosilicati e 8 per i feldspati. Tutto il ferro è stato considerato come  $\text{Fe}^{2+}$ .

La seconda parte di elaborazione dei dati è stata finalizzata al calcolo dei parametri chimici di importanza petrogenetica, con lo scopo di mettere in luce eventuali differenze composizionali all'interno di un singolo campione o tra i diversi campioni.

Per la cordierite è stato analizzato il rapporto ferro-magnesio ( $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ), per la biotite è stato calcolato il rapporto ferro-magnesio e il contenuto di titanio in atomi per unità di formula (apfu), per la mica bianca è stata calcolata la percentuale di paragonite ( $\% \text{Par} = (\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})) * 100$ ), per i feldspati sono state calcolate le percentuali di albite ( $\% \text{Ab} = (\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})) * 100$ ), anortite ( $\% \text{An} = (\text{Ca}/(\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})) * 100$ ) e ortoclasio ( $\% \text{Or} = (\text{K}/(\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})) * 100$ ).

Il quarzo e l'ilmenite sono stati verificati ma non sono state eseguite analisi di dettaglio.

Tutte le analisi alla microsonda sono riportate in Appendice A, mentre nei paragrafi seguenti vengono riportate in Tabella solo alcune analisi rappresentative.

### 5.2.1 Cordierite

Nelle cinque sezioni sono state effettuate in totale 73 analisi di cordierite. Questa fase costituisce una soluzione solida ferro-magnesio con formula:  $((\text{Fe},\text{Mg})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}) \cdot n(\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2)$ .

Nella Tabella 5.2 sono riportate alcune analisi rappresentative, mentre l'elenco completo delle analisi è fornito in Appendice A. La cordierite è stata analizzata in vari contesti microstrutturali, soprattutto al nucleo e alla periferia, e mostra per ciascun campione una ristretta variazione composizionale, non sistematica.

Complessivamente, il rapporto  $X_{\text{Mg}}$  all'interno dei vari campioni mostra una variazione compresa tra 0.52 e 0.62. Nel campione BOR5, questo rapporto varia tra 0.58 e 0.62, mentre nel BOR7bis si situa tra 0.61 e 0.62. Nel caso del campione BOR12, la variazione del rapporto  $X_{\text{Mg}}$  è compresa tra 0.55 e 0.58, mentre in BOR13 si estende tra 0.52 e 0.55. Infine, nel campione BOR17, il rapporto  $X_{\text{Mg}}$  oscilla tra 0.53 e 0.58. Si può notare una lieve differenza composizionale nel rapporto  $X_{\text{Mg}}$  tra i campioni raccolti in posto e più prossimi al contatto (BOR12 e BOR13) rispetto a quelli presi più lontani dal contatto. Infatti, i campioni BOR5 e BOR7bis presentano valori medi di  $X_{\text{Mg}}$  più elevati.

	BOR5-34	BOR5-38	BOR7bis-4	BOR7bis-5	BOR12-32	BOR12-16	BOR13-38	BOR13-40	BOR17-17	BOR17-23
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.31	0.33	0.17	0.26	0.18	0.16	0.22	0.18	0.21	0.26
<b>MgO</b>	7.73	7.56	7.97	8.04	7.05	7.07	6.55	6.94	7.19	6.69
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.50	32.01	32.94	32.91	32.68	32.53	32.01	32.25	32.30	32.76
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.76	48.17	48.43	48.25	48.26	47.60	47.81	47.83	48.33	47.77
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>CaO</b>	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.69	0.63	0.61	0.56	1.35	1.45	0.73	0.88	0.77	0.58
<b>FeO</b>	9.02	8.70	8.95	8.77	9.44	9.19	10.85	10.16	9.74	10.65
<b>Totale</b>	<b>99.02</b>	<b>97.45</b>	<b>99.18</b>	<b>98.83</b>	<b>99.00</b>	<b>98.01</b>	<b>98.17</b>	<b>98.27</b>	<b>98.58</b>	<b>98.72</b>
<b>Si</b>	5.02	5.03	4.97	4.97	4.99	4.97	5.01	4.99	5.01	4.97
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.94	3.94	3.99	3.99	3.98	4.00	3.95	3.97	3.95	4.02
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.78	0.76	0.77	0.76	0.82	0.80	0.95	0.89	0.84	0.93
<b>Mn</b>	0.06	0.06	0.05	0.05	0.12	0.13	0.06	0.08	0.07	0.05
<b>Mg</b>	1.19	1.18	1.22	1.23	1.09	1.10	1.02	1.08	1.11	1.04
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.06	0.07	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.04</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>	<b>11.06</b>	<b>11.04</b>	<b>11.04</b>	<b>11.04</b>	<b>11.04</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	0.60	0.61	0.61	0.62	0.57	0.58	0.52	0.55	0.57	0.53

**Tabella 5.2:** Composizione e Formula strutturale di alcune cordieriti analizzate.

### 5.2.2 Biotite

Nelle cinque sezioni sono state analizzate in totale 89 biotiti. Questa fase è descritta dalla formula:  $(K_2(Mg,Fe)_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4)$ .

Nella Tabella 5.3 sono riportate alcune analisi rappresentative, mentre l'elenco completo delle analisi è fornito in Appendice A. La composizione delle biotiti è stata analizzata in tutte le diverse posizioni microstrutturali identificate con lo studio petrografico.

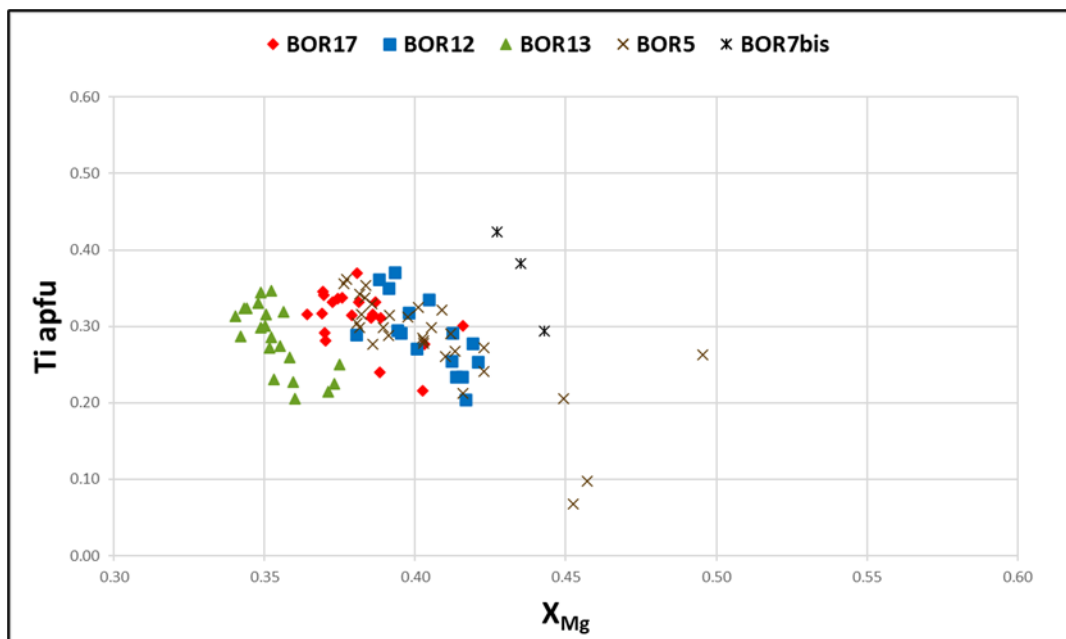
I campioni analizzati evidenziano delle modeste differenze composizionali; in termini di  $X_{Mg}$  il campione BOR5 presenta dei valori che variano nell'intervallo 0.38-0.49; il campione BOR7bis ha un rapporto  $X_{Mg}$  che varia tra 0.43 e 0.44; il contenuto di  $X_{Mg}$  all'interno del campione BOR12 varia tra 0.38 e 0.42. Nel campione BOR13 si osserva un rapporto in  $X_{Mg}$  tra 0.34 e 0.37, mentre il campione BOR17 presenta un intervallo di



valori compresi tra 0.36 e 0.42. Solamente tre analisi deviano leggermente dagli intervalli in  $X_{Mg}$  sopra citati; queste analisi, effettuate nel campione BOR5, derivano da piccole biotiti euedrali incluse all'intero di cristalli di plagioclasio. Per quanto riguarda il titanio la maggior parte dei campioni mostra una variabilità all'interno dell'intervallo 0.2-0.4 apfu; questa variabilità è visibile in ciascuno dei campioni (Fig.5.2). Solamente un'analisi effettuata nel campione BOR7bis devia leggermente e si localizza nell'intervallo (0.4-0.5), questo dato deriva da una biotite euedrale inclusa nel plagioclasio.

	BOR5-56	BOR5-71	BOR7bis-9	BOR7bis-10	BOR12-25	BOR12-43	BOR13-6	BOR13-14	BOR17-52	BOR17-55
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.26	0.18	0.14	0.16	0.30	0.19	0.19	0.23	0.25
MgO	9.32	9.25	8.38	8.48	7.74	7.28	7.52	6.81	7.40	7.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.47	20.45	19.38	19.50	19.70	20.08	20.35	19.95	19.70	19.03
SiO <sub>2</sub>	35.38	35.25	34.91	35.12	35.26	35.23	35.34	34.28	35.04	34.67
K <sub>2</sub> O	9.75	9.31	9.55	9.56	9.59	9.47	9.43	9.41	9.63	9.35
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	1.81	0.86	3.73	3.35	2.94	2.53	1.90	3.01	2.96	2.87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.06	0.13	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.07	0.03
MnO	0.35	0.33	0.20	0.19	0.50	0.44	0.38	0.33	0.26	0.27
FeO	20.36	19.59	20.02	19.64	20.32	21.14	22.72	22.32	22.06	21.73
<b>Totale</b>	<b>96.61</b>	<b>95.37</b>	<b>96.51</b>	<b>96.01</b>	<b>96.24</b>	<b>96.48</b>	<b>97.83</b>	<b>96.32</b>	<b>97.35</b>	<b>95.90</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.97	3.94	3.97	3.96	3.95	3.95	3.99	3.92	3.97	3.91
<b>Totale</b>	<b>100.58</b>	<b>99.31</b>	<b>100.48</b>	<b>99.97</b>	<b>100.19</b>	<b>100.43</b>	<b>101.82</b>	<b>100.23</b>	<b>101.32</b>	<b>99.81</b>
Si	5.35	5.36	5.28	5.32	5.35	5.34	5.32	5.25	5.30	5.32
Ti	0.21	0.10	0.42	0.38	0.34	0.29	0.22	0.35	0.34	0.33
Al	3.47	3.67	3.45	3.48	3.52	3.59	3.61	3.60	3.51	3.44
Cr	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.57	2.49	2.53	2.49	2.58	2.68	2.86	2.86	2.79	2.79
Mn	0.04	0.04	0.03	0.02	0.06	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04
Mg	2.10	2.10	1.89	1.91	1.75	1.65	1.69	1.55	1.67	1.76
Na	0.05	0.08	0.05	0.04	0.05	0.09	0.06	0.06	0.07	0.08
K	1.88	1.81	1.84	1.85	1.86	1.83	1.81	1.84	1.86	1.83
<b>Totale</b>	<b>15.67</b>	<b>15.65</b>	<b>15.51</b>	<b>15.50</b>	<b>15.50</b>	<b>15.53</b>	<b>15.60</b>	<b>15.55</b>	<b>15.57</b>	<b>15.58</b>
Al IV	2.65	2.64	2.72	2.68	2.65	2.66	2.68	2.75	2.70	2.68
Al Y	0.82	1.03	0.73	0.80	0.87	0.94	0.92	0.85	0.81	0.76
oct	5.75	5.76	5.61	5.61	5.60	5.61	5.73	5.65	5.64	5.68
Sito A	1.93	1.88	1.89	1.89	1.90	1.92	1.87	1.89	1.92	1.90
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.45</b>	<b>0.46</b>	<b>0.43</b>	<b>0.43</b>	<b>0.40</b>	<b>0.38</b>	<b>0.37</b>	<b>0.35</b>	<b>0.37</b>	<b>0.39</b>

Tabella 5.3: Composizione e Formula strutturale di alcune biotiti analizzate.



**Figura 5.2:** Diagramma  $X_{Mg}/Ti$  (apfu) per la biotite, con dati suddivisi per i vari campioni. Si può notare come la maggior parte dei valori si collocano all'interno dell'intervallo 0.20-0.40 di Ti apfu.

### 5.2.3 Mica bianca

In totale sono state analizzate 39 miche bianche. Questa fase costituisce una soluzione solida tra i termini estremi muscovite e paragonite ed è descritta dalla formula:



Nella Tabella 5.4 sono riportate alcune analisi rappresentative, mentre l'elenco completo delle analisi è fornito in Appendice A. I dati ottenuti non mostrano particolari variazioni chimiche nella percentuale di Na: la mica bianca ha una percentuale di paragonite che varia leggermente all'interno delle sezioni con un valore compreso tra 6 e 9%; i contenuti in  $TiO_2$  non superano mai il valore di 0.7 wt.%. Le miche bianche analizzate non mostrano differenze composizionali riconducibili agli aspetti osservati nelle altre sezioni e descritti nel capitolo 4 sulla petrografia: ad esempio le muscoviti scheletriche in evidente decomposizione (Fig. 4.19, 4.20, 4.27) hanno la medesima composizione di quelle più piccole e subedrali in matrice.

	BOR5-16	BOR5-44	BOR12-19	BOR12-55	BOR13-24	BOR13-29	BOR17-9	BOR17-22
Na <sub>2</sub> O	0.56	0.53	0.65	0.43	0.59	0.44	0.58	0.67
MgO	0.56	0.45	0.52	0.51	0.44	0.48	0.45	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.21	34.15	35.70	36.13	36.00	35.92	35.24	35.09
SiO <sub>2</sub>	45.81	45.95	46.65	46.67	46.06	46.85	45.80	45.61
K <sub>2</sub> O	10.15	10.45	10.02	10.57	10.30	10.57	10.61	10.20
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.52	0.65	0.38	0.36	0.35	0.46	0.44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	0.05	0.08
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	3.05	2.67	1.38	1.06	1.26	1.22	2.35	2.65
<b>Totale</b>	<b>94.83</b>	<b>94.72</b>	<b>95.65</b>	<b>95.77</b>	<b>95.03</b>	<b>95.86</b>	<b>95.54</b>	<b>95.28</b>
H <sub>2</sub> O calc.	4.45	4.45	4.54	4.54	4.50	4.54	4.49	4.48
<b>Totale</b>	<b>99.27</b>	<b>99.16</b>	<b>100.19</b>	<b>100.31</b>	<b>99.53</b>	<b>100.41</b>	<b>100.02</b>	<b>99.75</b>
Si	6.17	6.20	6.17	6.16	6.13	6.18	6.12	6.11
Ti	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04
Al	5.43	5.43	5.56	5.62	5.65	5.59	5.55	5.54
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.34	0.30	0.15	0.12	0.14	0.13	0.26	0.30
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.15	0.14	0.17	0.11	0.15	0.11	0.15	0.17
K	1.75	1.80	1.69	1.78	1.75	1.78	1.81	1.74
<b>Totale</b>	<b>14.00</b>	<b>14.00</b>	<b>13.91</b>	<b>13.93</b>	<b>13.95</b>	<b>13.93</b>	<b>14.03</b>	<b>14.03</b>
Al IV	1.83	1.80	1.83	1.84	1.87	1.82	1.88	1.89
Al Y	3.61	3.62	3.73	3.79	3.79	3.77	3.67	3.65
oct	4.11	4.07	4.06	4.04	4.05	4.04	4.07	4.11
Sito A	1.89	1.94	1.86	1.89	1.90	1.89	1.96	1.92
% Paragonite	8	7	9	6	8	6	8	9

Tabella 5.4: Analisi rappresentative delle muscoviti analizzate nei diversi campioni.

### 5.2.4 Feldspato potassico

In totale sono stati analizzati 21 feldspati potassici. Questa fase si presenta come soluzione solida albite-ortoclasio ((K,Na)AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) in cui predomina la componente potassica.

Nella Tabella 5.5 sono riportate alcune analisi rappresentative, mentre l'elenco completo delle analisi è fornito in Appendice A. Le percentuali di ortoclasio nei cristalli di feldspato potassico analizzati mostrano una variazione notevole tra 77 e 95%. I campioni BOR13 e BOR17 esibiscono un valore percentuale medio di ortoclasio più basso (86%) rispetto agli altri campioni. Il campione BOR5 ha un intervallo di Or% molto ristretto, compreso tra l'88% e l'89%. Il BOR7bis presenta un intervallo tra l'87% e l'89%, mentre il campione

BOR12 varia tra l'86% e il 90%. Il campione BOR13 mostra la maggiore variazione percentuale di ortoclasio, compresa tra il 77% e il 95%; questi valori provengono da due cristalli diversi presenti all'interno della stessa sezione. Per il campione BOR17, si osserva una variazione percentuale compresa tra l'84% e l'89%.

	BOR5-7	BOR5-90	BOR7bis-6	BOR7bis-11	BOR12-22	BOR12-27	BOR13-32	BOR13-50	BOR17-5	BOR17-41
Na <sub>2</sub> O	1.26	1.19	1.38	1.24	1.11	1.55	1.09	2.57	1.20	1.75
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.87	18.19	18.50	18.61	18.60	18.65	18.61	18.46	18.42	18.74
SiO <sub>2</sub>	64.67	64.48	64.40	64.69	64.92	65.14	64.67	65.48	64.41	64.75
K <sub>2</sub> O	14.80	14.61	14.50	14.63	14.98	14.42	15.02	13.15	14.85	14.24
CaO	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03
MnO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.05	0.00	0.01	0.00
FeO	0.02	0.03	0.19	0.00	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04	0.05
<b>Totale</b>	<b>98.62</b>	<b>98.50</b>	<b>98.82</b>	<b>99.18</b>	<b>99.61</b>	<b>99.79</b>	<b>99.49</b>	<b>99.72</b>	<b>98.99</b>	<b>99.55</b>
Si	3.01	3.01	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00	2.99	2.99
Al	0.98	1.00	1.01	1.02	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01	1.02
Na	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.14	0.10	0.23	0.11	0.16
K	0.88	0.87	0.86	0.86	0.88	0.85	0.89	0.77	0.88	0.84
Sito Z	4.00	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.00	4.00	4.01
Sito A	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	1.00	0.99	1.00
Ab %	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>13</b>	<b>11</b>	<b>10</b>	<b>14</b>	<b>10</b>	<b>23</b>	<b>11</b>	<b>16</b>
An %	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
Or %	<b>88</b>	<b>89</b>	<b>87</b>	<b>89</b>	<b>90</b>	<b>86</b>	<b>90</b>	<b>77</b>	<b>89</b>	<b>84</b>

Tabella 5.5: Analisi rappresentative del feldspato potassico nei diversi campioni.

### 5.2.5 Plagioclasio

In totale sono stati analizzati 41 plagioclasii. Questa fase si presenta come soluzione solida albite-anortite ed è descritta dalla formula:  $((Na_xCa_{1-x})(Si_{2+x}Al_{2-x})_4O_8)$ .

