



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Domenico Rio

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO DI *NANOGRANITI* NEI GRANATI DI
METAPELITI ANATETTICHE (KINZIGITI
DELLA ZONA IVREA-VERBANO E MIGMATITI
HIMALAYANE)**

Relatore: Prof. Bernardo Cesare

Laureando: Alice Turina

625388 - GGT

ANNO ACCADEMICO 2010 / 2011

Indice

Abstract	pg. 3
Sommario	pg. 4
1. Introduzione	pg. 5
2. Inquadramento geografico e geologico: Valle del Kaligandaki, Himalaya Nepalese	pg. 9
2.1 Nucleo metamorfico: Higher Himalayan Zone	pg. 12
2.2 Storia metamorfica	pg. 17
3. Inquadramento geografico e geologico: Zona Ivrea-Verbano, Italia Settentrionale	pg. 22
4. Strumenti e metodi	pg. 32
5. Petrografia, descrizione e localizzazione dei campioni	
5.1 Paragneiss migmatitici a cianite, Valle del Kaligandaki, Nepal	pg. 37
5.2 Kinzigiti, Ivrea-Verbano, Italia	pg. 43
6. Caratterizzazione microstrutturale e microchimica	
6.1 Nanograniti himalayani	pg. 51
6.2 Nanograniti Zona Ivrea-Verbano	pg. 60
7. Discussione	
7.1 Distribuzione e forma delle inclusioni	pg. 70
7.2 Omogeneizzazione	pg. 72
7.3 Analisi chimica	pg. 74
8. Conclusioni	pg. 76
Ringraziamenti	pg. 77
Bibliografia	pg. 78

Abstract

Melt inclusions have been since their discovery a powerful tool to gain useful data on petrological studies, both magmatic and metamorphic.

The work of this thesis focuses on the investigation of metapelitic Kinzigites from the Ivrea-Verbano Zone (Italy) and migmatitic paragneisses from Kaligandaki Valley (Central Nepal) and on the characterization of melt inclusions found in peritectic garnet from these rocks. In both cases inclusions are very small ($<15 \mu\text{m}$), polycrystalline aggregates of quartz + feldspar + micas (“nanogranites”); no finding of glassy inclusions was observed. Quantitative analysis of the polycrystalline inclusions was difficult to obtain due to analytical limits and sample preparation difficulty; in fact inclusions were often mechanically removed during polishing. The final aim of this study was the re-homogenization of the inclusions to obtain the bulk composition of the trapped melt: this was undertaken using both a high temperature and room pressure stage and a high pressure piston-cylinder. Usually anatectic melt composition is inferred from migmatitic leucosomes, that are affected by fractional crystallization and differentiation phenomena that can change the original composition, or assumed using experimental analogues that cannot totally reproduce natural processes; therefore the study of glassy or re-homogenized nanogranitic inclusions found in peritectic minerals can be the only way to obtain the bulk composition of the melt during anatexis.

Heating stage experiments were not successful, since the inclusions showed evidences of decrepitation and oxidation (probably due to volatile loss) but did not melt at all. The inclusions were successfully re-melted at 900°C and 8 Kbar using a piston cylinder apparatus, proving they are nanogranites trapped within garnet during incongruent melting reactions. The melt obtained shows in both cases a granitic composition clearly affected by interactions with the host garnet (decrepitation, growth of peritectic orthopyroxene) due to over-heating, thus the data obtained cannot be used for quantitative interpretation. New experiments should be performed in the future at lower temperature and higher pressure to find the chemical composition of the melt and its trapping temperature.

Sommario

Le inclusioni di fuso sono uno strumento molto importante utilizzato in petrologia per lo studio di processi magmatici e metamorfici difficilmente indagabili in altro modo.