Nella Tabella 5.6 sono riportate alcune analisi rappresentative, mentre l'elenco completo delle analisi è fornito in Appendice A. La variabile composizionale di interesse per questa fase è la percentuale di anortite (%An): all'interno delle sezioni si osservano valori medi compresi tra 18 e 29%. Nel campione BOR5, il plagioclasio mostra una variazione percentuale in anortite compresa tra il 19% e il 31%, mentre nel campione BOR7bis la



%An varia nell'intervallo 25%-32%. Nel campione BOR12 il contenuto in An assume valori percentuali che vanno da 18% a 29%, mentre per il campione BOR13 la variazione è compresa tra 15% e 23%. Tuttavia, il campione BOR17 presenta la maggiore variabilità con un ampio intervallo in %An che varia da 3% a 26%.

	BOR5-8	BOR5-10	BOR7bis-8	BOR7bis-1	BOR12-52	BOR12-53	BOR13-10	BOR13-46	BOR17-13	BOR17-57
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9.31	8.17	7.92	8.73	8.30	9.34	8.99	9.96	8.76	11.88
<b>MgO</b>	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.93	24.09	24.94	23.88	24.57	22.95	23.58	22.30	23.85	19.78
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63.57	59.53	60.21	61.83	60.88	63.99	62.46	64.32	61.29	67.92
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.17	0.18	0.20	0.12	0.14	0.16	0.16	0.18	0.05
<b>CaO</b>	4.01	6.67	6.69	5.38	6.12	3.86	4.97	3.16	5.51	0.55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.06
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
<b>FeO</b>	0.10	0.10	0.06	0.00	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	0.18
<b>Totale</b>	<b>98.94</b>	<b>98.65</b>	<b>99.97</b>	<b>100.10</b>	<b>100.00</b>	<b>100.33</b>	<b>100.16</b>	<b>99.92</b>	<b>99.67</b>	<b>100.25</b>
<b>Si</b>	2.84	2.69	2.68	2.74	2.71	2.81	2.76	2.84	2.73	2.97
<b>Al</b>	1.15	1.28	1.31	1.25	1.29	1.19	1.23	1.16	1.25	1.02
<b>Ca</b>	0.19	0.32	0.32	0.26	0.29	0.18	0.24	0.15	0.26	0.03
<b>Na</b>	0.81	0.72	0.68	0.75	0.72	0.80	0.77	0.85	0.76	1.01
<b>K</b>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Sito Z</b>	3.99	3.98	3.99	3.99	4.00	4.01	3.99	4.00	3.99	3.99
<b>Sito A</b>	1.00	1.05	1.01	1.02	1.01	0.99	1.02	1.01	1.03	1.04
<b>Ab %</b>	<b>80</b>	<b>68</b>	<b>67</b>	<b>74</b>	<b>71</b>	<b>81</b>	<b>76</b>	<b>84</b>	<b>73</b>	<b>97</b>
<b>An %</b>	<b>19</b>	<b>31</b>	<b>32</b>	<b>25</b>	<b>29</b>	<b>18</b>	<b>23</b>	<b>15</b>	<b>26</b>	<b>3</b>
<b>Or %</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>

**Tabella 5.6:** Analisi rappresentative del plagioclasio nei diversi campioni.

### 5.3 Considerazioni riassuntive

A seguito delle analisi alla microsonda elettronica si può riassumere che per ciascun campione le diverse fasi hanno composizioni rappresentative come in Tabella 5.7.

CARATTERISTICHE CHIMICHE DELLE FASI ANALIZZATE						
	$X_{Mg}$ Bt	Ti Bt	$X_{Mg}$ Crd	Ms: %Par	Pl: %An	Kfs: %Ab
<b>BOR5</b>	0.38-0.49	0.07-0.36	0.58-0.62	6-8	19-31	11-12
<b>BOR7bis</b>	0.43-0.44	0.29-0.42	0.61-0.62	n.a.	25-32	11-13
<b>BOR12</b>	0.38-0.42	0.20-0.37	0.55-0.58	6-9	18-29	10-14
<b>BOR13</b>	0.34-0.37	0.21-0.35	0.52-0.55	6-9	15-23	5-23
<b>BOR17</b>	0.36-0.42	0.22-0.37	0.53-0.58	8-9	3-26	11-16

Tabella 5.7: Tabella riassuntiva delle caratteristiche chimiche delle fasi analizzate (n.a.: non analizzata).

### 5.4 Chemografia AFM

La Figura 5.3 rappresenta un diagramma AFM che riporta sia i dati di composizione della roccia che i dati composizionali medi della cordierite e della biotite nei campioni analizzati. Questo diagramma permette di osservare e confrontare le variazioni composizionali delle e nelle rocce studiate, offrendo una visione grafica delle caratteristiche chimiche e paragenetiche dei campioni.

La collocazione delle composizioni nella chemografia è basata sul contenuto in FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O. All'interno del diagramma la variazione orizzontale delle composizioni riflette il rapporto  $X_{Mg}$ , mentre lo spostamento verticale è proporzionale al contenuto in alluminio e potassio indicato con la formula  $(A = (Al_2O_3 - 3 * K_2O) / (Al_2O_3 - 3 * K_2O + FeO + MgO))$ ;  $F = FeO$ ;  $M = MgO$ ).

Le composizioni sono riportate proiettando da quarzo, H<sub>2</sub>O e muscovite, utilizzando il software sviluppato da Forshaw & Pattison (2023). Nel caso specifico va considerato che nelle rocce analizzate oltre a muscovite è sempre presente anche K-feldspato. Siamo quindi in presenza di una situazione particolare che rende la proiezione di Fig. 5.3 non convenzionale.

Dall'analisi del grafico AFM (Fig. 5.3), emerge in modo evidente che il campione BOR7bis presenta una composizione più magnesifera rispetto al campione BOR13, sia per quanto riguarda la biotite che la cordierite. Questa differenza è coerente con la composizione complessiva della roccia totale dei rispettivi campioni, e risulta dai valori di  $X_{Mg}$  menzionati in precedenza. In alcuni casi la composizione della roccia totale si proietta appena al di fuori del triangolo di compatibilità Bt-Crd-Sil, cosa che all'equilibrio non si dovrebbe osservare. Questa discrepanza è probabilmente legata alla presenza di modeste quantità di Fe<sup>3+</sup> il cui effetto non è stato considerato, e alla presenza della quarta fase AFM, K-feldspato, che si proietta al di sotto della biotite e che graficamente non può essere visualizzata.

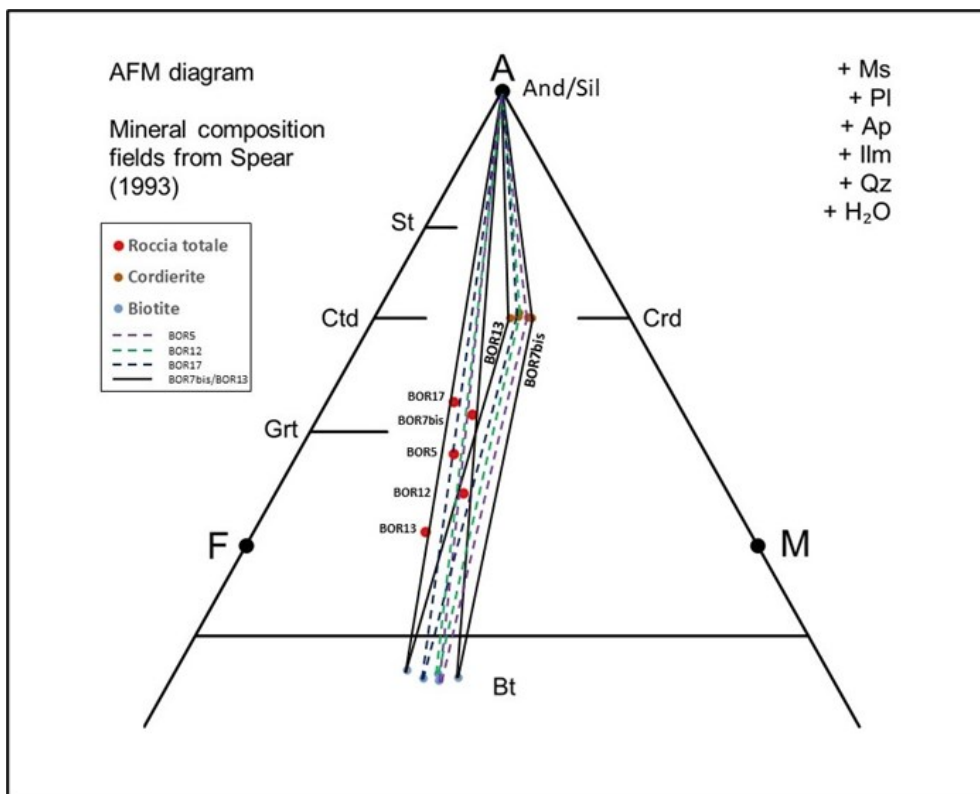
Dalla chemografia AFM si osserva come i campioni più vicini all'intrusione (BOR12, BOR13 e BOR17) mostrino le composizioni più ferrifere sia di biotite che di cordierite, mentre nei campioni a distanza intermedia (es. BOR7bis) le stesse fasi siano leggermente più magnesifere. Tutti e cinque i campioni presentano sillimanite, biotite, cordierite, feldspato potassico, plagioclasio e mica bianca più o meno in decomposizione. Per quanto riguarda i tre campioni non in posto (BOR5, BOR7bis, BOR17) non abbiamo un controllo preciso sulla distanza effettiva dal contatto, ed è possibile che il campione BOR17 indichi delle condizioni di temperatura anche più alte rispetto ai campioni BOR12 e BOR13. Le variazioni sistematiche di  $X_{Mg}$  di biotite e cordierite coesistenti con sillimanite

suggerirebbero che all'aumentare della temperatura (avvicinamento all'intrusione) siano avvenute delle reazioni continue di consumo di biotite a favore di cordierite che graficamente si possono osservare come delle traslazioni verso sinistra (composizioni più ferrifere) delle compatibilità Bt-Crd-Sil (*sweeping triangles*, Spear, 1993). Questa interpretazione è in accordo con le analisi chemografiche sistematiche effettuate da Pattison & Tracy (1991) su metapeliti in contesti metamorfici di contatto.

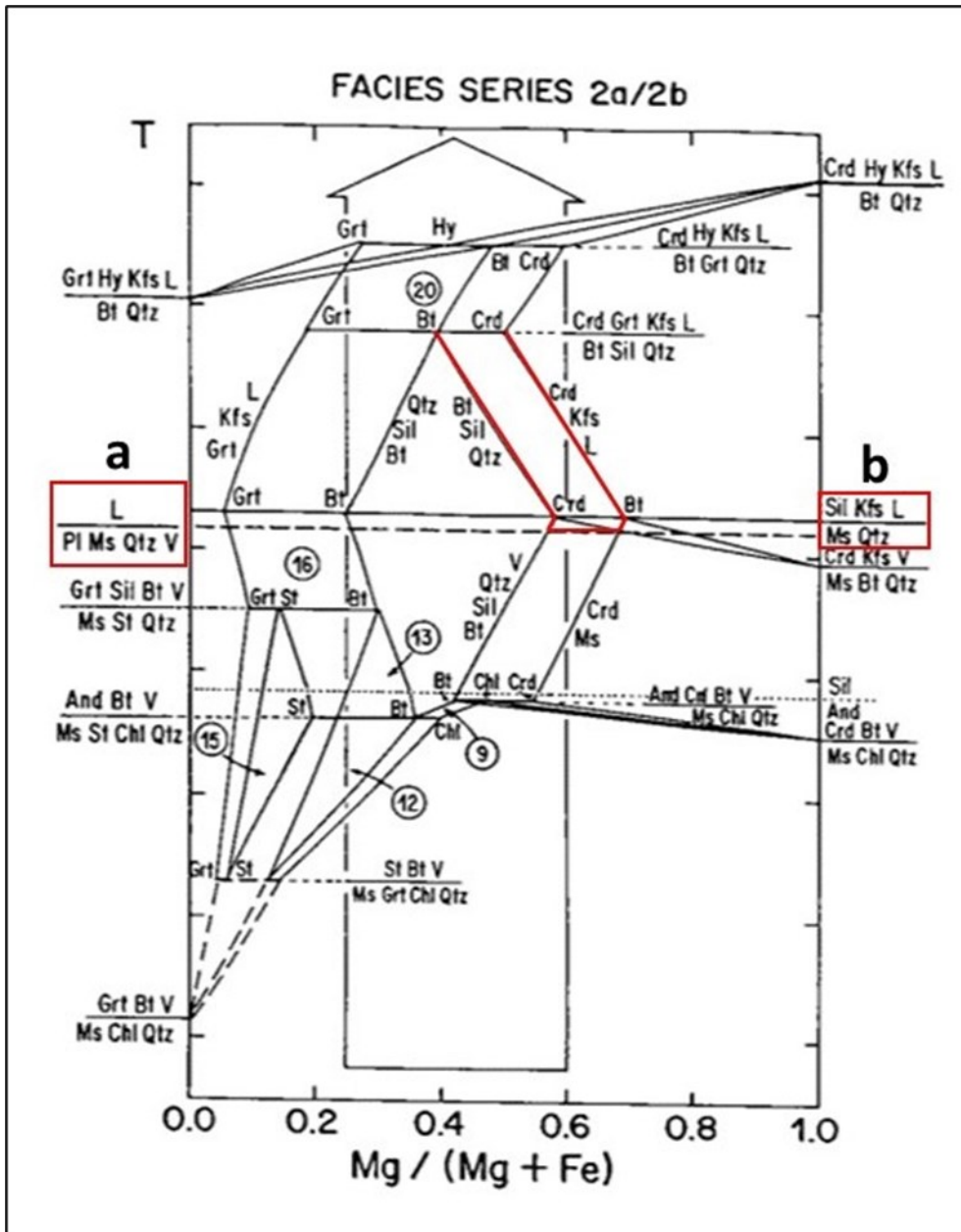
Nella Figura 5.4 si osserva che inizialmente la biotite e la cordierite, che coesistono con la sillimanite, incrementano leggermente il loro valore di  $X_{Mg}$  secondo la reazione continua  $Ms+Crd=Bt+Sil+Qz+H_2O$ . La linea tratteggiata orizzontale indica l'inizio della fusione, un fenomeno presente anche nei campioni analizzati. A temperature di poco superiori la Fig. 5.4 prevede la reazione discontinua di destabilizzazione di  $Ms+Qz$  con formazione di Kfs. Da questa temperatura in poi le fasi biotite e cordierite diventano più ricche in ferro anziché in magnesio. Il grafico  $T-X_{Mg}$  sviluppato da Pattison e Tracy rappresenta in modo abbastanza accurato questa specifica condizione:  $Bt+Sil+Qz=Crd+Kfs+L$ . Tale reazione può essere utile per comprendere i diagrammi AFM ottenuti e interpretare la possibile evoluzione verso composizioni più ricche in ferro di biotite e cordierite all'aumentare della temperatura.

La Figura 5.4 deve essere applicata in modo qualitativo, anche perché le rocce studiate mostrano alcune discrepanze rispetto al comportamento modello in essa rappresentato. Le due principali differenze sono: a) la presenza di Na che rende continua la reazione di decomposizione di  $Ms+Qz$ ; b) l'evidenza che la fusione parziale avviene in presenza di K-feldspato, e che quindi le due reazioni discontinue sopra discusse (a e b) avvengono in un ordine invertito rispetto a quanto proposto in Figura.





**Figura 5.3:** Nel diagramma AFM i punti rossi indicano le composizioni di roccia totale dei cinque campioni analizzati in XRF. I punti marroni indicano le composizioni medie della cordierite, mentre quelli azzurri indicano le composizioni medie delle biotiti, come determinate alla microsonda elettronica. Le linee di connessione (*tie lines*) collegano le composizioni di cordierite, biotite e sillimanite coesistenti in ciascun campione, con la sillimanite situata nel vertice A. Le linee nere continue rappresentano i campioni BOR13 e BOR7bis, mentre le linee tratteggiate, da destra a sinistra, rappresentano i campioni BOR5 (viola), BOR12 (verde) e BOR17 (nero).



**Figura 5.4:** Diagramma isobaro T- $X_{Mg}$  sviluppato per la serie di *facies* di tipologia 2a e 2b. Il riquadro rosso a sinistra rappresenta la reazione di inizio fusione (indicata anche dalla linea tratteggiata), mentre il riquadro rosso a destra indica la reazione di decomposizione di Ms+Qtz. Le linee rosse all'interno del diagramma rappresentano le reazioni continue con cui è possibile interpretare le variazioni composizionali e di paragenesi nei campioni studiati per questo lavoro di tesi (Pattison & Tracy, 1991).



## Capitolo 6 – Termobarometria

### 6.1 Termometria Ti-in-Bt

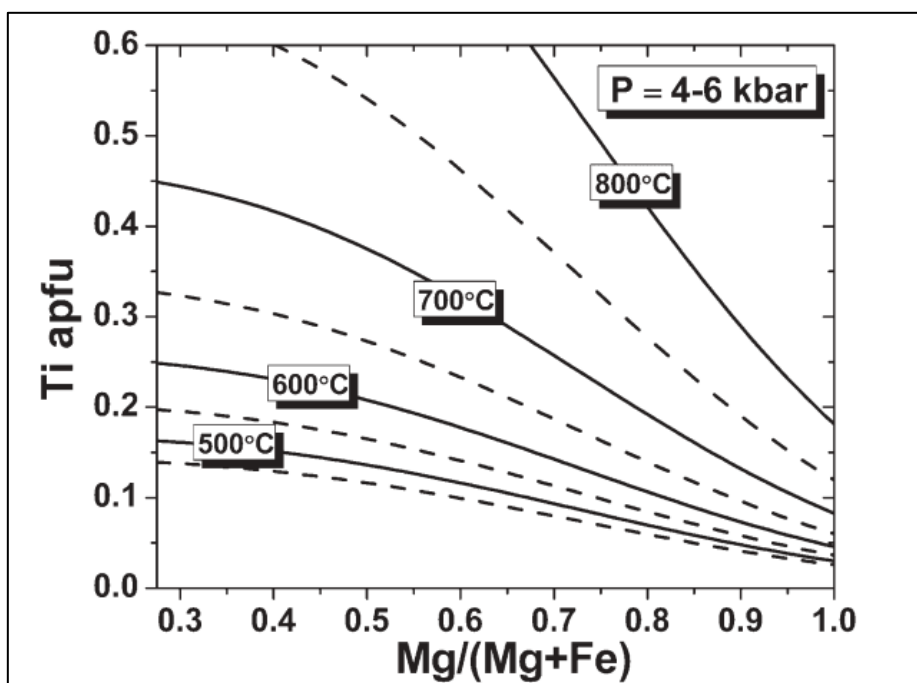
#### 6.1.1 Il termometro Ti-in-Bt

Diversi studi (e.g., Guidotti et al., 1977, 1988) hanno evidenziato che generalmente il tenore di titanio (Ti) nella biotite delle metapeliti aumenta all'aumentare della temperatura. Inoltre, studi successivi hanno mostrato che il contenuto di Ti è anche positivamente correlato con il tenore di ferro (Fe). Per un determinato valore di temperatura, si osserva quindi una diminuzione della concentrazione di Ti all'aumentare del rapporto  $X_{Mg}$  ( $Mg/(Mg + Fe)$ ). Al contrario, per un dato valore di  $X_{Mg}$ , la concentrazione di Ti aumenta in funzione della temperatura. Basandosi su queste osservazioni, è stata sviluppata l'idea di un geotermometro che si basa sul contenuto di Ti nelle biotiti. Questo geotermometro offre la possibilità di stimare la temperatura di formazione di una roccia utilizzando il tenore di Ti presente nelle biotiti come indicatore. La relazione tra la concentrazione di Ti, la temperatura e il valore di  $Mg/(Mg + Fe)$  è stata calibrata empiricamente (Henry et al., 2005) mediante l'utilizzo di un set di dati comprensivo di 529 analisi di biotite naturali provenienti dal Maine occidentale e dal Massachusetts centro-meridionale. I dati coprono condizioni metamorfiche variabili dalla facies degli scisti verdi a quella delle granuliti, e i campioni utilizzati contengono grafite e un polimorfo  $Al_2SiO_5$ , e sono stati equilibrati a pressioni di 4-6 kbar. Di seguito è riportata la relazione ottenuta quantificando le tre costanti a, b e c:

$$\ln Ti \text{ (apfu)} = a + bT(^{\circ}C)^3 + cX_{Mg}^3$$



Per l'utilizzo dell'equazione del termometro le formule delle biotiti devono essere normalizzate su una base di 22 atomi di ossigeno; per calcolare gli atomi di titanio per unità di formula (apfu) è stato considerato tutto il ferro come  $Fe^{2+}$ . Al fine di stimare temperature di equilibrio corrette, è necessaria la presenza di una fase che sia satura dell'elemento considerato, nel caso specifico una fase satura di titanio come l'ilmenite o il rutilo. Ciò permette alla biotite di incorporare il massimo contenuto di titanio possibile, in conformità con la temperatura.



**Figura 6.1:** Diagramma Ti apfu -  $X_{Mg}$ . Le linee continue e tratteggiate rappresentano le varie isoterme derivanti dal geotermometro Ti-in-Bt (Henry et al., 2005).

Il diagramma Ti apfu -  $X_{Mg}$  (Fig. 6.1) rappresenta l'espressione grafica del termometro proposto da Henry et al. (2005), nel quale sono tracciate le isoterme ( $^{\circ}C$ ) calcolate utilizzando l'equazione menzionata in precedenza. Le isoterme mostrano una distribuzione ravvicinata a temperature inferiori a circa  $600^{\circ}C$  e per composizioni più

ricche di magnesio. È importante notare che i dati disponibili coprono soltanto un intervallo di valori di Ti compresi tra 0.04 e 0.60 apfu e valori di  $Mg/(Mg + Fe)$  da 0.27 a 1.0, temperature da 480 a 800°C e sono applicabili a rocce metamorfosate a pressioni da 4 a 6 kbar. Pertanto, l'estrapolazione delle isoterme al di fuori di tali intervalli potrebbe comportare errori di rilevanza significativa. Le temperature calcolate per questo geotermometro assumono una precisione di  $\pm 23$  °C nell'intervallo di 600-700°C e  $\pm 12$ °C nell'intervallo di 700-800°C (Henry et al., 2005).

### 6.1.2 Risultati

I valori composizionali delle biotiti utilizzate nell'applicazione del geotermometro Ti-in-Bt sono stati determinati tramite analisi alla microsonda elettronica eseguite sui campioni BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13 e BOR17. In totale, sono state studiate 89 biotiti, di cui 30 nel campione BOR5, 3 in BOR7bis, 15 in BOR12, 21 in BOR13 e 20 in BOR17. In tutti i campioni presi in esame è stata osservata la presenza dei polimorfi  $Al_2SiO_5$  (andalusite e sillimanite) e almeno una fase satura di titanio (ilmenite o rutilo), ciò conferisce ai campioni studiati una conformità ai vincoli di associazione mineralogica necessari per l'applicazione quantitativa del termometro.

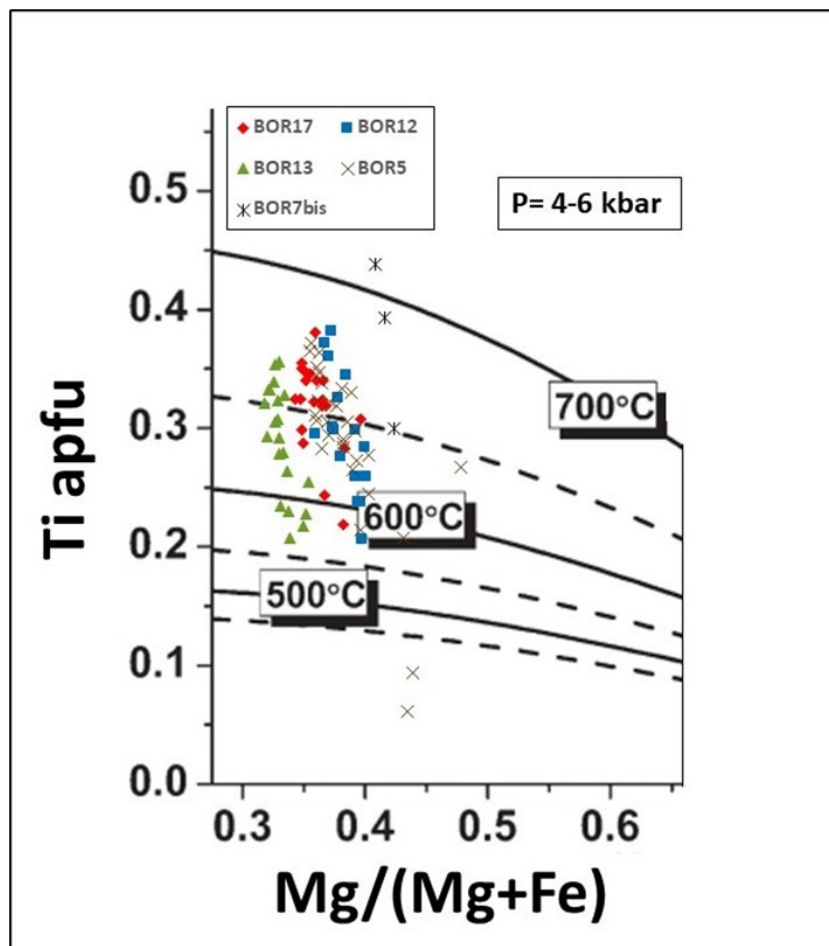
Osservando il grafico ottenuto (Fig. 6.2) la maggior parte dei valori rientra all'interno di un intervallo di  $X_{Mg}$  compreso tra 0.35 e 0.45 e di Ti apfu compreso tra 0.2 e 0.4.

Utilizzando il geotermometro sviluppato da Henry et al. (2005) per queste composizioni, è stato possibile determinare una temperatura compresa tra 550 e 675°C. Si ricorda che tali stime hanno un'incertezza di  $\pm 23$ °C. Alcuni punti si collocano al di sotto della

temperatura di 550°C, probabilmente a causa di un'alterazione locale dei cristalli analizzati.

Considerando i valori più alti in Ti come maggiormente rappresentativi delle temperature massime registrate durante il metamorfismo di contatto, si può osservare che in tutti i campioni un gruppo di analisi fornisce temperature in eccesso di 650°C, fino a c. 680°. Due biotiti di BOR7bis forniscono  $T = 700 \pm 10^\circ\text{C}$ , ma per quel campione il numero di analisi è molto modesto e se ne può mettere in dubbio la rilevanza statistica.

Altra conclusione che si può trarre dalla Fig. 6.2 è che la termometria Ti-in-Bt suggerisce che tutti i campioni analizzati abbiano registrato temperature massime molto simili.



**Figura 6.2:** Diagramma Ti apfu -  $X_{Mg}$  modificato da Henry et al., (2005) con i valori composizionali delle biotiti dei campioni BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13 e BOR17.

## 6.2 Modellizzazione termodinamica

La modellizzazione degli equilibri di fase è stata eseguita utilizzando le composizioni ottenute dall'analisi XRF per i campioni BOR5, BOR7bis, BOR12, BOR13 e BOR17 (Tabella 5.1). Per ciascuno dei cinque campioni, sono state calcolate due pseudosezioni come descritto nel paragrafo 3.4: una pseudosezione considerando condizioni di sovrasaturazione in H<sub>2</sub>O utile ad indagare l'evoluzione della roccia nel *subsolidus*, una seconda pseudosezione per studiare gli equilibri di fase in presenza di fuso silicatico (i.e. nel *suprasolidus*).

Quando si eseguono calcoli in condizioni di fusione parziale, si considerano generalmente le condizioni di sottosaturazione in H<sub>2</sub>O. Questa assunzione viene generalmente ritenuta valida per sistemi anattetici in quanto si considera che l'H<sub>2</sub>O in eccesso vada in soluzione nelle primissime frazioni di fuso silicatico che si formano una volta attraversata la curva di *solidus* (i.e. le condizioni di temperatura e soprattutto pressione sono tali da avere un fuso silicatico sottosaturo in H<sub>2</sub>O). Nel caso dei calcoli per le condizioni di *subsolidus*, una situazione di H<sub>2</sub>O in eccesso viene assunta sulla base delle reazioni di deidratazione che avvengono durante l'evoluzione progradata,

Come anticipato, i due tipi di pseudosezioni sono stati calcolati per cinque campioni. Qui si presentano e discutono in dettaglio i risultati del solo campione BOR13 (Fig. 6.3).

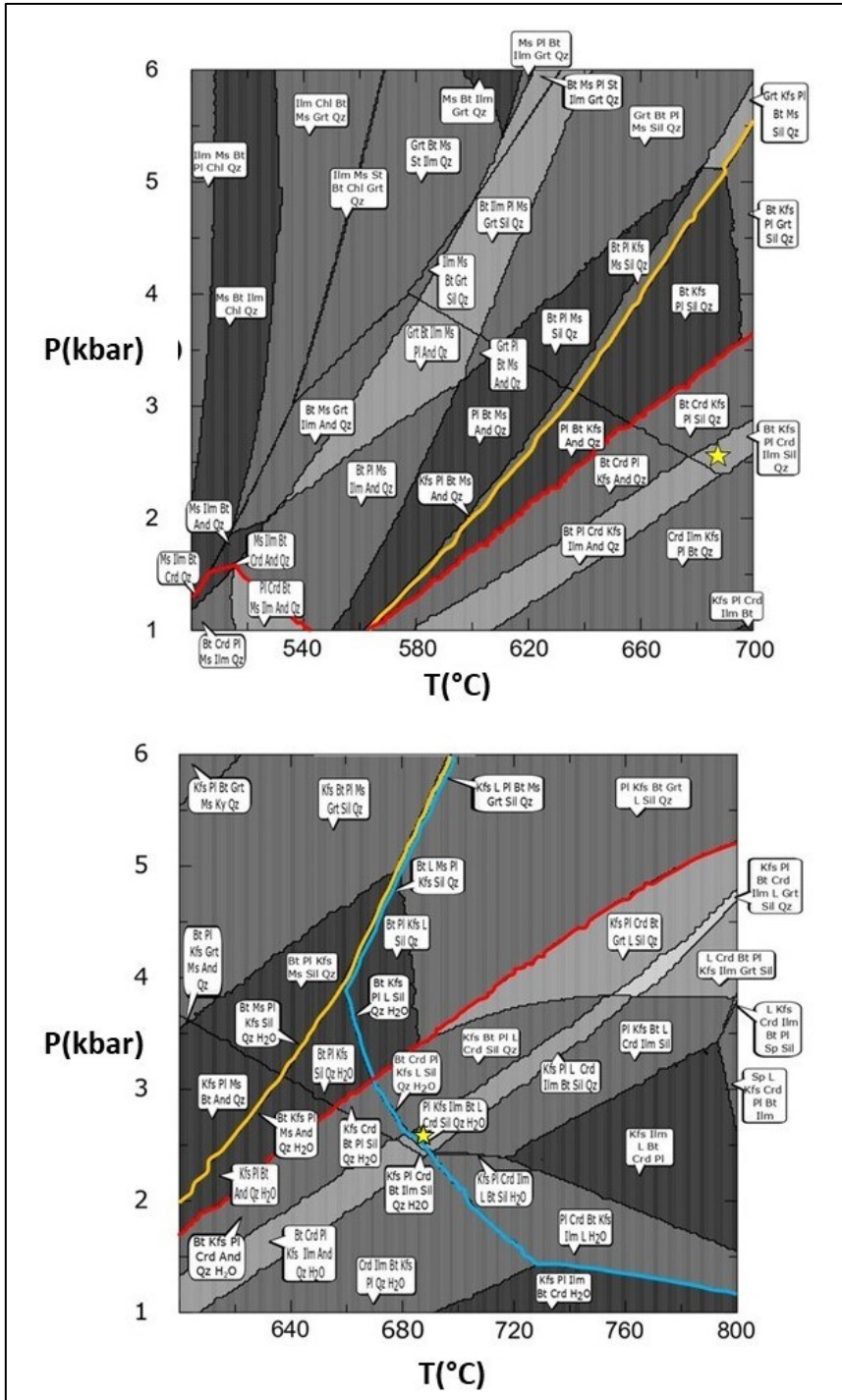
Questa scelta è stata motivata dal fatto che il campione BOR13 è stato prelevato direttamente in posto, è ben equilibrato e presenta una paragenesi in cui si sono raggiunte le condizioni di fusione parziale (paragrafo 4.9). Inoltre, i dati composizionali ottenuti tramite microsonda elettronica suggeriscono che la cordierite e la biotite presenti nel campione BOR13 abbiano delle composizioni più ferrifere (come evidenziato nel diagramma AFM di Fig. 5.3) rispetto agli altri campioni analizzati. Come discusso nel

capitolo 5 queste composizioni potrebbero riflettere le massime temperature raggiunte nell'aureola. Di conseguenza, utilizzando il campione BOR13 come modello, è stato possibile ottenere una finestra termodinamica privilegiata per esaminare le reazioni e le trasformazioni mineralogiche che si sono verificate all'interno dell'aureola di contatto. In Tabella 6.1 è riportata la composizione del campione BOR13 utilizzata per il calcolo delle pseudosezioni.

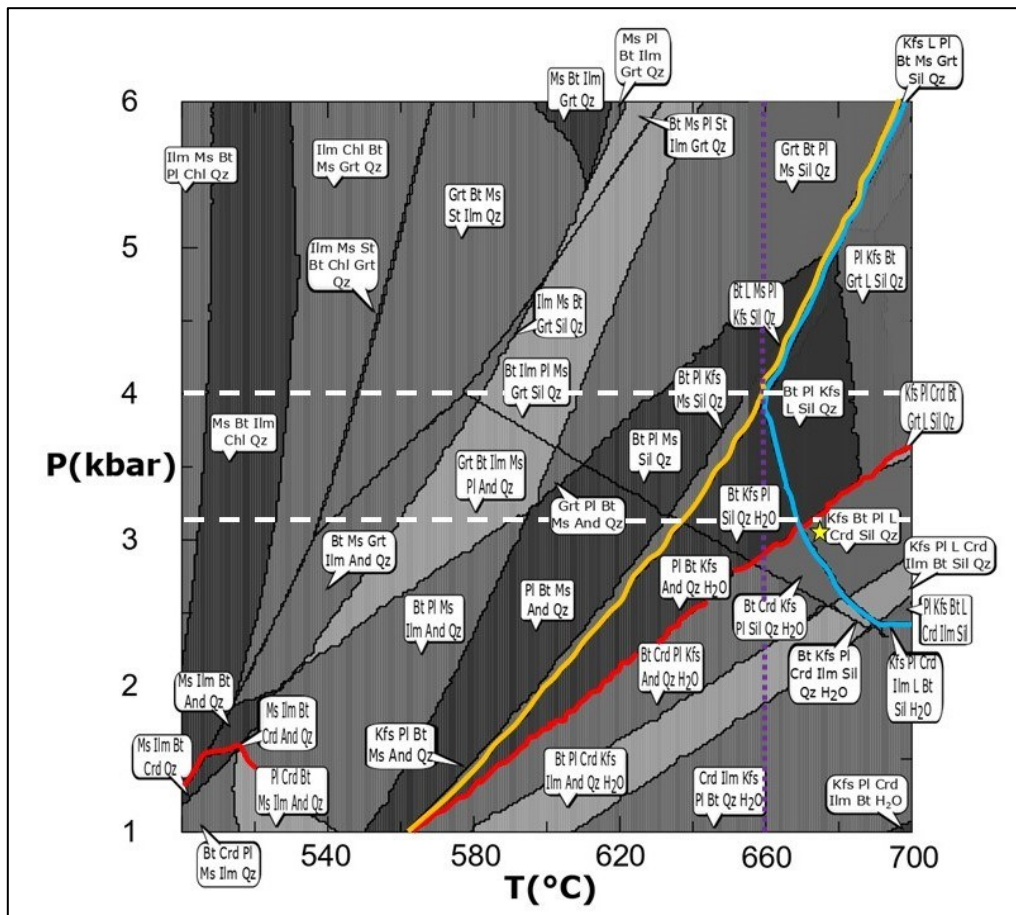
<b>%Ox</b>	<b>BOR13</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52.09
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.26
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24.55
<b>FeO</b>	9.76
<b>MnO</b>	0.14
<b>MgO</b>	2.58
<b>CaO</b>	0.32
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	6.78
<b>L.O.I</b>	1.51
<b>Tot</b>	100

**Tabella 6.1:** Composizione chimica del campione BOR13 utilizzata per il calcolo delle pseudosezioni.





**Figura 6.3:** Diagrammi di fase calcolati per il campione BOR13: in alto considerando condizioni sovrassature in H<sub>2</sub>O, mentre in basso sottosature in H<sub>2</sub>O. La linea gialla identifica la curva muscovite-out, la linea rossa indica la cordierite-in, mentre la linea azzurra indica la *solidus*. Le stelle gialle all'interno dei diagrammi identificano le possibili condizioni P-T raggiunte dalla roccia.



**Figura 6.4:** Diagramma di fase del campione BOR13 costituito dall'unione dei due diagrammi riportati in Fig. 6.3. Le linee gialla, rossa e azzurra come in Fig. 6.3. La linea viola tratteggiata è posta a demarcare verticalmente l'unione dei due diagrammi: *subsolidus* (a sinistra) e *suprasolidus* (a destra). Le due linee bianche tratteggiate demarcano una fascia orizzontale localizzata tra c. 3.1 e 4 kbar. La linea bianca tratteggiata più in alto interseca il punto di stabilità tra andalusite e sillimanite posto a (c. 4 kbar e 580°C), mentre la linea bianca tratteggiata più in basso demarca l'intersezione tra la reazione di decomposizione di muscovite e quarzo con il limite tra il campo dell'andalusite e il campo della sillimanite. La stella gialla identifica la possibile condizione P-T raggiunta dalla roccia.