Il lavoro di questa tesi si concentra nello studio di metapeliti di alto grado (Kinzigiti) della Zona Ivrea-Verbano (Italia) e di paragneiss migmatitici della valle del Kaligandaki (Nepal) per la caratterizzazione delle inclusioni di fuso riconosciute all'interno dei granati. In entrambi i casi le inclusioni si presentano come aggregati policristallini molto piccoli ($<15 \mu\text{m}$) costituiti da quarzo + feldspato + fillosilicati ("nanograniti"); non sono state osservate inclusioni di fuso vetrose.

L'analisi quantitativa delle fasi presenti all'interno delle inclusioni policristalline è stata difficoltosa a causa dei limiti analitici e delle difficoltà di preparazione dei campioni; infatti le fasi contenute nelle inclusioni vengono spesso rimosse meccanicamente durante la lucidatura.

Esperimenti di omogeneizzazione delle inclusioni per ottenere la composizione media del fuso intrappolato sono stati tentati attraverso l'uso di un tavolino riscaldante di alta temperatura e di un *piston cylinder*. Poichè la composizione del fuso anatetico è generalmente ricavata dallo studio del leucosoma in migmatiti, spesso affetto da processi di cristallizzazione frazionata e differenziazione che possono variarne l'originaria composizione, oppure assunta utilizzando modelli sperimentali che non possono riprodurre totalmente i processi naturali, l'analisi in minerali peritettici di inclusioni di fuso vetrose o di nanograniti ri-omogeneizzati potrebbe essere uno strumento molto potente per ottenere la composizione effettiva del fuso naturale durante l'anatessi. Gli esperimenti al tavolino di alta temperatura hanno avuto esito negativo, in quanto le inclusioni hanno mostrato evidenze di decrepitazione ed ossidazione (probabilmente dovute a perdita di volatili) ma non hanno raggiunto l'omogeneizzazione.

Le inclusioni sono state infine rifuse a 900°C di temperatura e 8 Kbar di pressione, dimostrando che si tratta effettivamente di nanograniti intrappolati in

granato peritettico durante reazioni di fusione di tipo incongruente. Il fuso ottenuto mostra in entrambi i casi una composizione granitica, chiaramente interessata da processi di interazione con il granato (decrepitazione, crescita di ortopirosseno peritettico) dovuti al sovra-riscaldamento delle inclusioni, quindi i dati ottenuti non possono essere utilizzati per scopi quantitativi. Nuovi esperimenti potrebbero essere svolti nel futuro a temperature inferiori e pressioni maggiori per raggiungere la vera temperatura di formazione delle inclusioni e quindi ottenere la composizione reale del fuso anatettico intrappolato.

1. Introduzione

Le inclusioni di fuso (*melt inclusions* o, in breve, MI) sono piccole gocce di liquido silicatico, vetrose o cristalline, intrappolate in minerali denominati “ospiti” durante la loro crescita (Sorby, 1858). Lo studio di questi oggetti è stato limitato inizialmente all’ambito della petrografia ignea, applicando le metodologie e tecniche proprie dello studio delle inclusioni fluide (Sorby, 1858; Roedder, 1984). Attraverso l’analisi di inclusioni in rocce sia intrusive che effusive si sono potute ricavare in modo diretto una gran quantità informazioni sulle caratteristiche chimico-fisiche del sistema magmatico (Lowestern, 1995; Frezzotti, 2001).

Solo recentemente si è iniziato a studiare le inclusioni di fuso silicatico anche nell’ambito della petrologia metamorfica, in particolare in ambienti in cui si sia verificata fusione parziale; è stato infatti mostrato come nel caso di fusione incongruente gocce di fuso possano essere intrappolate e formare inclusioni all’interno di fasi peritettiche in concomitante accrescimento (Cesare, 2008).