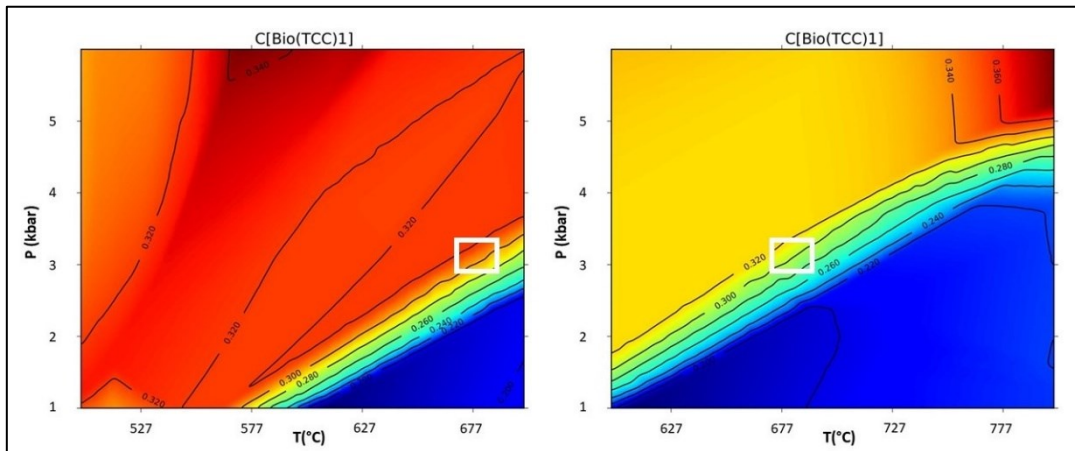
Osservando la pseudosezione di unione tra i due diagrammi di fase relativi al contesto sottosaturo e sovraturato in H<sub>2</sub>O (Fig. 6.4), la stella gialla identifica un campo contenente l'associazione K-feldspato, plagioclasio, fuso, cordierite, ilmenite, biotite, sillimanite e quarzo osservata nella roccia.

Tuttavia, utilizzare questo campo per vincolare le condizioni P-T del campione BOR13 induce alcune problematiche. Il primo problema riguarda l'assenza della muscovite. Nei campioni studiati, questa fase è risultata essere sempre presente, seppur rara e in forma scheletrica. Un secondo problema riguarda la questione dei rapporti tra i silicati di alluminio e il *breakdown* di muscovite e quarzo. Lo studio petrografico ha permesso di vincolare tale reazione nel campo di stabilità della sillimanite. Considerando la topologia del diagramma in Figura 6.4, ed un percorso isobaro seguito dalle rocce dell'aureola di contatto, questa osservazione vincola le pressioni tra c. 3.1 e 4 kbar. Inoltre, il modello termodinamico prevede (per questa specifica composizione della roccia) che la formazione della cordierite avvenga successivamente alla decomposizione di Ms+Qz, ma ciò risulta in contrapposizione i) con quanto documentato da Pattison & Tracy (1991) (Fig. 5.4), dove si prevede la stabilità della cordierite assieme ad andalusite, ii) con le analisi petrografiche svolte sui campioni. Infatti, la cordierite è risultata stabile in associazione ad andalusite, senza la presenza di sillimanite. Queste osservazioni suggerirebbero un'inversione tra la curva gialla relativa al *breakdown* di muscovite e quarzo e la curva rossa in cui si forma la cordierite (Fig. 6.5).

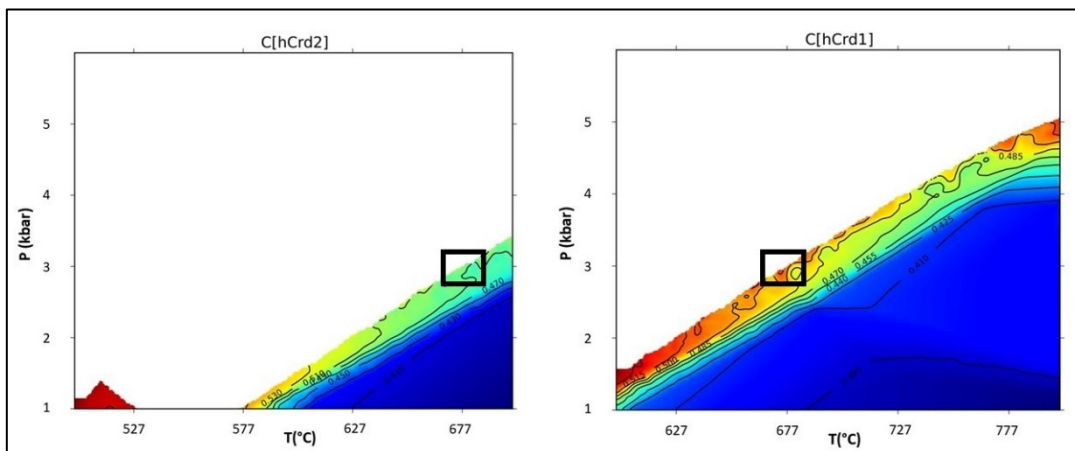
Osservando il campo soprastante la stella gialla, esso si differenzia per l'assenza della fase ilmenite (Fig. 6.4). La parte più alta di questo campo potrebbe essere consistente con un percorso isobaro con il *breakdown* della Ms+Qz nel campo della sillimanite. Vincolare, però, questi due campi in funzione solo della presenza di ilmenite

richiederebbe uno studio più dettagliato, coinvolgendo il  $\text{Fe}^{3+}$  nella modellizzazione termodinamica.

L'analisi dei risultati della modellizzazione è stata ulteriormente raffinata applicando al *software* *Perple\_X* (Connolly, 2009) la *routine* *Werami*, e calcolando, per il campione BOR13, le isoplete composizionali relative ai valori di  $X_{\text{Mg}}$  per biotite e cordierite. I grafici sono stati calcolati sia nel contesto sottosaturo sia in quello sovrasaturo, con lo scopo di confrontare le predizioni del modello in termini di composizione di biotite e di cordierite rispetto alle analisi effettuate alla microsonda elettronica. In Figura 6.5 e 6.6 sono riportati i modelli grafici con le relative isoplete calcolate. Considerando delle condizioni di pressione e temperatura vincolate in altro modo (3.1 kbar e 670 °C) e identificate dai rettangoli bianchi e neri (Fig. 6.4, 6.5), i modelli ottenuti non prevedono gli intervalli composizionali di  $X_{\text{Mg}}$  riscontrati alla EMPA. Infatti, per queste condizioni P-T, il modello prevede un  $X_{\text{Mg}}$  della cordierite tra 0.48 e 0.50. Alle stesse condizioni, la biotite dovrebbe avere un  $X_{\text{Mg}}$  di 0.30. I valori misurati alla microsonda elettronica, invece, sono di  $X_{\text{Mg}}$  0.52-0.55 per la cordierite e  $X_{\text{Mg}}$  0.34-0.37 per la biotite (Tab. 5.7). Sia per la biotite che per la cordierite, l' $X_{\text{Mg}}$  previsto dal modello calcolato considerando le isoplete composizionali è significativamente inferiore di circa 0.05 rispetto a quello misurato.



**Figura 6.5:** Isoplete composizionali relative ai valori di  $X_{Mg}$  per la fase biotite. A sinistra è possibile osservare il contesto sovrassaturo in  $H_2O$ , mentre a destra è riportato il contesto sottosaturo in  $H_2O$ . I rettangoli bianchi permettono di inquadrare i valori di  $X_{Mg}$  previsti dal modello in un campo di c. 3.1 kbar e 670°C.



**Figura 6.6:** Isoplete composizionali relative ai valori di  $X_{Mg}$  per la fase cordierite. A sinistra è possibile osservare il contesto sovrassaturo in  $H_2O$ , mentre a destra è riportato il contesto sottosaturo in  $H_2O$ . I rettangoli neri permettono di inquadrare i valori di  $X_{Mg}$  previsti dal modello in un campo di c. 3.1 kbar e 670°C.

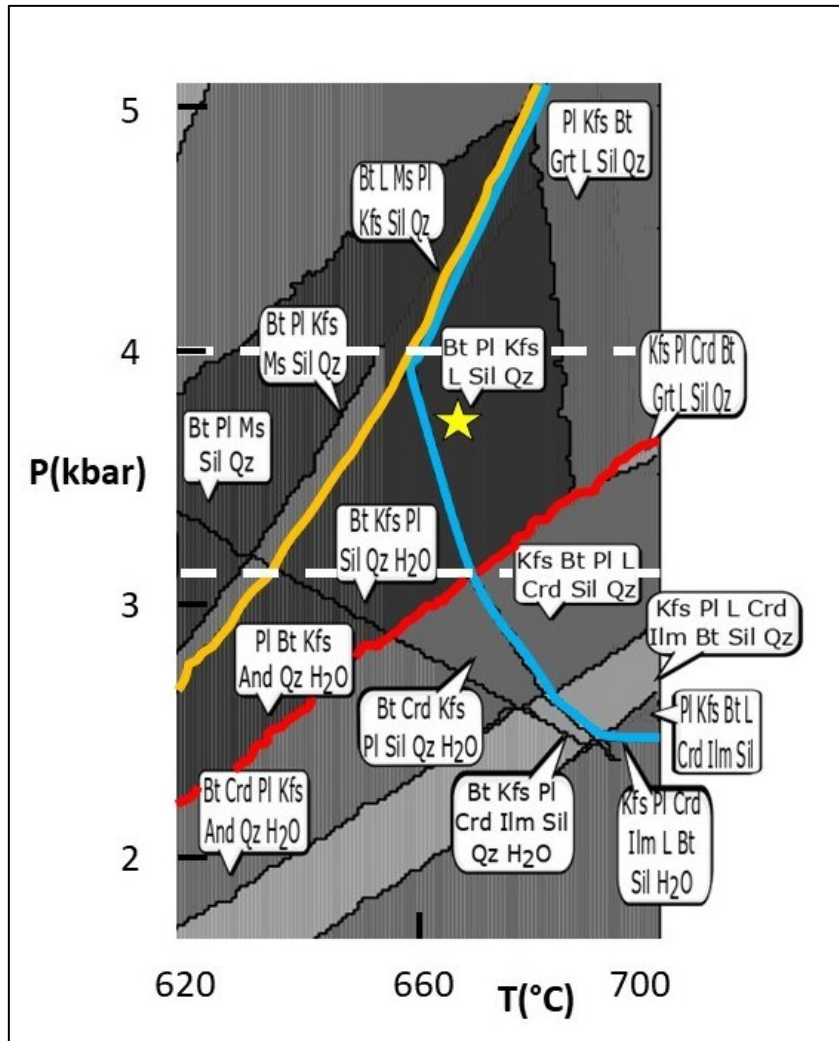


Possiamo affermare che il modello termodinamico calcolato presenta alcune importanti incongruenze, tali da non ottenere né la completa associazione mineralogica di equilibrio, né le composizioni chimiche delle fasi, dedotte e misurate nel campione studiato. È probabile che le problematiche riscontrate siano legate alla minore stabilizzazione della cordierite e ai problemi di modellizzazione termodinamica riscontrati alle basse pressioni nei contesti metapelitici in cui è coinvolta la fase cordierite. Probabilmente, per quanto riguarda i protoliti pelitici, questa fase risulta essere la soluzione solida con le proprietà termodinamiche meno ben note, aspetto già evidenziato da Pattison et al., (2002). Questa incertezza si riflette nelle proprietà termodinamiche ancora non adeguatamente quantificate, il che può determinare importanti incongruenze nel calcolo delle pseudosezioni di metapeliti a cordierite.

Considerato che: 1) in tutti i campioni, in particolar modo nel campione BOR13, la muscovite, seppur rara e in forma scheletrica, è ancora presente; 2) la sezione BOR13 presenta evidenti microstrutture che testimoniano l'originaria presenza di fuso; 3) le pseudosezioni calcolate stimano dei valori di circa 50-60°C di differenza tra la curva di *breakdown* di muscovite e quarzo e la curva del *solidus*, si possono trarre alcune conclusioni: a) l'associazione mineralogica di BOR13 potrebbe essersi equilibrata all'interno di un campo differente da quanto previsto nei diagrammi di fase sopra discussi; b) la curva rossa relativa all'ingresso della cordierite, date le varie problematiche riscontrate da vari studi eseguiti su protoliti pelitici, potrebbe essere posizionata in modo sbagliato e ciò implicherebbe un errato posizionamento del campo di equilibrio del campione BOR13. Pertanto, la pseudosezione calcolata non permette di vincolare adeguatamente le condizioni P-T di equilibrio nelle porzioni più interne dell'aureola.

Un vincolo più attendibile alla pressione del metamorfismo di contatto può venire dalla considerazione che il *breakdown* di Ms+Qz avviene nel campo di stabilità della sillimanite. In un contesto isobaro, come ben rappresentato dal metamorfismo di contatto, questo si può avere solamente a pressioni superiori a 3.1 kbar e inferiori a 4 kbar (Figura 6.4), data l'abbondanza di andalusite, seppur in forma relitta, riscontrata all'interno dei vari campioni.

Perché questi vincoli possano essere rispettati in un processo di riscaldamento isobaro, riteniamo che la stella gialla riportata in Fig. 6.7 possa rappresentare la migliore approssimazione delle condizioni P-T registrate dal campione BOR13. È ragionevole pensare che la metastabilità della muscovite non superi valori troppo elevati in termini di temperatura (massimo 20-30°C). Questa osservazione permetterebbe di collocare la roccia a pressioni leggermente più elevate, circa 3.5-4 kbar (Fig. 6.7). Considerando questi valori di pressione, la differenza tra la curva di *breakdown* di muscovite e quarzo (curva gialla) e la curva del *solidus* (curva azzurra) risulterebbe contenuta in un intervallo di temperatura di circa 20-30°C. Questa considerazione potrebbe essere coerente con delle condizioni di metastabilità instauratesi all'interno dell'aureola di contatto e favorirebbe la nuova collocazione del campione BOR13 a una pressione di circa 3.5 kbar e una temperatura di 670-680°C (Fig. 6.7).



**Figura 6.7:** Ingrandimento della Figura 6.4 nell'area di interesse. Le linee gialla, rossa e azzurra come in Fig. 6.3. Le linee bianche come in Fig. 6.4. La stella gialla identifica la possibile condizione P-T raggiunta dalla roccia.

## Capitolo 7 – Discussione e conclusioni

In questo lavoro di tesi sono state studiate le metapeliti del basamento Sudalpino nell'aureola di contatto del plutone Re di Castello (Adamello meridionale). L'area presa in esame è la Val Borzago, questa zona non presenta precedenti studi sulle condizioni metamorfiche. Pertanto, questo studio petrologico potrà fornire i primi dati termobarometrici riguardanti le condizioni di temperatura e pressione registrate dalle rocce adiacenti al plutone al momento dell'intrusione.

Lo studio petrografico ha consentito di ricostruire l'evoluzione della paragenesi durante il metamorfismo di contatto. Le sezioni sono state esaminate considerando il progressivo avvicinamento dei vari campionamenti rispetto al contatto intrusivo; con questo approccio è stato possibile osservare, all'interno delle sezioni sottili, le differenti associazioni mineralogiche sviluppatesi progressivamente all'interno delle rocce.

I campioni più lontani dall'intrusione (campionati lungo la dorsale del Cengledino) non hanno risentito dell'impronta metamorfica e si sono potute osservare delle associazioni mineralogiche caratteristiche del basamento Varisico Sudalpino. Queste rocce presentano una paragenesi caratterizzata dalla presenza di mica chiara, biotite, quarzo,  $\pm$  staurolite e granato. A livello locale intorno ai porfiroblasti di staurolite è stata osservata la presenza di alterazione in sericite, mentre i porfiroblasti di granato mostrano frequentemente microfratture e alterazione in clorite (granato e staurolite non sono stati osservati in tutti i campioni). Nella Val Borzago sono stati eseguiti diversi campionamenti, nei campioni più distanti dal contatto sono state osservate delle associazioni mineralogiche caratterizzate dalla presenza di grandi peciloblasti di andalusite, staurolite, mica chiara, biotite e quarzo. In altri campioni invece, si sono osservati i prodotti di destabilizzazione della staurolite. Infatti, in alcune sezioni compaiono dei piccoli cristalli di spinello

ercinitico verde cupo inclusi nei porfiroblasti di andalusite. Man mano che ci si avvicina al contatto, nei campioni si sono osservate nuove paragenesi che indicano una riequilibrio più estesa delle rocce. In queste rocce emergono la presenza di sillimanite, cordierite e feldspato potassico. Nella zona di contatto, i campioni mostrano una paragenesi costituita da biotite, sillimanite, feldspato potassico, plagioclasio, cordierite, quarzo. Come fasi accessorie sono presenti ilmenite, rutilo e zirconio. In queste sezioni, la sillimanite è stata osservata anche nella sua forma prismatica. I cristalli di andalusite assumono una forma relitta e sono quasi completamente sostituiti dalla sillimanite. I campioni più prossimi al contatto intrusivo mostrano segni di una fusione parziale incipiente con il feldspato potassico e il plagioclasio localizzati in plaghe all'interno della matrice a costituire pseudomorfosi su originari film di fuso.

All'osservazione petrografica è seguita una serie di analisi mediante delle tecniche analitiche con l'obiettivo di individuare i valori di pressione e temperatura di picco metamorfico legato al contatto. Attraverso la fluorescenza ai raggi X è stata effettuata l'analisi di roccia totale, mentre la microsonda elettronica ha consentito di effettuare l'analisi chimica delle fasi presenti nei vari campioni.

Utilizzando il termometro Ti-in-Bt, è stata ottenuta per tutti i campioni analizzati una temperatura massima molto simile di circa 675°C. Si ricorda che tali stime presentano un'incertezza di  $\pm 23^\circ\text{C}$ .

Tramite la modellizzazione degli equilibri di fase del campione BOR13 mediante il *software* Perple\_X, si è cercato di vincolare un campo di pressione e temperatura in cui fosse stabile l'associazione mineralogica osservata. Tuttavia, sono emersi alcuni problemi durante la modellizzazione termodinamica sia per il campo *subsolidus* che per il *suprasolidus*. Il modello non è stato in grado di individuare un'area in cui tutte le fasi



ritenute coesistenti sulla base dello studio petrografico siano stabili. Si ritiene che ciò sia principalmente dovuto al coinvolgimento della cordierite, per la quale non esiste un modello di soluzione solida efficace. Tuttavia, attraverso alcuni vincoli forniti dallo studio petrografico e considerazioni petrologiche, come l'evidenza che il *breakdown* di Ms+Qz sia avvenuto nel campo di stabilità della sillimanite e la probabile metastabilità di muscovite e andalusite, si sono vincolate condizioni di circa 670-680°C e circa 3.5 kbar. Questo valore di pressione corrisponde a una profondità di circa 13.2 km (considerando una densità media delle rocce di 2.7 g/cm<sup>3</sup>). Il valore ottenuto tramite questo studio risulta essere abbastanza simile, se confrontato con i dati provenienti da altre analisi relative alle condizioni P-T di intrusione del plutone Re di Castello.

Le cornubianiti studiate da Randazzo, (2022), derivanti dall'Argillite di Lozio e campionate a contatto diretto con l'intrusione del plutone Re di Castello in Alta Valle del Caffaro, sono costituite da un'associazione mineralogica che indica una temperatura di almeno 620°C ed una pressione di almeno 3.4 kbar. Questo regime di pressione ha indicato una profondità minima di 12.6 km.

Lo studio effettuato in Val Daone da Riklin, (1993) analizzando delle cornubianiti originatesi da un protolite sedimentario ha ricavato delle temperature di 550-660°C e una pressione  $\leq 2.2$  kbar. Tali rocce contengono quarzo, plagioclasio (An<sub>30</sub>), cordierite, andalusite, sillimanite (fibrolite), biotite, muscovite e feldspato alcalino e sono molto simili a quelle studiate nella presente tesi.

Studiando la composizione di dicchi aplitici nella parte più meridionale del plutone di Re di Castello, all'interno della *suite* intrusiva del Lago della Vacca, John e Blundy, (1993) hanno vincolato la cristallizzazione del sistema magmatico stimando delle temperature di circa 660°C e una pressione di circa 3.5 kbar.