La prima testimonianza naturale di questo processo è stata individuata sotto forma di inclusioni vetrose in minerali peritettici, in particolare granato e plagioclasio, di inclusi metapelitici nelle daciti di El Hoyazo, Spagna (Cesare et al., 1997, 2007; Acosta-Vigil et al., 2007, 2010). Il rapido raffreddamento di queste rocce ha permesso la conservazione del fuso anatettico sotto forma di inclusioni vetrose. Successivi studi hanno dimostrato che anche in zone di metamorfismo regionale classico, interessate da raffreddamento più lento, le inclusioni di fuso anatettico possono essere presenti ma in questo caso esse sono totalmente o parzialmente cristallizzate. Gli studi sulle Khondaliti del Kerala (India meridionale) hanno portato alla definizione del termine “*nanograniti*” per indicare originarie inclusioni di fuso, ora presenti sotto forma di aggregati policristallini dalle dimensioni minute (10-20 μm al massimo) e composizione granitica (Cesare et al., 2009).

Poiché lo studio dei processi anatettici e l’analisi quantitativa della composizione del fuso prodotto è spesso difficoltosa a causa dei processi di

crystallizzazione frazionata e segregazione del leucosoma (Sawyer 1987, 2008; Marchildon e Brown, 2001; Solar e Brown, 2001), il chimismo del fuso anatettico viene generalmente dedotto attraverso simulazioni sperimentali (Vielzeuf, 1988) che non possono, ad ogni modo, riprodurre totalmente le condizioni naturali di anatessi crostale.

Questo limite può oggi essere superato: infatti, permettendo l'analisi del fuso anatettico naturale presente "in situ", senza che esso abbia subito differenziazione, lo studio dei nanograniti potrebbe diventare uno strumento molto efficace per definirne la composizione. Le dimensioni delle inclusioni, spesso vicine o inferiori ai limiti di risoluzione strumentali, pongono tuttavia dei problemi analitici importanti, qui brevemente discussi e in via di superamento.

La ricerca di nanograniti in aree di metamorfismo regionale e anatessi crostale è stata quindi perseguita negli ultimi anni, con il duplice obiettivo di raccogliere la maggior quantità di dati in diversi contesti geologici e migliorare le capacità analitiche (Cesare et al., 2011; Ferrero et al., in stampa).

Il lavoro di questa tesi di laurea è stato indirizzato all'analisi di nanograniti e caratterizzazione petrologica e microstrutturale delle rocce ospiti in due differenti casi di studio: Kinzigiti della Zona Ivrea-Verbano, Italia e paragneiss migmatitici della valle del Kaligandaki, Nepal.

La prima fase del lavoro è stata dedicata all'analisi in microscopia ottica delle associazioni mineralogiche e delle loro caratteristiche microstrutturali, insieme all'accurata ricerca di inclusioni sia policristalline che vetrose e descrizione della loro distribuzione nei minerali ospiti. In seguito sono state effettuate osservazioni in microscopia elettronica (SEM-FESEM) per la determinazione microstrutturale delle inclusioni e analisi chimica semi-quantitativa delle fasi presenti all'interno dei nanograniti. Una parte selezionata di campioni è stata infine sottoposta ad esperimenti di rifusione mediante tavolino riscaldante di alta temperatura allo scopo di ottenere un fuso omogeneo ed analizzabile attraverso microsonda elettronica (EMPA) per la determinazione degli elementi maggiori. Poiché gli esperimenti a pressione ambiente non hanno prodotto i risultati

desiderati si è proceduto con un esperimento di rifusione a pressione elevata (8 Kbar) attraverso l'utilizzo di un *piston cylinder*.

Quest'ultimo tentativo ha prodotto i risultati cercati, ovvero l'omogeneizzazione delle inclusioni. Sono state tuttavia osservate evidenze di interazione tra inclusioni e minerale ospite, dovuta al sovra-riscaldamento. I risultati ottenuti non possono quindi essere interpretati in modo quantitativo, tuttavia si è dimostrato come i nanograniti siano effettivamente presenti all'interno delle Kinzigiti della Zona Ivrea-Verbano e nelle migmatiti himalayane, ponendo importanti vincoli all'interpretazione petrologica di queste rocce e dei basamenti cristallini che le ospitano.