Le pressioni ottenute dal presente studio delle metapeliti del basamento Sudalpino metamorfosate per contatto dal plutone Re di Castello in Val Borzago, sono quindi compatibili con le pressioni ottenute dallo studio di Randazzo (2022). Tuttavia, i valori di temperatura ottenuti sono leggermente maggiori, in accordo con l'evidenza di fusione parziale osservata durante lo studio petrografico.

I dati derivati dalle analisi condotte in questa tesi possono essere utilizzati come nuovi vincoli termobarometrici. La temperatura leggermente più elevata potrebbe indicare un effetto locale causato dalla presenza di corpi più basici localizzati nelle immediate vicinanze del plutone Re di Castello, oppure potrebbe fornire informazioni da estendere agli altri corpi intrusivi, previ ulteriori studi appropriati.





## **Ringraziamenti**

Desidero esprimere la mia più profonda gratitudine ai professori Bernardo Cesare e Omar Bartoli per la loro immensa disponibilità, l'aiuto sempre attento e i numerosi preziosi consigli che mi hanno offerto durante la stesura di questa tesi.

Ringrazio Leonardo Tauro e Daria Pasqual, Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, per la preparazione e le analisi dei campioni; Andrea Risplendente, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, per le analisi alla microsonda elettronica.

Un ringraziamento speciale va ai miei genitori, i quali, aiutandomi economicamente, mi hanno dato l'opportunità di intraprendere questi studi. Nonostante le difficoltà incontrate lungo il cammino, sono sempre stati al mio fianco, e per questo sarò per sempre riconoscente.

Desidero inoltre ringraziare tutti i miei amici e tutte quelle persone che sono state costantemente presenti, supportandomi e offrendo un sostegno morale quando ne avevo bisogno.





## Bibliografia

Bianchi, A., & Dal Piaz, G. (1950). *Il problema dell'età del Corno Alto nel massiccio dell'Adamello*. Società Cooperativa Tipografica.

Boriani, A., & Giobbi Origoni, E. (1982). Heat transfer in the thermo-metamorphic aureole of the northeastern sector of Mt. Adamello (Trento-Italy). *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 38(3), 1351-1360.

Brack, P. (1984). *Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Südwest-Adamello (Nord-Italien)* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).

Brack, P. (1981). Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 61(1), 37-49.

Brack, P., Dal Piaz, G. V., Baroni, C., Carton, A., Nardin, M., Pellegrini, G. B., & Pennacchioni, G. (2008). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Foglio 058, Monte Adamello. *Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000*.

Broderick, C., Wotzlaw, J. F., Frick, D. A., Gerdes, A., Ulianov, A., Günther, D., & Schaltegger, U. (2015). Linking the thermal evolution and emplacement history of an upper-crustal pluton to its lower-crustal roots using zircon geochronology and geochemistry (southern Adamello batholith, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-17.

Callegari, E., Dal Piaz, G., & Trommsdorff, V. (Eds.). (1998). *Carta geologica del gruppo Adamello-Presanella*. Consiglio nazionale delle ricerche.

Castellarin, A., Dal Piaz, G. V., Picotti, V., Selli, L., Cantelli, L., Martin, S., ... & Nardin, M. (2005). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio n° 59 Tione di Trento.

Cesare, B. (1992). *Metamorfismo di contatto di rocce pelitiche nell'aureola di Vedrette di Ries (Alpi Orientali, Italia)* (Doctoral dissertation).

Cesare, B. (1994). Hercynite as the product of staurolite decomposition in the contact aureole of Vedrette di Ries, eastern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(3), 239-246.

Coggon, R. & Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet–phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683–696.

Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q10014.

Del Moro A., Ferrara G., Tonarini S., Callegari E. (1983) Rb-Sr systematics on rocks the Adamello Batholith (Southern Alps). *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. 26, pp. 261-284 - Roma.

Forshaw, J. B., & Pattison, D. R. (2023). Major-element geochemistry of pelites. *Geology*, 51(1), 39-43.

Guidotti, C.V., Cheney, J.T., and Guggenheim, S. (1977) Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, 62, 438-448.

Guidotti, C.V., Cheney, J.T., and Henry, D.J. (1988) Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine: *American Journal of Science - Wones Memorial Volume*, 288A, 270-292.

Hansmann, W., & Oberli, F. (1991). Zircon inheritance in an igneous rock suite from the southern Adamello batholith (Italian Alps) Implications for petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(4), 501-518.

Henry, D. J., Guidotti, C. V., & Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American mineralogist*, 90(2-3), 316-328.

Holland, T.J.B. & Powell, R., 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic data set. *Journal of Petrology*, 42, 673–683.

Holness, M. B., Cesare, B., & Sawyer, E. W. (2011). Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. *Elements*, 7(4), 247-252.

John, B. E., & Blundy, J. D. (1993). Emplacement-related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 105(12), 1517-1541.

Martin, S., Zattin, M., Del Moro, A., & Macera, P. (1996). Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy). In *Annales Tectonicae* (Vol. 10, pp. 60-79).

Newton, R.C., Charlu, T.V. & Kleppa, O.J., 1980. Thermochemistry of high structural state plagioclases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 933–941.

Pattison, D. R., & Tracy, R. J. (1991). Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In *Contact metamorphism*, Mineralogical Society of America, 26, 105-206.

Pattison, D. R. M., Spear, F. S., Debuhr, C. L., Cheney, J. T., & Guidotti, C. V. (2002). Thermodynamic modelling of the reaction muscovite+ cordierite→ Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>+ biotite+ quartz+ H<sub>2</sub>O: constraints from natural assemblages and implications for the metapelitic petrogenetic grid. *Journal of metamorphic Geology*, 20(1), 99-118.

Randazzo, A. Metamorfismo di contatto dell'Argillite di Lozio in Alta Val Caffaro (plutone Re di Castello, Adamello meridionale).

Relvini, A., Martin, S., Carvalho, B. B., Prosser, G., Toffolo, L., Macera, P., & Bartoli, O. (2021). Genesis of the Eastern Adamello Plutons (Northern Italy): Inferences for the Alpine Geodynamics. *Geosciences*, 12(1), 13.

Riklin, K. A. (1983). *Kontaktmetamorphose permischer Sandsteine im Adamello-Massiv (Nord-Italien)* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).

Schaltegger, U., Nowak, A., Ulianov, A., Fisher, C. M., Gerdes, A., Spikings, R., ... & Müntener, O. (2019). Zircon petrochronology and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronology of the Adamello Intrusive Suite, N. Italy: monitoring the growth and decay of an incrementally assembled magmatic system. *Journal of Petrology*, 60(4), 701-722.

Schaltegger, U., Brack, P., Ovtcharova, M., Peytcheva, I., Schoene, B., Stracke, A., ... & Bargossi, G. M. (2009). Zircon and titanite recording 1.5 million years of magma



accretion, crystallization and initial cooling in a composite pluton (southern Adamello batholith, northern Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 208-218.

Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., & Günther, D. (2012). Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 162–173.

Spear, F. S. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, 352-356.

Tajcmanova, L., Conolly, J.A.D. & Cesare, B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 153–165.

Thompson, J.B. & Hovis, G.L., 1979. Entropy of mixing in sanidine. *American Mineralogist*, 64, 57–65.

Trener, G. B. (1912). Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. *Das posttrifitische Alter der Tonalizwillingsmasse. Vehr Geol Reichsanst*, 3, 98-112.

Ulmer, P., Callegari, E., & Sonderegger, U. C. (1983). Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith (Northern Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 26(1), 171-222.

Ulmer, P. (1986). *Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello: (Provinzen Brescia und Trento, Norditalien)* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).

White, R. W., Powell, R., & Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of metamorphic Geology*, 25(5), 511-527.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

Zanettin, B., & Visentin, J. (1968). E. Genesi di cornubianiti a granato, andalusite e cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello. *St. Trent. Sci. Nat*, 45, 224-245.

## Appendice

Appendice A: Dati acquisiti alla microsonda elettronica. La cordierite è stata normalizzata sulla base di 18 anioni e 11 cationi. Le biotiti sono state normalizzate sulla base di 22 anioni e 16 cationi, la mica bianca è stata normalizzata sulla base di 22 anioni e 14 cationi, mentre i feldspati sono stati normalizzati sulla base di 8 anioni e 5 cationi.

<b>Composizione delle cordieriti:</b>	Pag.
Campione BOR5	118
Campione BOR7bis	120
Campione BOR12	121
Campione BOR13	122
Campione BOR17	123
<b>Composizione delle biotiti:</b>	
Campione BOR5	124
Campione BOR7bis	125
Campione BOR12	126
Campione BOR13	127
Campione BOR17	128
<b>Composizione della mica bianca:</b>	
Campione BOR5	129
Campione BOR12	130
Campione BOR13	131
Campione BOR17	132

<b>Composizione dei feldspati:</b>	<b>Pag.</b>
Campione BOR5	133
Campione BOR7bis	134
Campione BOR12	135
Campione BOR13	136
Campione BOR17	137





*Composizione delle cordieriti*

**Campione BOR5**

Appendice A

	47	50	54	55	66	67	70	72	73	74	75	76
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.27	0.31	0.25	0.19	0.29	0.32	0.20	0.31	0.21	0.23	0.24	0.21
<b>MgO</b>	7.66	7.55	7.69	7.85	7.48	7.55	7.54	7.85	7.66	7.58	7.56	7.44
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.10	33.03	32.94	32.78	32.42	32.42	32.65	32.02	32.30	32.27	31.58	31.81
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.34	48.54	48.15	48.14	48.19	47.95	48.36	48.54	48.55	48.23	48.32	48.35
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>CaO</b>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.04
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
<b>MnO</b>	0.59	0.65	0.63	0.83	0.54	0.59	0.61	0.56	0.58	0.63	0.63	0.67
<b>FeO</b>	8.95	9.30	8.66	8.97	9.50	9.30	9.21	9.03	9.17	8.76	8.96	8.88
<b>Totale</b>	<b>98.97</b>	<b>99.40</b>	<b>98.36</b>	<b>98.76</b>	<b>98.46</b>	<b>98.14</b>	<b>98.60</b>	<b>98.45</b>	<b>98.54</b>	<b>97.71</b>	<b>97.31</b>	<b>97.46</b>
<b>Si</b>	4.97	4.98	4.98	4.97	5.00	4.99	5.00	5.03	5.02	5.02	5.06	5.05
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	4.01	4.00	4.01	3.99	3.96	3.97	3.98	3.91	3.94	3.96	3.89	3.92
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.77	0.80	0.75	0.77	0.82	0.81	0.80	0.78	0.79	0.76	0.78	0.78
<b>Mn</b>	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
<b>Mg</b>	1.18	1.16	1.19	1.21	1.16	1.17	1.16	1.21	1.18	1.18	1.18	1.16
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.04</b>	<b>11.05</b>	<b>11.04</b>	<b>11.05</b>	<b>11.05</b>	<b>11.06</b>	<b>11.03</b>	<b>11.06</b>	<b>11.03</b>	<b>11.02</b>	<b>11.02</b>	<b>11.01</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.60</b>	<b>0.59</b>	<b>0.61</b>	<b>0.61</b>	<b>0.58</b>	<b>0.59</b>	<b>0.59</b>	<b>0.61</b>	<b>0.60</b>	<b>0.61</b>	<b>0.60</b>	<b>0.60</b>

	27	28	29	31	34	35	36	37	38	39	45	46
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.28	0.31	0.31	0.29	0.31	0.28	0.28	0.25	0.33	0.25	0.24	0.32
<b>MgO</b>	7.63	7.50	7.83	7.57	7.73	7.74	7.54	7.58	7.56	7.69	7.76	7.73
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.39	32.09	32.54	31.68	32.50	32.07	32.61	32.12	32.01	32.39	32.28	32.62
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.72	48.42	48.83	48.01	48.76	48.25	48.70	48.41	48.17	48.93	48.32	48.62
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
<b>CaO</b>	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
<b>MnO</b>	0.71	0.67	0.73	0.64	0.69	0.62	0.61	0.67	0.63	0.64	0.67	0.65
<b>FeO</b>	8.84	8.72	8.39	8.96	9.02	9.15	9.16	8.87	8.70	8.98	8.72	9.20
<b>Totale</b>	<b>98.57</b>	<b>97.75</b>	<b>98.69</b>	<b>97.22</b>	<b>99.02</b>	<b>98.26</b>	<b>98.95</b>	<b>97.93</b>	<b>97.45</b>	<b>98.89</b>	<b>98.08</b>	<b>99.15</b>
<b>Si</b>	5.03	5.04	5.03	5.03	5.02	5.01	5.02	5.03	5.03	5.04	5.01	5.00
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.94	3.94	3.95	3.91	3.94	3.92	3.96	3.94	3.94	3.93	3.95	3.95
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.76	0.76	0.72	0.79	0.78	0.79	0.79	0.77	0.76	0.77	0.76	0.79
<b>Mn</b>	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
<b>Mg</b>	1.17	1.16	1.20	1.18	1.19	1.20	1.16	1.17	1.18	1.18	1.20	1.19
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.06
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.03</b>	<b>11.02</b>	<b>11.03</b>	<b>11.04</b>	<b>11.04</b>	<b>11.05</b>	<b>11.03</b>	<b>11.03</b>	<b>11.03</b>	<b>11.02</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.61</b>	<b>0.61</b>	<b>0.62</b>	<b>0.60</b>	<b>0.60</b>	<b>0.60</b>	<b>0.59</b>	<b>0.60</b>	<b>0.61</b>	<b>0.60</b>	<b>0.61</b>	<b>0.60</b>

*Composizione delle cordieriti*

	<b>78</b>	<b>80</b>	<b>81</b>	<b>83</b>	<b>87</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.24	0.28	0.26	0.24	0.20
<b>MgO</b>	7.66	7.65	7.49	7.71	7.30
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.27	32.36	31.84	32.02	31.72
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.27	48.52	48.63	47.99	47.88
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>CaO</b>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.65	0.64	0.64	0.68	0.68
<b>FeO</b>	9.09	8.98	9.33	9.12	8.88
<b>Totale</b>	<b>98.23</b>	<b>98.43</b>	<b>98.24</b>	<b>97.77</b>	<b>96.67</b>
<b>Si</b>	5.01	5.02	5.05	5.01	5.04
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.95	3.95	3.90	3.94	3.94
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.79	0.78	0.81	0.80	0.78
<b>Mn</b>	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
<b>Mg</b>	1.19	1.18	1.16	1.20	1.15
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.04</b>	<b>11.03</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>	<b>11.01</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.60</b>	<b>0.60</b>	<b>0.59</b>	<b>0.60</b>	<b>0.59</b>

*Composizione delle cordieriti*

**Campione BOR7bis**

	<b>4</b>	<b>5</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.17	0.26
<b>MgO</b>	7.97	8.04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.94	32.91
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.43	48.25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.02
<b>CaO</b>	0.02	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.02
<b>MnO</b>	0.61	0.56
<b>FeO</b>	8.95	8.77
<b>Totale</b>	<b>99.18</b>	<b>98.83</b>
<b>Si</b>	4.97	4.97
<b>Ti</b>	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.99	3.99
<b>Cr</b>	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.77	0.76
<b>Mn</b>	0.05	0.05
<b>Mg</b>	1.22	1.23
<b>Ca</b>	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.03	0.05
<b>K</b>	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.05</b>	<b>11.06</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.61</b>	<b>0.62</b>

*Composizione delle cordieriti*

**Campione BOR12**

	4	11	12	15	16	23	24	31	32	35	36	38
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.13	0.14	0.19	0.12	0.16	0.18	0.23	0.13	0.18	0.16	0.20	0.16
<b>MgO</b>	6.76	7.12	6.91	7.14	7.07	6.86	6.89	7.15	7.05	7.02	7.19	7.20
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31.78	32.25	32.47	32.52	32.53	32.85	33.01	32.62	32.68	32.99	32.70	32.58
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.18	48.31	48.33	47.50	47.60	48.06	48.72	48.24	48.26	48.07	48.19	48.23
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
<b>CaO</b>	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
<b>MnO</b>	1.14	1.30	1.50	1.52	1.45	1.26	1.29	1.54	1.35	1.23	1.28	1.30
<b>FeO</b>	10.02	9.22	9.41	9.24	9.19	9.71	9.42	9.22	9.44	9.93	9.44	9.59
<b>Totale</b>	<b>98.07</b>	<b>98.41</b>	<b>98.87</b>	<b>98.07</b>	<b>98.01</b>	<b>98.96</b>	<b>99.62</b>	<b>98.90</b>	<b>99.00</b>	<b>99.42</b>	<b>99.01</b>	<b>99.06</b>
<b>Si</b>	5.04	5.02	5.01	4.96	4.97	4.98	5.00	4.99	4.99	4.96	4.98	4.99
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.92	3.95	3.96	4.00	4.00	4.01	3.99	3.98	3.98	4.01	3.98	3.97
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.88	0.80	0.82	0.81	0.80	0.84	0.81	0.80	0.82	0.86	0.82	0.83
<b>Mn</b>	0.10	0.11	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11
<b>Mg</b>	1.05	1.10	1.07	1.11	1.10	1.06	1.05	1.10	1.09	1.08	1.11	1.11
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.02</b>	<b>11.02</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>	<b>11.04</b>	<b>11.03</b>	<b>11.02</b>	<b>11.03</b>	<b>11.04</b>	<b>11.05</b>	<b>11.04</b>	<b>11.04</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.55</b>	<b>0.58</b>	<b>0.57</b>	<b>0.58</b>	<b>0.58</b>	<b>0.56</b>	<b>0.57</b>	<b>0.58</b>	<b>0.57</b>	<b>0.56</b>	<b>0.58</b>	<b>0.57</b>

	39	41	42	49	50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.23	0.21	0.22	0.14	0.14
<b>MgO</b>	6.92	6.77	7.05	6.86	6.96
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.85	32.79	33.03	33.03	33.22
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.48	48.06	48.23	48.38	48.14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03
<b>CaO</b>	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.01	0.04	0.00	0.03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
<b>MnO</b>	1.42	1.26	1.20	1.35	1.38
<b>FeO</b>	9.35	9.79	9.44	9.67	9.47
<b>Totale</b>	<b>99.30</b>	<b>98.92</b>	<b>99.26</b>	<b>99.45</b>	<b>99.41</b>
<b>Si</b>	5.00	4.98	4.97	4.98	4.96
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.99	4.01	4.01	4.01	4.03
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.81	0.85	0.81	0.83	0.82
<b>Mn</b>	0.12	0.11	0.10	0.12	0.12
<b>Mg</b>	1.06	1.05	1.08	1.05	1.07
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.03</b>	<b>11.04</b>	<b>11.04</b>	<b>11.03</b>	<b>11.04</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.57</b>	<b>0.55</b>	<b>0.57</b>	<b>0.56</b>	<b>0.57</b>

*Composizione delle cordieriti*

**Campione BOR13**

	<b>38</b>	<b>39</b>	<b>40</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.22	0.24	0.18
<b>MgO</b>	6.55	6.54	6.94
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.01	31.97	32.25
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.81	47.85	47.83
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.34	0.00
<b>CaO</b>	0.00	0.00	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.02
<b>MnO</b>	0.73	0.89	0.88
<b>FeO</b>	10.85	10.50	10.16
<b>Totale</b>	<b>98.17</b>	<b>98.32</b>	<b>98.27</b>
<b>Si</b>	5.01	5.01	4.99
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	3.95	3.94	3.97
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.95	0.92	0.89
<b>Mn</b>	0.06	0.08	0.08
<b>Mg</b>	1.02	1.02	1.08
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.04	0.05	0.04
<b>K</b>	0.00	0.04	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.04</b>	<b>11.07</b>	<b>11.04</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.52</b>	<b>0.53</b>	<b>0.55</b>