2. Inquadramento geografico e geologico: Valle del Kaligandaki, Himalaya Nepalese

L'area di studio investigata si trova nell'Himalaya Nepalese, all'interno della valle del Kaligandaki. La catena Himalayana si estende per quasi 2500 Km, comprendendo parte dei territori di Pakistan, India, Tibet (Cina), Nepal e Bhutan; la sua origine risale a circa 55-52 Ma (Eocene inferiore), quando si ritiene abbia avuto inizio la collisione tra il continente Asiatico e la placca Indiana (Le Fort, 1975). Durante questo processo il margine settentrionale indiano, costituito prevalentemente da sequenze sedimentarie di origine marina di età da Paleoproterozoica (1800 Ma) ad Eocenica (fino a 41 Ma), è stato subdotto al di sotto della crosta asiatica, mentre le sequenze superiori di copertura sono state piegate e sollevate a formare l'orogeno Himalayano. Attualmente la placca Indiana continua a muoversi verso Nord ad una velocità di circa 50 mm annui, con conseguente subduzione di porzioni di crosta indiana e continuo sollevamento della catena.

La catena Himalayana presenta una struttura uniforme, costituita da alcuni lineamenti tettonici e zone geologiche riconoscibili lungo tutto il suo sviluppo (Le Fort, 1975; Hodges et al., 1996; Godin et al., 2001; Carosi et al., 2007; Searle et al., 2010).

Le caratteristiche strutturali principali, riconosciute da Nord verso Sud, sono:

- La zona di sutura Indus-Tsango (*Indus-Tsango Suture Zone*), che rappresenta il limite tra la placca Indiana e quella Asiatica.
- Il sistema di scollamento sud-tibetano (*South Tibetan Detachment System*), un sistema di faglie normali immergenti verso Nord.
- Tre sovrascorrimenti immergenti verso Nord e paralleli tra loro: *Main Central Thrust* (MCT), *Main Boundary Thrust* (MBT) e *Main Frontal Thrust* (MFT).

I tre lineamenti hanno un'età progressivamente più giovane da Nord a Sud; il più antico (MCT) si ritiene abbia iniziato ad essere attivo tra 25 e 20 Ma.

Separate dai lineamenti principali sono state riconosciute 4 zone geologiche principali con caratteristiche litologiche, tettoniche e strutturali omogenee lungo tutto l'arco Himalayano. Da Nord verso Sud si osserva (Fig. 2.1):

- *Tethys Himalayan Sequence*, compresa tra la zona di sutura Indus-Tsango (ITSZ) a Nord e il South Tibetan Detachment System (STD) a Sud, è la zona più settentrionale della catena Himalayana. Occupa un'ampia fascia costituita da sequenze sedimentarie con età che vanno dal Proterozoico Superiore all'Eocene, poco o per nulla interessate da metamorfismo, limitato solo alla porzione meridionale vicina al STD. Si ritiene che queste rocce si siano formate per deposizione lungo il margine passivo del paleocontinente Indiano all'interno dell'oceano della Tetide.
- *Higher Himalayan Crystalline Sequence* (o *Higher Himalayan Zone*), separata dalla Sequenza Tibetana sovrastante dal South Tibetan Detachment System (a Nord) e dalla sottostante Zona Inferiore dal Main Central Thrust (a Sud). E' essenzialmente composta da rocce di alto grado metamorfico che comprendono gneiss, scisti e migmatiti con subordinata presenza di marmi e quarziti. La sequenza è interessata da deformazione anche intensa, soprattutto alla base, nei pressi del MCT. Nella porzione più settentrionale della sequenza, verso il contatto con le successioni sedimentarie superiori, si trovano corpi leucogranitici intrusi come plutoni o sill paralleli, concordi con le strutture deformative principali.
- *Lesser Himalayan Sequence*, limitata a Nord dal Main Central Thrust e a Sud dal Main Boundary Thrust. E' prevalentemente costituita da rocce metasedimentarie di basso grado di età Proterozoica a cui si sovrappongono, spesso con limiti marcati da discordanza, sequenze più giovani (da Permo-Carbonifero a Miocene).
- *Sub-Himalayan Sequence*, posta tra il Main Boundary Thrust a Nord e il Main Frontal Thrust a Sud, costituisce la porzione più meridionale della catena, oltre la quale si estende la piana alluvionale dell'Indo-Gange. E' composta da

rocce sedimentarie recenti, di età compresa tra Neogene e Quaternario, di origine fluviale deposte in un antico bacino di avampaese dell'orogeno, poi sollevato a causa della propagazione della deformazione verso Sud.

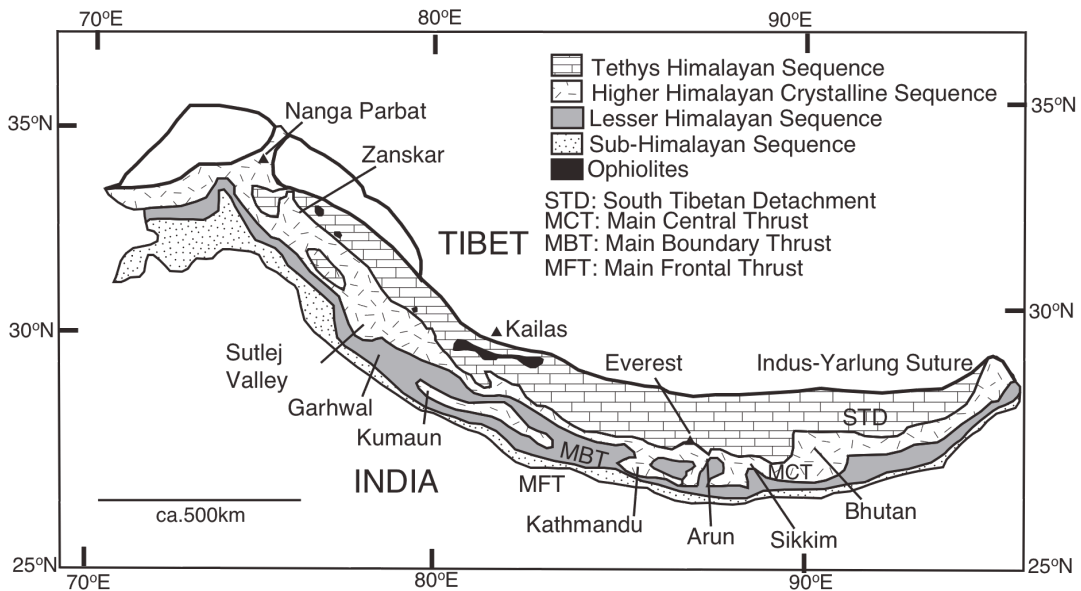


Fig. 2.1 Carta geologica della catena Himalayana. Modificato da Imayama et al. (2010).

La valle del Kaligandaki è una valle antecedente formata per azione del fiume Kali Gandaki che, ancora prima del sollevamento dell'orogeno, scorreva dal plateau tibetano verso Sud. L'azione erosiva del corso d'acqua ha scavato una gola profonda fino a 6800 m che attualmente separa due imponenti picchi, il Dhaulagiri (8167 m) a Ovest e l'Annapurna (8091 m) ad Est (Vannay e Hodges, 1996) (Fig. 2.2).

L'orientamento Nord-Sud della valle, oltre alla sua profondità e posizione geografica, la rendono un'eccezionale area di studio delle successioni Himalayane, fornendo nella sua porzione superiore un transetto di circa 20 km di spessore che rappresenta il margine settentrionale della placca indiana.

In quest'area si riconoscono le stesse successioni già descritte per l'intero arco himalayano; le rocce qui studiate provengono dalla formazione metamorfica dell'Higher Himalayan Zone (HHZ).