*Composizione delle cordieriti*

**Campione BOR17**

	14	15	16	17	18	19	23	24	25	26	29	30
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.15	0.20	0.15	0.21	0.12	0.19	0.26	0.19	0.16	0.27	0.44	0.20
<b>MgO</b>	7.05	7.26	7.33	7.19	7.37	7.28	6.69	7.18	7.02	7.13	7.12	7.09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.77	32.61	32.51	32.30	32.91	32.77	32.76	32.75	32.85	32.52	32.60	32.37
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.86	48.22	48.23	48.33	47.92	47.97	47.77	47.32	47.93	47.81	47.79	47.88
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.33	0.02	0.02
<b>CaO</b>	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.77	0.85	0.74	0.77	0.74	0.64	0.58	0.68	0.65	0.69	0.68	0.73
<b>FeO</b>	9.86	9.56	9.67	9.74	9.77	10.08	10.65	10.09	10.14	9.50	9.78	9.70
<b>Totale</b>	<b>98.49</b>	<b>98.75</b>	<b>98.64</b>	<b>98.58</b>	<b>98.89</b>	<b>99.00</b>	<b>98.72</b>	<b>98.24</b>	<b>98.76</b>	<b>98.30</b>	<b>98.45</b>	<b>98.03</b>
<b>Si</b>	4.97	4.99	5.00	5.01	4.96	4.96	4.97	4.94	4.97	4.98	4.97	5.00
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	4.01	3.98	3.97	3.95	4.01	4.00	4.02	4.03	4.01	3.99	4.00	3.98
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.86	0.83	0.84	0.84	0.85	0.87	0.93	0.88	0.88	0.83	0.85	0.85
<b>Mn</b>	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
<b>Mg</b>	1.09	1.12	1.13	1.11	1.14	1.12	1.04	1.12	1.09	1.11	1.10	1.10
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.09	0.04
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.03</b>	<b>11.04</b>	<b>11.03</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>	<b>11.05</b>	<b>11.05</b>	<b>11.07</b>	<b>11.04</b>	<b>11.07</b>	<b>11.08</b>	<b>11.04</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.56</b>	<b>0.58</b>	<b>0.57</b>	<b>0.57</b>	<b>0.57</b>	<b>0.56</b>	<b>0.53</b>	<b>0.56</b>	<b>0.55</b>	<b>0.57</b>	<b>0.56</b>	<b>0.57</b>

	31	32	38	39	40	44	45	48	49	50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.14	0.23	0.22	0.32	0.19	0.25	0.29	0.26	0.23	0.31
<b>MgO</b>	7.21	7.17	7.25	7.15	7.02	7.41	7.15	7.07	7.21	7.23
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.73	32.52	32.50	32.61	32.76	32.43	32.83	32.11	32.77	32.32
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.46	48.36	47.78	47.89	47.99	47.97	48.06	48.00	47.91	48.49
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
<b>CaO</b>	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.03	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.78	0.68	0.73	0.69	0.66	0.74	0.78	0.68	0.75	0.75
<b>FeO</b>	9.77	9.66	9.82	10.07	9.98	9.44	9.64	9.84	9.63	9.37
<b>Totale</b>	<b>98.13</b>	<b>98.65</b>	<b>98.38</b>	<b>98.76</b>	<b>98.67</b>	<b>98.30</b>	<b>98.77</b>	<b>98.03</b>	<b>98.54</b>	<b>98.57</b>
<b>Si</b>	4.95	5.01	4.97	4.97	4.98	4.99	4.98	5.01	4.97	5.02
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	4.02	3.97	3.99	3.99	4.00	3.97	4.01	3.95	4.01	3.95
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.85	0.84	0.85	0.87	0.87	0.82	0.83	0.86	0.84	0.81
<b>Mn</b>	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07
<b>Mg</b>	1.12	1.11	1.12	1.11	1.09	1.15	1.10	1.10	1.12	1.12
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>11.05</b>	<b>11.03</b>	<b>11.05</b>	<b>11.07</b>	<b>11.04</b>	<b>11.05</b>	<b>11.05</b>	<b>11.04</b>	<b>11.05</b>	<b>11.03</b>
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.57</b>	<b>0.57</b>	<b>0.57</b>	<b>0.56</b>	<b>0.56</b>	<b>0.58</b>	<b>0.57</b>	<b>0.56</b>	<b>0.57</b>	<b>0.58</b>



Composizione delle biotiti

Campione BOR5

	2	4	11	12	17	19	20	21	22	25	26	33	41	43	48
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.18	0.15	0.20	0.15	0.17	0.17	0.17	0.12	0.16	0.13	0.12	0.23	0.14	0.14
MgO	7.67	7.75	7.60	7.60	8.24	8.43	8.20	7.70	7.49	8.11	7.63	8.47	7.48	8.25	8.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.41	18.57	18.93	18.20	18.90	19.60	19.16	18.50	18.06	19.24	18.73	18.92	19.71	19.21	19.07
SiO <sub>2</sub>	35.47	34.89	35.14	34.83	35.43	34.97	35.09	35.26	35.19	35.22	34.95	34.95	35.01	35.13	35.12
K <sub>2</sub> O	9.56	9.42	9.55	9.38	9.46	9.47	9.58	9.51	9.43	9.52	9.57	9.57	9.63	9.52	9.53
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	2.76	2.93	3.09	3.12	2.43	1.85	2.49	2.98	3.07	2.46	2.85	2.33	2.76	2.61	2.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.06	0.08	0.05	0.03	0.01	0.08	0.07	0.00	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.03
MnO	0.27	0.28	0.24	0.22	0.22	0.33	0.25	0.24	0.29	0.27	0.23	0.28	0.21	0.28	0.31
FeO	21.26	22.22	21.76	22.36	21.78	21.10	21.69	22.25	22.12	21.44	21.66	21.43	21.55	21.56	21.90
<b>Totale</b>	<b>96.54</b>	<b>96.30</b>	<b>96.55</b>	<b>95.97</b>	<b>96.64</b>	<b>95.94</b>	<b>96.70</b>	<b>96.68</b>	<b>95.80</b>	<b>96.42</b>	<b>95.76</b>	<b>96.12</b>	<b>96.59</b>	<b>96.70</b>	<b>96.92</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.95	3.92	3.94	3.90	3.95	3.93	3.95	3.93	3.90	3.94	3.90	3.92	3.95	3.95	3.95
<b>Totale</b>	<b>100.49</b>	<b>100.22</b>	<b>100.48</b>	<b>99.86</b>	<b>100.59</b>	<b>99.87</b>	<b>100.65</b>	<b>100.62</b>	<b>99.70</b>	<b>100.36</b>	<b>99.67</b>	<b>100.04</b>	<b>100.53</b>	<b>100.65</b>	<b>100.87</b>
Si	5.38	5.34	5.35	5.36	5.38	5.34	5.33	5.38	5.41	5.36	5.37	5.34	5.32	5.33	5.33
Ti	0.31	0.34	0.35	0.36	0.28	0.21	0.28	0.34	0.36	0.28	0.33	0.27	0.32	0.30	0.26
Al	3.47	3.35	3.40	3.30	3.38	3.53	3.43	3.32	3.27	3.45	3.39	3.41	3.53	3.44	3.41
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.70	2.85	2.77	2.88	2.77	2.69	2.76	2.84	2.85	2.73	2.78	2.74	2.74	2.74	2.78
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
Mg	1.73	1.77	1.73	1.74	1.87	1.92	1.86	1.75	1.72	1.84	1.75	1.93	1.69	1.87	1.93
Na	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04
K	1.85	1.84	1.86	1.84	1.83	1.84	1.86	1.85	1.85	1.85	1.88	1.87	1.87	1.84	1.85
<b>Totale</b>	<b>15.52</b>	<b>15.59</b>	<b>15.54</b>	<b>15.58</b>	<b>15.59</b>	<b>15.63</b>	<b>15.61</b>	<b>15.57</b>	<b>15.53</b>	<b>15.58</b>	<b>15.56</b>	<b>15.63</b>	<b>15.56</b>	<b>15.59</b>	<b>15.64</b>
Al IV	2.62	2.66	2.65	2.64	2.62	2.66	2.67	2.62	2.59	2.64	2.63	2.66	2.68	2.67	2.67
Al Y	0.85	0.70	0.75	0.66	0.77	0.87	0.77	0.70	0.69	0.81	0.76	0.75	0.85	0.77	0.74
oct	5.63	5.69	5.64	5.68	5.71	5.74	5.71	5.67	5.65	5.69	5.65	5.73	5.63	5.71	5.76
Sito A	1.89	1.90	1.90	1.90	1.88	1.90	1.91	1.90	1.89	1.90	1.91	1.90	1.94	1.88	1.89
X <sub>Mg</sub>	<b>0.39</b>	<b>0.38</b>	<b>0.38</b>	<b>0.38</b>	<b>0.40</b>	<b>0.42</b>	<b>0.40</b>	<b>0.38</b>	<b>0.38</b>	<b>0.40</b>	<b>0.39</b>	<b>0.41</b>	<b>0.38</b>	<b>0.41</b>	<b>0.41</b>

	51	53	56	59	61	64	65	68	71	77	79	82	86	88	89
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.13	0.16	0.17	0.19	0.13	0.11	0.19	0.26	0.20	0.19	0.24	0.21	0.16	0.20
MgO	9.84	8.76	9.32	8.51	8.24	7.95	7.88	8.95	9.25	8.33	8.67	7.50	8.07	7.57	8.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.27	18.50	19.47	18.43	18.58	18.64	18.86	20.78	20.45	19.06	19.26	19.71	18.71	19.67	19.82
SiO <sub>2</sub>	36.01	34.63	35.38	35.10	34.78	34.80	35.16	35.92	35.25	34.95	35.45	35.53	34.75	35.16	35.08
K <sub>2</sub> O	9.91	9.51	9.75	9.49	9.49	9.61	9.58	9.50	9.31	9.43	9.41	9.45	9.63	9.57	9.27
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
TiO <sub>2</sub>	2.35	2.53	1.81	2.81	2.71	2.40	2.60	0.59	0.86	2.85	2.39	2.68	2.50	2.62	2.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.05	0.00	0.06	0.03	0.03	0.08	0.07	0.02	0.04
MnO	0.66	0.29	0.35	0.28	0.31	0.27	0.28	0.34	0.33	0.27	0.25	0.28	0.27	0.16	0.34
FeO	17.86	22.30	20.36	21.94	22.27	22.55	22.02	19.30	19.59	22.17	21.10	21.75	22.38	21.87	20.78
<b>Totale</b>	<b>97.10</b>	<b>96.65</b>	<b>96.61</b>	<b>96.78</b>	<b>96.58</b>	<b>96.38</b>	<b>96.54</b>	<b>95.58</b>	<b>95.37</b>	<b>97.29</b>	<b>96.76</b>	<b>97.23</b>	<b>96.59</b>	<b>96.80</b>	<b>96.21</b>
H <sub>2</sub> O calc.	4.04	3.92	3.97	3.94	3.92	3.91	3.93	3.97	3.94	3.96	3.97	3.98	3.92	3.95	3.95
<b>Totale</b>	<b>101.14</b>	<b>100.57</b>	<b>100.58</b>	<b>100.72</b>	<b>100.50</b>	<b>100.29</b>	<b>100.47</b>	<b>99.54</b>	<b>99.31</b>	<b>101.25</b>	<b>100.73</b>	<b>101.20</b>	<b>100.51</b>	<b>100.75</b>	<b>100.16</b>
Si	5.35	5.29	5.35	5.34	5.32	5.34	5.36	5.43	5.36	5.29	5.36	5.36	5.32	5.33	5.32
Ti	0.26	0.29	0.21	0.32	0.31	0.28	0.30	0.07	0.10	0.32	0.27	0.30	0.29	0.30	0.24
Al	3.55	3.33	3.47	3.31	3.35	3.37	3.39	3.70	3.67	3.40	3.43	3.50	3.38	3.52	3.55
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.22	2.85	2.57	2.79	2.85	2.89	2.81	2.44	2.49	2.81	2.67	2.74	2.86	2.77	2.64
Mn	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04
Mg	2.18	2.00	2.10	1.93	1.88	1.82	1.79	2.02	2.10	1.88	1.95	1.69	1.84	1.71	1.93
Na	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.03	0.06	0.08	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
K	1.88	1.85	1.88	1.84	1.85	1.88	1.86	1.83	1.81	1.82	1.81	1.82	1.88	1.85	1.79
<b>Totale</b>	<b>15.56</b>	<b>15.70</b>	<b>15.67</b>	<b>15.63</b>	<b>15.65</b>	<b>15.66</b>	<b>15.59</b>	<b>15.59</b>	<b>15.65</b>	<b>15.62</b>	<b>15.59</b>	<b>15.53</b>	<b>15.67</b>	<b>15.56</b>	<b>15.58</b>
Al IV	2.65	2.71	2.65	2.66	2.68	2.66	2.64	2.57	2.64	2.71	2.64	2.64	2.68	2.67	2.68
Al Y	0.90	0.63	0.82	0.65	0.67	0.71	0.75	1.14	1.03	0.69	0.79	0.86	0.69	0.85	0.87
oct	5.65	5.80	5.75	5.73	5.74	5.74	5.69	5.70	5.76	5.74	5.72	5.64	5.73	5.66	5.73
Sito A	1.91	1.89	1.93	1.89	1.91	1.92	1.90	1.89	1.88	1.88	1.87	1.89	1.94	1.90	1.85
X <sub>Mg</sub>	<b>0.50</b>	<b>0.41</b>	<b>0.45</b>	<b>0.41</b>	<b>0.40</b>	<b>0.39</b>	<b>0.39</b>	<b>0.45</b>	<b>0.46</b>	<b>0.40</b>	<b>0.42</b>	<b>0.38</b>	<b>0.39</b>	<b>0.38</b>	<b>0.42</b>

*Composizione delle biotiti*

**Campione BOR7bis**

	<b>3</b>	<b>9</b>	<b>10</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.18	0.18	0.14
<b>MgO</b>	8.79	8.38	8.48
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20.67	19.38	19.50
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36.14	34.91	35.12
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.59	9.55	9.56
<b>CaO</b>	0.00	0.03	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.64	3.73	3.35
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.07	0.13	0.03
<b>MnO</b>	0.22	0.20	0.19
<b>FeO</b>	19.72	20.02	19.64
<b>Totale</b>	<b>98.02</b>	<b>96.51</b>	<b>96.01</b>
<b>H<sub>2</sub>O calc.</b>	4.06	3.97	3.96
<b>Totale</b>	<b>102.08</b>	<b>100.48</b>	<b>99.97</b>
<b>Si</b>	5.34	5.28	5.32
<b>Ti</b>	0.29	0.42	0.38
<b>Al</b>	3.60	3.45	3.48
<b>Cr</b>	0.01	0.02	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2.44	2.53	2.49
<b>Mn</b>	0.03	0.03	0.02
<b>Mg</b>	1.94	1.89	1.91
<b>Na</b>	0.05	0.05	0.04
<b>K</b>	1.81	1.84	1.85
<b>Totale</b>	15.49	15.51	15.50
<b>Al IV</b>	2.66	2.72	2.68
<b>Al Y</b>	0.94	0.73	0.80
<b>oct</b>	5.64	5.61	5.61
<b>Sito A</b>	1.86	1.89	1.89
<b>X<sub>Mg</sub></b>	<b>0.44</b>	<b>0.43</b>	<b>0.43</b>

Composizione delle biotiti

Campione BOR12

	3	7	8	13	14	17	25	30	34	37	40	43	46	51	54
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.22	0.20	0.18	0.17	0.26	0.16	0.17	0.23	0.26	0.21	0.30	0.11	0.19	0.10
MgO	7.54	7.56	7.72	8.13	7.53	7.95	7.74	7.52	8.12	7.98	8.11	7.28	7.72	8.19	7.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.26	19.20	19.63	19.77	20.90	20.54	19.70	20.13	20.47	21.03	20.44	20.08	20.11	21.08	20.13
SiO <sub>2</sub>	35.25	35.06	34.82	35.28	35.62	35.53	35.26	35.05	34.99	35.11	35.19	35.23	35.11	35.15	34.93
K <sub>2</sub> O	9.64	9.68	9.59	9.63	9.64	9.55	9.59	9.77	9.45	9.50	9.50	9.47	9.73	9.49	9.61
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	2.59	3.16	2.77	2.43	2.40	2.25	2.94	3.09	2.23	2.07	2.06	2.53	2.57	1.81	3.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.09	0.07	0.05	0.06	0.00	0.02	0.02	0.06	0.07	0.04	0.01	0.14	0.05	0.08
MnO	0.43	0.48	0.41	0.47	0.47	0.52	0.50	0.50	0.65	0.62	0.51	0.44	0.53	0.48	0.44
FeO	20.67	21.26	20.84	20.08	20.10	20.22	20.32	20.87	19.93	20.17	20.33	21.14	21.05	20.44	21.00
<b>Totale</b>	<b>96.67</b>	<b>96.71</b>	<b>96.05</b>	<b>96.02</b>	<b>96.89</b>	<b>96.82</b>	<b>96.24</b>	<b>97.12</b>	<b>96.13</b>	<b>96.81</b>	<b>96.39</b>	<b>96.48</b>	<b>97.07</b>	<b>96.88</b>	<b>97.19</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.97	3.95	3.93	3.95	4.00	3.99	3.95	3.98	3.96	3.98	3.96	3.95	3.97	3.99	3.98
<b>Totale</b>	<b>100.64</b>	<b>100.66</b>	<b>99.98</b>	<b>99.97</b>	<b>100.89</b>	<b>100.81</b>	<b>100.19</b>	<b>101.10</b>	<b>100.09</b>	<b>100.79</b>	<b>100.35</b>	<b>100.43</b>	<b>101.04</b>	<b>100.87</b>	<b>101.17</b>
Si	5.33	5.33	5.31	5.36	5.34	5.34	5.35	5.29	5.30	5.28	5.32	5.34	5.30	5.29	5.26
Ti	0.29	0.36	0.32	0.28	0.27	0.25	0.34	0.35	0.25	0.23	0.23	0.29	0.29	0.20	0.37
Al	3.61	3.44	3.53	3.54	3.70	3.64	3.52	3.58	3.66	3.73	3.64	3.59	3.58	3.74	3.57
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	2.61	2.70	2.66	2.55	2.52	2.54	2.58	2.63	2.53	2.54	2.57	2.68	2.66	2.57	2.65
Mn	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06
Mg	1.70	1.71	1.76	1.84	1.68	1.78	1.75	1.69	1.83	1.79	1.83	1.65	1.74	1.84	1.71
Na	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.05	0.05	0.07	0.08	0.06	0.09	0.03	0.06	0.03
K	1.86	1.88	1.87	1.87	1.85	1.83	1.86	1.88	1.83	1.82	1.83	1.83	1.87	1.82	1.85
<b>Totale</b>	<b>15.53</b>	<b>15.56</b>	<b>15.56</b>	<b>15.55</b>	<b>15.48</b>	<b>15.54</b>	<b>15.50</b>	<b>15.54</b>	<b>15.56</b>	<b>15.56</b>	<b>15.57</b>	<b>15.53</b>	<b>15.56</b>	<b>15.58</b>	<b>15.51</b>
Al IV	2.67	2.67	2.69	2.64	2.66	2.66	2.65	2.71	2.70	2.72	2.68	2.66	2.70	2.71	2.74
Al Y	0.94	0.77	0.84	0.90	1.04	0.98	0.87	0.87	0.96	1.01	0.97	0.94	0.88	1.02	0.84
oct	5.61	5.62	5.64	5.63	5.59	5.63	5.60	5.61	5.66	5.66	5.67	5.61	5.65	5.70	5.64
Sito A	1.92	1.94	1.93	1.92	1.89	1.91	1.90	1.93	1.89	1.90	1.89	1.92	1.91	1.88	1.88
X <sub>Mg</sub>	<b>0.39</b>	<b>0.39</b>	<b>0.40</b>	<b>0.42</b>	<b>0.40</b>	<b>0.41</b>	<b>0.40</b>	<b>0.39</b>	<b>0.42</b>	<b>0.41</b>	<b>0.42</b>	<b>0.38</b>	<b>0.40</b>	<b>0.42</b>	<b>0.39</b>

Composizione delle biotiti

Campione BOR13

	5	6	7	11	13	14	15	16	17	18	25	26	34	35	36
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.19	0.15	0.09	0.13	0.19	0.17	0.21	0.17	0.09	0.16	0.16	0.13	0.10	0.20
MgO	7.04	7.52	6.83	6.65	6.96	6.81	6.78	6.72	6.81	7.14	7.00	6.89	7.48	7.08	6.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.36	20.35	20.31	20.38	20.35	19.95	19.90	20.35	20.36	20.04	20.38	19.91	20.27	20.56	20.19
SiO <sub>2</sub>	35.36	35.34	34.88	34.81	34.89	34.28	34.58	34.70	35.08	35.06	35.13	34.81	34.78	35.07	35.08
K <sub>2</sub> O	9.34	9.43	9.38	9.70	9.40	9.41	9.59	9.54	9.45	9.43	9.67	9.46	9.70	9.63	9.43
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.90	2.38	2.75	2.40	3.01	3.01	2.85	2.63	2.27	2.53	2.63	2.19	1.99	2.85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.06	0.06	0.00	0.04	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02
MnO	0.33	0.38	0.33	0.24	0.25	0.33	0.33	0.32	0.37	0.27	0.41	0.32	0.29	0.19	0.29
FeO	22.30	22.72	22.44	22.98	22.54	22.32	22.58	22.93	22.66	22.79	22.95	22.78	22.24	22.50	22.73
<b>Totale</b>	<b>96.69</b>	<b>97.83</b>	<b>96.70</b>	<b>97.67</b>	<b>96.91</b>	<b>96.32</b>	<b>97.00</b>	<b>97.69</b>	<b>97.52</b>	<b>97.13</b>	<b>98.28</b>	<b>97.01</b>	<b>97.11</b>	<b>97.12</b>	<b>97.48</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.95	3.99	3.94	3.97	3.95	3.92	3.94	3.97	3.97	3.95	3.99	3.94	3.95	3.96	3.97
<b>Totale</b>	<b>100.64</b>	<b>101.82</b>	<b>100.64</b>	<b>101.63</b>	<b>100.86</b>	<b>100.23</b>	<b>100.94</b>	<b>101.65</b>	<b>101.50</b>	<b>101.08</b>	<b>102.27</b>	<b>100.95</b>	<b>101.06</b>	<b>101.08</b>	<b>101.45</b>
Si	5.37	5.32	5.31	5.26	5.30	5.25	5.27	5.25	5.30	5.32	5.28	5.30	5.28	5.31	5.30
Ti	0.21	0.22	0.27	0.31	0.27	0.35	0.34	0.32	0.30	0.26	0.29	0.30	0.25	0.23	0.32
Al	3.64	3.61	3.64	3.63	3.64	3.60	3.57	3.63	3.62	3.58	3.61	3.57	3.62	3.67	3.60
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.83	2.86	2.86	2.91	2.86	2.86	2.88	2.90	2.86	2.89	2.88	2.90	2.82	2.85	2.87
Mn	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.04
Mg	1.59	1.69	1.55	1.50	1.58	1.55	1.54	1.51	1.53	1.61	1.57	1.56	1.69	1.60	1.51
Na	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.06
K	1.81	1.81	1.82	1.87	1.82	1.84	1.86	1.84	1.82	1.82	1.85	1.84	1.88	1.86	1.82
<b>Totale</b>	<b>15.53</b>	<b>15.60</b>	<b>15.53</b>	<b>15.55</b>	<b>15.54</b>	<b>15.55</b>	<b>15.56</b>	<b>15.56</b>	<b>15.53</b>	<b>15.56</b>	<b>15.58</b>	<b>15.56</b>	<b>15.62</b>	<b>15.57</b>	<b>15.52</b>
Al IV	2.63	2.68	2.69	2.74	2.70	2.75	2.73	2.75	2.70	2.68	2.72	2.70	2.72	2.69	2.70
Al Y	1.01	0.92	0.95	0.90	0.94	0.85	0.84	0.87	0.92	0.90	0.89	0.87	0.90	0.98	0.90
oct	5.68	5.73	5.67	5.65	5.68	5.65	5.64	5.66	5.66	5.70	5.68	5.67	5.70	5.68	5.64
Sito A	1.84	1.87	1.86	1.90	1.86	1.89	1.91	1.90	1.87	1.85	1.90	1.88	1.91	1.89	1.88
X <sub>Mg</sub>	<b>0.36</b>	<b>0.37</b>	<b>0.35</b>	<b>0.34</b>	<b>0.36</b>	<b>0.35</b>	<b>0.35</b>	<b>0.34</b>	<b>0.35</b>	<b>0.36</b>	<b>0.35</b>	<b>0.35</b>	<b>0.37</b>	<b>0.36</b>	<b>0.34</b>

	37	43	44	45	48	49
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.16	0.13	0.18	0.13	0.11
MgO	6.59	6.82	6.85	6.76	6.80	7.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.96	19.78	19.86	20.18	20.62	20.77
SiO <sub>2</sub>	34.73	34.37	35.20	34.89	34.86	35.06
K <sub>2</sub> O	9.60	9.58	9.55	9.45	9.66	9.53
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	2.49	2.76	2.77	2.90	2.02	1.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.11	0.04	0.04	0.08	0.03
MnO	0.34	0.31	0.23	0.31	0.39	0.29
FeO	22.59	21.96	22.62	22.60	22.21	21.37
<b>Totale</b>	<b>96.35</b>	<b>95.85</b>	<b>97.25</b>	<b>97.31</b>	<b>96.76</b>	<b>96.27</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.92	3.90	3.96	3.96	3.94	3.95
<b>Totale</b>	<b>100.27</b>	<b>99.75</b>	<b>101.21</b>	<b>101.27</b>	<b>100.71</b>	<b>100.21</b>
Si	5.32	5.29	5.33	5.28	5.30	5.33
Ti	0.29	0.32	0.32	0.33	0.23	0.23
Al	3.60	3.59	3.54	3.60	3.70	3.72
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.89	2.82	2.86	2.86	2.83	2.72
Mn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04
Mg	1.50	1.56	1.55	1.53	1.54	1.62
Na	0.01	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03
K	1.88	1.88	1.85	1.83	1.87	1.85
<b>Totale</b>	<b>15.54</b>	<b>15.56</b>	<b>15.52</b>	<b>15.52</b>	<b>15.57</b>	<b>15.52</b>
Al IV	2.68	2.71	2.67	2.72	2.70	2.67
Al Y	0.92	0.87	0.88	0.88	1.00	1.05
oct	5.65	5.63	5.64	5.65	5.66	5.65
Sito A	1.89	1.93	1.88	1.88	1.91	1.88
X <sub>Mg</sub>	<b>0.34</b>	<b>0.36</b>	<b>0.35</b>	<b>0.35</b>	<b>0.35</b>	<b>0.37</b>

Composizione delle biotiti

Campione BOR17

	1	2	3	4	11	12	20	27	33	34	43	47	51	52	53
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.22	0.19	0.17	0.15	0.16	0.26	0.15	0.12	0.16	0.17	0.16	0.20	0.23	0.20
MgO	7.43	7.79	7.40	6.95	7.58	7.61	8.07	7.49	7.64	7.32	8.67	7.70	8.00	7.40	7.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.92	19.52	19.71	19.74	19.51	19.44	20.40	20.60	19.02	19.36	19.26	19.29	19.68	19.70	18.71
SiO <sub>2</sub>	34.80	34.76	34.63	34.87	34.72	34.87	35.02	35.03	34.77	35.14	34.85	35.18	34.88	35.04	34.72
K <sub>2</sub> O	9.42	9.53	9.67	9.77	9.48	9.67	9.60	9.63	9.42	9.60	9.73	9.54	9.67	9.63	9.32
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	3.01	2.72	2.55	2.75	2.46	2.96	1.90	2.10	2.89	2.77	2.64	2.76	2.42	2.96	3.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.10	0.13	0.00	0.03	0.10	0.09	0.00	0.00	0.08	0.02	0.09	0.07	0.02
MnO	0.25	0.30	0.36	0.26	0.33	0.22	0.35	0.42	0.23	0.28	0.31	0.30	0.34	0.26	0.25
FeO	22.60	21.85	22.47	21.64	22.97	22.54	21.36	21.05	22.95	22.30	21.72	22.50	21.13	22.06	22.18
<b>Totale</b>	<b>96.74</b>	<b>96.74</b>	<b>97.08</b>	<b>96.28</b>	<b>97.21</b>	<b>97.50</b>	<b>97.07</b>	<b>96.56</b>	<b>97.04</b>	<b>96.93</b>	<b>97.44</b>	<b>97.45</b>	<b>96.41</b>	<b>97.35</b>	<b>96.26</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.93	3.94	3.94	3.93	3.94	3.96	3.97	3.96	3.94	3.95	3.97	3.96	3.94	3.97	3.92
<b>Totale</b>	<b>100.67</b>	<b>100.68</b>	<b>101.01</b>	<b>100.21</b>	<b>101.15</b>	<b>101.46</b>	<b>101.04</b>	<b>100.52</b>	<b>100.98</b>	<b>100.88</b>	<b>101.40</b>	<b>101.41</b>	<b>100.35</b>	<b>101.32</b>	<b>100.17</b>
Si	5.31	5.29	5.27	5.33	5.28	5.28	5.29	5.31	5.30	5.34	5.27	5.32	5.31	5.30	5.32
Ti	0.35	0.31	0.29	0.32	0.28	0.34	0.22	0.24	0.33	0.32	0.30	0.31	0.28	0.34	0.37
Al	3.40	3.50	3.54	3.55	3.50	3.47	3.63	3.68	3.41	3.47	3.43	3.44	3.53	3.51	3.38
Cr	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.89	2.78	2.86	2.76	2.92	2.85	2.70	2.67	2.92	2.83	2.75	2.85	2.69	2.79	2.84
Mn	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Mg	1.69	1.77	1.68	1.58	1.72	1.72	1.82	1.69	1.74	1.66	1.95	1.74	1.82	1.67	1.75
Na	0.09	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.08	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06
K	1.84	1.85	1.88	1.90	1.84	1.87	1.85	1.86	1.83	1.86	1.88	1.84	1.88	1.86	1.82
<b>Totale</b>	<b>15.60</b>	<b>15.60</b>	<b>15.63</b>	<b>15.55</b>	<b>15.63</b>	<b>15.60</b>	<b>15.64</b>	<b>15.56</b>	<b>15.60</b>	<b>15.56</b>	<b>15.67</b>	<b>15.59</b>	<b>15.61</b>	<b>15.57</b>	<b>15.56</b>
Al IV	2.69	2.71	2.73	2.67	2.72	2.72	2.71	2.69	2.70	2.66	2.73	2.68	2.69	2.70	2.68
Al Y	0.72	0.79	0.81	0.88	0.78	0.75	0.92	0.99	0.71	0.81	0.70	0.76	0.84	0.81	0.69
oct	5.67	5.69	5.70	5.59	5.75	5.69	5.71	5.65	5.73	5.65	5.75	5.70	5.68	5.64	5.68
Sito A	1.93	1.91	1.93	1.96	1.89	1.91	1.93	1.91	1.87	1.91	1.92	1.89	1.94	1.92	1.88
X <sub>Mg</sub>	<b>0.37</b>	<b>0.39</b>	<b>0.37</b>	<b>0.36</b>	<b>0.37</b>	<b>0.38</b>	<b>0.40</b>	<b>0.39</b>	<b>0.37</b>	<b>0.37</b>	<b>0.42</b>	<b>0.38</b>	<b>0.40</b>	<b>0.37</b>	<b>0.38</b>

	54	55	58	59	60
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.25	0.16	0.23	0.22
MgO	7.33	7.69	7.49	7.80	7.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.56	19.03	19.27	18.97	19.67
SiO <sub>2</sub>	35.21	34.67	34.87	34.77	34.96
K <sub>2</sub> O	9.39	9.35	9.25	9.37	9.41
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	3.00	2.87	2.88	2.74	2.73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.03	0.04	0.04	0.05
MnO	0.31	0.27	0.33	0.25	0.23
FeO	22.28	21.73	21.66	22.12	22.01
<b>Totale</b>	<b>97.37</b>	<b>95.90</b>	<b>95.96</b>	<b>96.30</b>	<b>97.02</b>
H <sub>2</sub> O calc.	3.97	3.91	3.92	3.92	3.96
<b>Totale</b>	<b>101.34</b>	<b>99.81</b>	<b>99.88</b>	<b>100.21</b>	<b>100.98</b>
Si	5.32	5.32	5.33	5.32	5.30
Ti	0.34	0.33	0.33	0.32	0.31
Al	3.48	3.44	3.47	3.42	3.51
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	2.81	2.79	2.77	2.83	2.79
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Mg	1.65	1.76	1.71	1.78	1.75
Na	0.07	0.08	0.05	0.07	0.06
K	1.81	1.83	1.81	1.83	1.82
<b>Totale</b>	<b>15.53</b>	<b>15.58</b>	<b>15.52</b>	<b>15.60</b>	<b>15.57</b>
Al IV	2.68	2.68	2.67	2.68	2.70
Al Y	0.80	0.76	0.81	0.74	0.81
oct	5.66	5.68	5.67	5.70	5.69
Sito A	1.88	1.90	1.85	1.90	1.88
X <sub>Mg</sub>	<b>0.37</b>	<b>0.39</b>	<b>0.38</b>	<b>0.39</b>	<b>0.39</b>

*Composizione della mica bianca*

**Campione BOR5**

	1	13	16	18	32	44	49	52	53	58	60
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.47	0.57	0.56	0.62	0.58	0.53	0.59	0.53	0.53	0.57	0.58
<b>MgO</b>	0.69	0.53	0.56	0.58	0.41	0.45	0.57	0.49	0.49	0.55	0.54
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.71	33.47	34.21	34.58	34.01	34.15	34.38	34.19	34.19	34.31	34.15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.78	45.84	45.81	46.13	46.29	45.95	46.36	45.68	45.68	45.65	46.24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.28	10.27	10.15	10.41	10.42	10.45	10.36	10.23	10.23	10.36	10.06
<b>CaO</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.95	0.50	0.49	0.13	0.47	0.52	0.18	0.35	0.35	0.38	0.72
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.06	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>MnO</b>	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
<b>FeO</b>	3.10	2.85	3.05	2.93	2.72	2.67	2.91	3.15	3.15	2.91	2.78
<b>Totale</b>	<b>95.06</b>	<b>94.06</b>	<b>94.83</b>	<b>95.42</b>	<b>94.93</b>	<b>94.72</b>	<b>95.39</b>	<b>94.63</b>	<b>94.63</b>	<b>94.73</b>	<b>95.13</b>
<b>H<sub>2</sub>O calc.</b>	4.44	4.41	4.45	4.48	4.46	4.45	4.48	4.44	4.44	4.44	4.47
<b>Totale</b>	<b>99.50</b>	<b>98.47</b>	<b>99.27</b>	<b>99.89</b>	<b>99.39</b>	<b>99.16</b>	<b>99.86</b>	<b>99.07</b>	<b>99.07</b>	<b>99.18</b>	<b>99.61</b>
<b>Si</b>	6.18	6.23	6.17	6.18	6.23	6.20	6.21	6.17	6.17	6.16	6.20
<b>Ti</b>	0.20	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.07
<b>Al</b>	5.20	5.36	5.43	5.46	5.39	5.43	5.43	5.45	5.45	5.46	5.40
<b>Cr</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.35	0.32	0.34	0.33	0.31	0.30	0.33	0.36	0.36	0.33	0.31
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.14	0.11	0.11	0.12	0.08	0.09	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Na</b>	0.12	0.15	0.15	0.16	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15
<b>K</b>	1.77	1.78	1.75	1.78	1.79	1.80	1.77	1.76	1.76	1.78	1.72
<b>Totale</b>	13.97	14.00	14.00	14.05	14.00	14.00	14.02	14.02	14.02	14.03	13.97
<b>Al IV</b>	1.82	1.77	1.83	1.82	1.77	1.80	1.79	1.83	1.83	1.84	1.80
<b>Al Y</b>	3.38	3.59	3.61	3.64	3.62	3.62	3.64	3.62	3.62	3.62	3.59
<b>oct</b>	4.07	4.07	4.11	4.10	4.06	4.07	4.10	4.11	4.11	4.10	4.09
<b>Sito A</b>	1.89	1.93	1.89	1.94	1.94	1.94	1.92	1.90	1.90	1.93	1.88
<b>% Paragonite</b>	<b>6</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>8</b>



*Composizione della mica bianca*

**Campione BOR12**

	5	6	9	10	18	19	26	48	55
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.57	0.59	0.50	0.55	0.51	0.65	0.59	0.53	0.43
<b>MgO</b>	0.50	0.45	0.54	0.45	0.54	0.52	0.48	0.43	0.51
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35.65	35.64	36.16	35.67	35.52	35.70	35.90	36.36	36.13
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46.54	46.72	46.76	45.77	46.64	46.65	46.85	46.07	46.67
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.52	10.43	10.48	10.50	10.23	10.02	10.09	10.06	10.57
<b>CaO</b>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.62	0.69	0.35	0.61	0.66	0.65	0.62	0.29	0.38
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10	0.07	0.01	0.05	0.00
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.04	0.00	0.00
<b>FeO</b>	1.05	1.07	1.17	1.18	1.37	1.38	1.15	1.06	1.06
<b>Totale</b>	<b>95.47</b>	<b>95.60</b>	<b>95.97</b>	<b>94.74</b>	<b>95.64</b>	<b>95.65</b>	<b>95.97</b>	<b>94.85</b>	<b>95.77</b>
<b>H<sub>2</sub>O calc.</b>	4.52	4.53	4.55	4.48	4.53	4.54	4.55	4.51	4.54
<b>Totale</b>	<b>99.99</b>	<b>100.13</b>	<b>100.52</b>	<b>99.22</b>	<b>100.17</b>	<b>100.19</b>	<b>100.52</b>	<b>99.36</b>	<b>100.31</b>
<b>Si</b>	6.17	6.18	6.16	6.12	6.17	6.17	6.17	6.13	6.16
<b>Ti</b>	0.06	0.07	0.03	0.06	0.07	0.06	0.06	0.03	0.04
<b>Al</b>	5.57	5.56	5.62	5.63	5.54	5.56	5.57	5.70	5.62
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15	0.13	0.12	0.12
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.10	0.09	0.11	0.09	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.15	0.15	0.13	0.14	0.13	0.17	0.15	0.14	0.11
<b>K</b>	1.78	1.76	1.76	1.79	1.73	1.69	1.69	1.71	1.78
<b>Totale</b>	13.94	13.93	13.94	13.97	13.91	13.91	13.91	13.91	13.93
<b>Al IV</b>	1.83	1.82	1.84	1.88	1.83	1.83	1.83	1.87	1.84
<b>Al Y</b>	3.74	3.74	3.78	3.75	3.71	3.73	3.74	3.83	3.79
<b>oct</b>	4.02	4.01	4.05	4.03	4.06	4.06	4.03	4.07	4.04
<b>Sito A</b>	1.93	1.91	1.89	1.94	1.86	1.86	1.88	1.84	1.89
<b>% Paragonite</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>9</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>6</b>