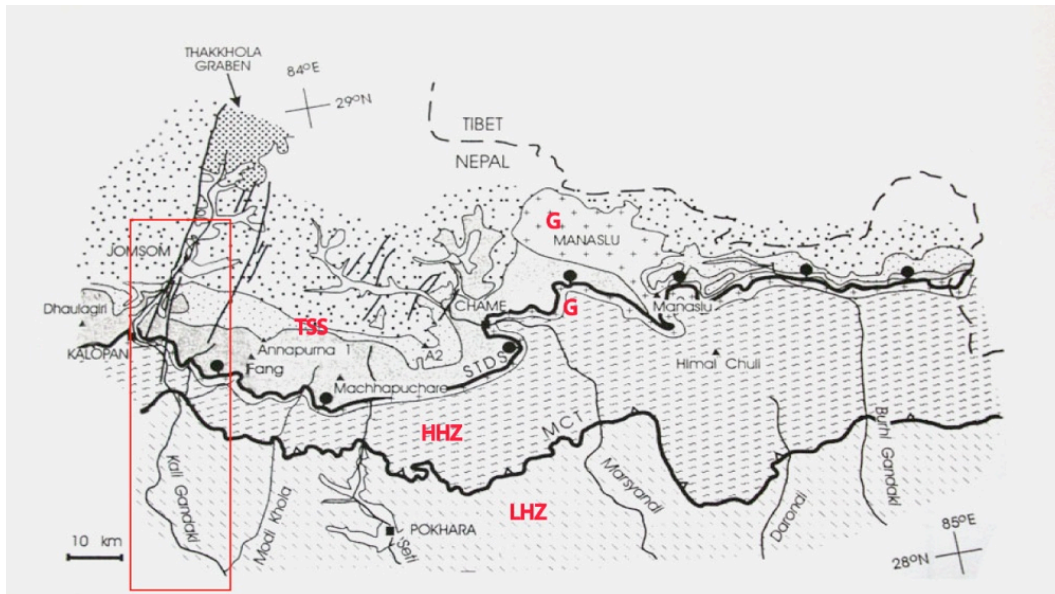


Fig. 2.2 Carta geologica della porzione centrale di Himalaya Nepalese, in evidenza l'area di interesse. LHZ = Lesser Himalayan Zone, HHZ = Higher Himalayan Zone, TTS = Tibetan-Tethys Sedimentary Sequence, G = Intrusioni granitiche. Modificato da Godin et al. (2001).

2.1 Nucleo metamorfico: Higher Himalayan Zone

ASSETTO STRUTTURALE

Nella valle del Kaligandaki il margine meridionale della formazione viene identificato da Searle et al. (2008) nel sovrascorrimento sud-vergente del Chandrakot che in quest'area rappresenta il controverso limite MCT, costituito da una zona milonitica di taglio duttile. Le rocce al di sopra di questo limite sono caratterizzate da metamorfismo di grado da scisti verdi ad anfibolitico e deformazione duttile sud-vergente, in contrasto con le formazioni sottostanti, che preservano strutture sedimentarie (Larson e Godin, 2009).

Poco più a Nord (circa 7 Km) lungo la valle si riconosce un ulteriore thrust parallelo e legato al MCT, il Chomrong thrust, che separa gneiss a cianite (Formazione I) dalle rocce inferiori, di grado anfibolitico (Hodges et al., 1996; Searle, 2010).

Il margine settentrionale dell'HHZ è marcato dal detachment dell'Annapurna, una zona normale di shear fragile-duttile che è stata correlata da Brown e Nazarchuk (1993) al South Tibetan Detachment System e da Hodges et al. (1996) ai sistemi del Deorali-Chame detachment e del Machhapuchare detachment, individuati più ad est (Godin et al., 2001; Searle 2010) (Fig. 2.1.1).