*Composizione della mica bianca*

**Campione BOR13**

	5	6	9	10	18	19	26	48	55
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.57	0.59	0.50	0.55	0.51	0.65	0.59	0.53	0.43
<b>MgO</b>	0.50	0.45	0.54	0.45	0.54	0.52	0.48	0.43	0.51
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35.65	35.64	36.16	35.67	35.52	35.70	35.90	36.36	36.13
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46.54	46.72	46.76	45.77	46.64	46.65	46.85	46.07	46.67
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.52	10.43	10.48	10.50	10.23	10.02	10.09	10.06	10.57
<b>CaO</b>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.62	0.69	0.35	0.61	0.66	0.65	0.62	0.29	0.38
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10	0.07	0.01	0.05	0.00
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.04	0.00	0.00
<b>FeO</b>	1.05	1.07	1.17	1.18	1.37	1.38	1.15	1.06	1.06
<b>Totale</b>	<b>95.47</b>	<b>95.60</b>	<b>95.97</b>	<b>94.74</b>	<b>95.64</b>	<b>95.65</b>	<b>95.97</b>	<b>94.85</b>	<b>95.77</b>
<b>H<sub>2</sub>O calc.</b>	4.52	4.53	4.55	4.48	4.53	4.54	4.55	4.51	4.54
<b>Totale</b>	<b>99.99</b>	<b>100.13</b>	<b>100.52</b>	<b>99.22</b>	<b>100.17</b>	<b>100.19</b>	<b>100.52</b>	<b>99.36</b>	<b>100.31</b>
<b>Si</b>	6.17	6.18	6.16	6.12	6.17	6.17	6.17	6.13	6.16
<b>Ti</b>	0.06	0.07	0.03	0.06	0.07	0.06	0.06	0.03	0.04
<b>Al</b>	5.57	5.56	5.62	5.63	5.54	5.56	5.57	5.70	5.62
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15	0.13	0.12	0.12
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.10	0.09	0.11	0.09	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.15	0.15	0.13	0.14	0.13	0.17	0.15	0.14	0.11
<b>K</b>	1.78	1.76	1.76	1.79	1.73	1.69	1.69	1.71	1.78
<b>Totale</b>	13.94	13.93	13.94	13.97	13.91	13.91	13.91	13.91	13.93
<b>Al IV</b>	1.83	1.82	1.84	1.88	1.83	1.83	1.83	1.87	1.84
<b>Al Y</b>	3.74	3.74	3.78	3.75	3.71	3.73	3.74	3.83	3.79
<b>oct</b>	4.02	4.01	4.05	4.03	4.06	4.06	4.03	4.07	4.04
<b>Sito A</b>	1.93	1.91	1.89	1.94	1.86	1.86	1.88	1.84	1.89
<b>% Paragonite</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>9</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>6</b>

*Composizione della mica bianca*

**Campione BOR17**

	9	10	21	22	28	35	42	46
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.58	0.58	0.60	0.67	0.58	0.61	0.62	0.57
<b>MgO</b>	0.45	0.46	0.55	0.52	0.61	0.43	0.54	0.45
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35.24	34.93	34.76	35.09	34.63	35.29	34.65	35.00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.80	45.39	45.52	45.61	45.60	46.24	45.58	46.06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.61	10.58	10.13	10.20	10.29	10.28	10.46	10.19
<b>CaO</b>	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.46	0.61	0.28	0.44	0.58	0.44	0.57	0.52
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.05	0.03	0.04	0.08	0.03	0.05	0.11	0.07
<b>MnO</b>	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>FeO</b>	2.35	2.58	2.82	2.65	2.62	2.78	2.71	2.60
<b>Totale</b>	<b>95.54</b>	<b>95.17</b>	<b>94.72</b>	<b>95.28</b>	<b>94.98</b>	<b>96.13</b>	<b>95.25</b>	<b>95.47</b>
<b>H<sub>2</sub>O calc.</b>	4.49	4.46	4.45	4.48	4.46	4.52	4.46	4.49
<b>Totale</b>	<b>100.02</b>	<b>99.63</b>	<b>99.17</b>	<b>99.75</b>	<b>99.44</b>	<b>100.65</b>	<b>99.72</b>	<b>99.96</b>
<b>Si</b>	6.12	6.10	6.14	6.11	6.13	6.14	6.12	6.15
<b>Ti</b>	0.05	0.06	0.03	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05
<b>Al</b>	5.55	5.53	5.52	5.54	5.49	5.52	5.49	5.51
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.26	0.29	0.32	0.30	0.29	0.31	0.30	0.29
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.09	0.09	0.11	0.10	0.12	0.09	0.11	0.09
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.16	0.16	0.15
<b>K</b>	1.81	1.81	1.74	1.74	1.77	1.74	1.79	1.74
<b>Totale</b>	14.03	14.05	14.02	14.03	14.02	14.00	14.05	13.98
<b>Al IV</b>	1.88	1.90	1.86	1.89	1.87	1.86	1.88	1.85
<b>Al Y</b>	3.67	3.64	3.66	3.65	3.62	3.66	3.61	3.66
<b>oct</b>	4.07	4.08	4.12	4.11	4.10	4.10	4.09	4.10
<b>Sito A</b>	1.96	1.97	1.90	1.92	1.92	1.90	1.95	1.89
<b>% Paragonite</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>

Composizione dei feldspati

Campione BOR5

	3	5	6	8	9	10	14	15	23	24
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8.66	8.33	8.71	9.31	8.80	8.17	8.04	9.46	8.09	9.41
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.35	23.84	23.11	21.93	23.38	24.09	24.81	22.62	24.52	22.25
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61.40	61.44	60.70	63.57	61.92	59.53	60.34	63.28	60.10	62.26
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.23	0.22	0.16	0.07	0.11	0.17	0.17	0.20	0.25	0.20
<b>CaO</b>	5.41	5.63	5.76	4.01	5.20	6.67	6.25	4.32	6.58	4.32
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00
<b>MnO</b>	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02
<b>FeO</b>	0.01	0.06	0.18	0.10	0.01	0.10	0.03	0.25	0.10	0.25
<b>Totale</b>	<b>99.09</b>	<b>99.48</b>	<b>98.50</b>	<b>98.94</b>	<b>99.42</b>	<b>98.65</b>	<b>99.67</b>	<b>99.96</b>	<b>99.60</b>	<b>98.46</b>
<b>Si</b>	2.75	2.74	2.74	2.84	2.76	2.69	2.69	2.80	2.69	2.80
<b>Al</b>	1.23	1.25	1.23	1.15	1.23	1.28	1.31	1.18	1.29	1.18
<b>Ca</b>	0.26	0.27	0.28	0.19	0.25	0.32	0.30	0.21	0.32	0.21
<b>Na</b>	0.75	0.72	0.76	0.81	0.76	0.72	0.70	0.81	0.70	0.82
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Sito Z</b>	3.99	4.00	3.98	3.99	3.99	3.98	4.00	3.99	3.99	3.98
<b>Sito A</b>	1.03	1.00	1.05	1.00	1.02	1.05	1.00	1.03	1.03	1.04
<b>Ab %</b>	<b>73</b>	<b>72</b>	<b>73</b>	<b>80</b>	<b>75</b>	<b>68</b>	<b>69</b>	<b>79</b>	<b>68</b>	<b>79</b>
<b>An %</b>	<b>25</b>	<b>27</b>	<b>27</b>	<b>19</b>	<b>24</b>	<b>31</b>	<b>30</b>	<b>20</b>	<b>31</b>	<b>20</b>
<b>Or %</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>

	30	42	62	63	69	84	85	7	40	90
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9.43	8.19	9.42	9.54	8.02	8.44	8.22	1.26	1.37	1.19
<b>MgO</b>	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.77	24.29	22.73	22.51	24.69	23.89	23.94	17.87	18.42	18.19
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64.72	60.81	62.97	62.96	60.59	59.86	60.62	64.67	64.76	64.48
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.16	0.16	0.16	0.17	0.14	0.08	0.16	14.80	14.71	14.61
<b>CaO</b>	3.94	6.04	4.18	4.14	6.36	6.24	6.25	0.02	0.00	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.07	0.01	0.09	0.01	0.01	0.02	0.00	0.05	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.06	0.04	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>MnO</b>	0.01	0.06	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01
<b>FeO</b>	0.16	0.07	0.04	0.19	0.05	0.17	0.06	0.02	0.00	0.03
<b>Totale</b>	<b>101.15</b>	<b>99.66</b>	<b>99.52</b>	<b>99.43</b>	<b>99.82</b>	<b>98.62</b>	<b>99.21</b>	<b>98.62</b>	<b>99.39</b>	<b>98.50</b>
<b>Si</b>	2.82	2.71	2.80	2.80	2.70	2.71	2.72	3.01	3.00	3.01
<b>Al</b>	1.17	1.28	1.19	1.18	1.30	1.27	1.27	0.98	1.00	1.00
<b>Ca</b>	0.18	0.29	0.20	0.20	0.30	0.30	0.30	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.80	0.71	0.81	0.82	0.69	0.74	0.71	0.11	0.12	0.11
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.88	0.87	0.87
<b>Sito Z</b>	4.00	4.00	3.99	3.99	4.00	3.98	3.99	4.00	4.01	4.01
<b>Sito A</b>	0.99	1.01	1.02	1.03	1.00	1.05	1.02	0.99	0.99	0.98
<b>Ab %</b>	<b>81</b>	<b>70</b>	<b>80</b>	<b>80</b>	<b>69</b>	<b>71</b>	<b>70</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>11</b>
<b>An %</b>	<b>19</b>	<b>29</b>	<b>20</b>	<b>19</b>	<b>30</b>	<b>29</b>	<b>29</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Or %</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>88</b>	<b>88</b>	<b>89</b>

*Composizione dei feldspati*

**Campione BOR7bis**

	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>6</b>	<b>11</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8.73	8.30	8.21	7.92	1.38	1.24
<b>MgO</b>	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.88	24.26	24.29	24.94	18.50	18.61
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61.83	60.69	60.69	60.21	64.40	64.69
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.20	0.11	0.20	0.18	14.50	14.63
<b>CaO</b>	5.38	6.40	6.14	6.69	0.02	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.05	0.04	0.06	0.02	0.00	0.01
<b>FeO</b>	0.00	0.05	0.03	0.06	0.19	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.10</b>	<b>99.82</b>	<b>99.60</b>	<b>99.97</b>	<b>98.82</b>	<b>99.18</b>
<b>Si</b>	2.74	2.71	2.71	2.68	2.99	2.99
<b>Al</b>	1.25	1.28	1.28	1.31	1.01	1.02
<b>Ca</b>	0.26	0.31	0.29	0.32	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.75	0.72	0.71	0.68	0.12	0.11
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.86	0.86
<b>Sito Z</b>	3.99	3.99	3.99	3.99	4.01	4.01
<b>Sito A</b>	1.02	1.03	1.02	1.01	0.98	0.98
<b>Ab %</b>	<b>74</b>	<b>70</b>	<b>70</b>	<b>67</b>	<b>13</b>	<b>11</b>
<b>An %</b>	<b>25</b>	<b>30</b>	<b>29</b>	<b>32</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Or %</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>87</b>	<b>89</b>

*Composizione dei feldspati*

**Campione BOR12**

	1	21	29	44	45	52	53	57	2	20	22	27	47
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8.45	9.50	9.44	8.44	9.64	8.30	9.34	9.29	1.11	1.23	1.11	1.55	1.36
<b>MgO</b>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.71	23.17	23.21	24.56	23.46	24.57	22.95	22.43	17.54	18.74	18.60	18.65	18.76
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61.90	63.37	63.02	60.98	62.87	60.88	63.99	63.03	64.88	64.56	64.92	65.14	64.79
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.17	0.21	0.20	0.18	0.17	0.12	0.14	0.18	15.08	14.92	14.98	14.42	14.74
<b>CaO</b>	5.77	4.00	4.41	6.17	4.35	6.12	3.86	4.21	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.11
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00
<b>FeO</b>	0.05	0.05	0.00	0.09	0.08	0.01	0.05	0.09	0.02	0.02	0.05	0.05	0.01
<b>Totale</b>	<b>100.00</b>	<b>100.26</b>	<b>100.29</b>	<b>100.42</b>	<b>100.54</b>	<b>100.00</b>	<b>100.33</b>	<b>99.21</b>	<b>98.67</b>	<b>99.56</b>	<b>99.61</b>	<b>99.79</b>	<b>99.76</b>
<b>Si</b>	2.75	2.80	2.78	2.70	2.77	2.71	2.81	2.81	3.03	2.98	3.00	3.00	2.99
<b>Al</b>	1.24	1.20	1.21	1.28	1.22	1.29	1.19	1.18	0.96	1.02	1.01	1.01	1.02
<b>Ca</b>	0.27	0.19	0.21	0.29	0.21	0.29	0.18	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.73	0.81	0.81	0.73	0.82	0.72	0.80	0.80	0.10	0.11	0.10	0.14	0.12
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.90	0.88	0.88	0.85	0.87
<b>Sito Z</b>	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	4.00	4.01	3.99	3.99	4.01	4.01	4.01	4.01
<b>Sito A</b>	1.01	1.01	1.03	1.03	1.04	1.01	0.99	1.01	1.00	0.99	0.98	0.98	0.99
<b>Ab %</b>	<b>72</b>	<b>80</b>	<b>79</b>	<b>71</b>	<b>79</b>	<b>71</b>	<b>81</b>	<b>79</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>10</b>	<b>14</b>	<b>12</b>
<b>An %</b>	<b>27</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>28</b>	<b>20</b>	<b>29</b>	<b>18</b>	<b>20</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Or %</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>90</b>	<b>89</b>	<b>90</b>	<b>86</b>	<b>88</b>



*Composizione dei feldspati*

**Campione BOR13**

	4	10	12	41	46	47	1	9	23	27	32	33	50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9.44	8.99	9.38	9.57	9.96	9.92	1.39	1.15	1.28	1.93	1.09	1.18	2.57
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.19	23.58	22.63	22.54	22.30	21.84	18.31	18.46	18.29	18.56	18.61	18.54	18.46
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63.83	62.46	63.41	63.43	64.32	64.45	65.06	64.08	64.49	64.95	64.67	64.77	65.48
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.20	0.16	0.16	0.20	0.16	0.16	14.53	15.05	14.88	13.65	15.02	14.87	13.15
<b>CaO</b>	3.94	4.97	3.92	4.10	3.16	3.31	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.07	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.03
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00
<b>FeO</b>	0.13	0.05	0.04	0.01	0.00	0.16	0.04	0.06	0.05	0.01	0.06	0.03	0.07
<b>Totale</b>	<b>99.67</b>	<b>100.16</b>	<b>99.54</b>	<b>99.94</b>	<b>99.92</b>	<b>99.72</b>	<b>99.33</b>	<b>98.78</b>	<b>99.03</b>	<b>99.14</b>	<b>99.49</b>	<b>99.36</b>	<b>99.72</b>
<b>Si</b>	2.83	2.76	2.81	2.81	2.84	2.85	3.01	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00
<b>Al</b>	1.16	1.23	1.18	1.18	1.16	1.14	1.00	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.00
<b>Ca</b>	0.19	0.24	0.19	0.19	0.15	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.81	0.77	0.81	0.82	0.85	0.85	0.12	0.10	0.12	0.17	0.10	0.11	0.23
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.86	0.90	0.88	0.80	0.89	0.88	0.77
<b>Sito Z</b>	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.01	4.01	4.01	4.00
<b>Sito A</b>	1.01	1.02	1.00	1.03	1.01	1.02	0.98	1.00	1.00	0.98	0.98	0.98	1.00
<b>Ab %</b>	<b>80</b>	<b>76</b>	<b>80</b>	<b>80</b>	<b>84</b>	<b>84</b>	<b>13</b>	<b>10</b>	<b>12</b>	<b>18</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>23</b>
<b>An %</b>	<b>19</b>	<b>23</b>	<b>19</b>	<b>19</b>	<b>15</b>	<b>15</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Or %</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>87</b>	<b>90</b>	<b>88</b>	<b>82</b>	<b>90</b>	<b>89</b>	<b>77</b>

*Composizione dei feldspati*

**Campione BOR17**

	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>13</b>	<b>36</b>	<b>56</b>	<b>57</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>37</b>	<b>41</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8.77	9.04	8.76	8.99	9.60	11.88	1.20	1.69	1.52	1.75
<b>MgO</b>	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.95	23.52	23.85	23.42	23.20	19.78	18.42	18.42	18.48	18.74
<b>SiO<sub>2</sub></b>	60.66	62.19	61.29	62.91	62.90	67.92	64.41	64.69	64.14	64.75
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.19	0.13	0.18	0.13	0.10	0.05	14.85	14.07	14.56	14.24
<b>CaO</b>	5.45	4.65	5.51	5.01	4.49	0.55	0.04	0.00	0.00	0.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.03	0.11	0.05	0.01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03
<b>MnO</b>	0.02	0.05	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.05	0.02	0.00
<b>FeO</b>	0.03	0.08	0.00	0.09	0.09	0.18	0.04	0.12	0.10	0.05
<b>Totale</b>	<b>99.07</b>	<b>99.59</b>	<b>99.67</b>	<b>100.49</b>	<b>100.30</b>	<b>100.25</b>	<b>98.99</b>	<b>99.02</b>	<b>98.78</b>	<b>99.55</b>
<b>Si</b>	2.72	2.77	2.73	2.77	2.78	2.97	2.99	3.00	2.99	2.99
<b>Al</b>	1.27	1.23	1.25	1.22	1.21	1.02	1.01	1.01	1.01	1.02
<b>Ca</b>	0.26	0.22	0.26	0.24	0.21	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.76	0.78	0.76	0.77	0.82	1.01	0.11	0.15	0.14	0.16
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.88	0.83	0.86	0.84
<b>Sito Z</b>	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	4.01	4.00	4.01
<b>Sito A</b>	1.04	1.01	1.03	1.01	1.04	1.04	0.99	0.98	1.00	1.00
<b>Ab %</b>	<b>74</b>	<b>77</b>	<b>73</b>	<b>76</b>	<b>79</b>	<b>97</b>	<b>11</b>	<b>15</b>	<b>14</b>	<b>16</b>
<b>An %</b>	<b>25</b>	<b>22</b>	<b>26</b>	<b>23</b>	<b>20</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Or %</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>89</b>	<b>85</b>	<b>86</b>	<b>84</b>