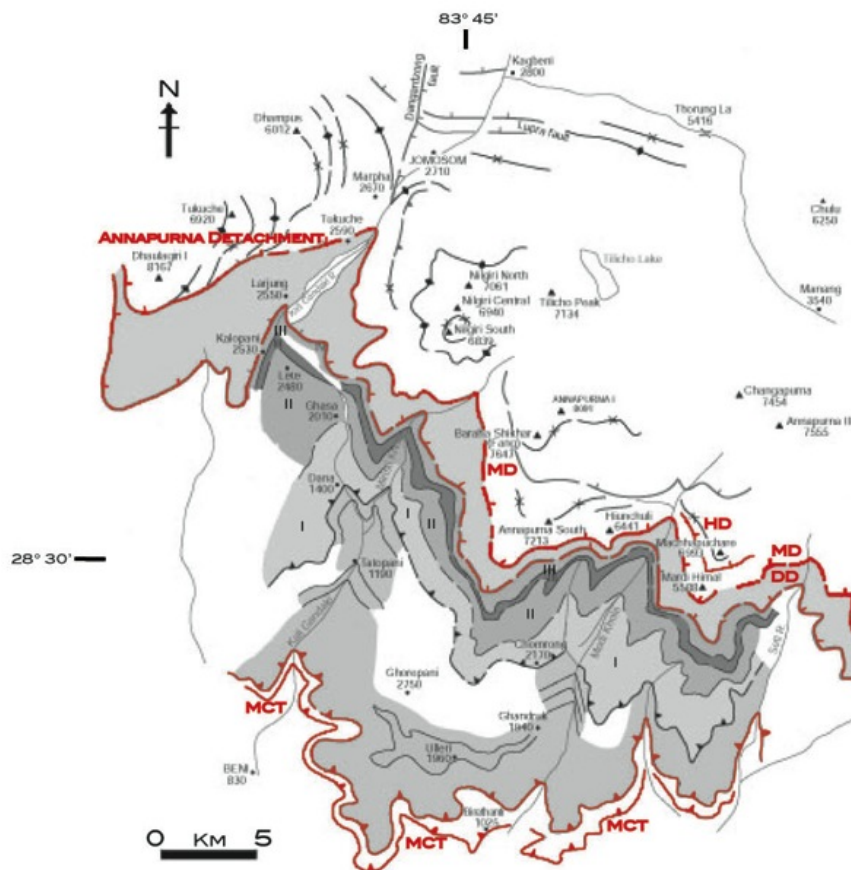


Fig. 2.1.1 Assetto strutturale della valle del Kaligandaki. MCT = Main Central Thrust, DD = Deorali Detachment, MD = Machhapuchare Detachment, HD = Hiunchuli Detachment. Modificato da Searle (2010).

Tutte le strutture sono state datate con geocronologia U-Pb e mostrano età circa coeve, con inizio a circa 22.5 Ma per il Chomrong thrust, l'elemento più antico riconducibile al MCT, e per il detachment Deorali, la struttura più antica per il STDS in quest'area (Hodges et al., 1996). Le datazioni mostrano inoltre, in quelle zone in cui sono presenti più sistemi di faglie, un ringiovanimento delle

età procedendo da Sud a Nord per le faglie normali riconducibile al STDS mentre i thrust collegati al MCT sembrano progressivamente più giovani da Nord a Sud. La teoria proposta da Hodges et. al (1996) di “compensazione dinamica” che prevedeva un’alternanza di compressione ed estensione nella stessa area in tempi relativamente brevi (pochi milioni di anni) per spiegare le strutture tettoniche del Nepal centrale è attualmente affiancata dalla teoria del “channel flow”, che prevede il movimento contemporaneo di thrust e detachment (Searle, 2010).

GEOLOGIA

La zona metamorfica dell’Higher Himalayan comprende tutte le rocce al tetto del MCT, definito da Searle et al. (2008). Questo implica che le rocce della sequenza informale del “*Midlands group*” che venivano in precedenza considerate parte della Lesser Himalayan Zone sono oggi incluse all’interno della successione superiore (HHZ) (Larson e Godin, 2009) (Fig. 2.1.2).

La Higher Himalayan Zone comprende litologie molto differenti caratterizzate da metamorfismo che va da grado scisti verdi nella porzione più meridionale fino ad anfibolitico, con anatessi e formazione di migmatiti, procedendo verso Nord.

Procedendo da Sud a Nord sono state riconosciute le seguenti formazioni (Larson e Godin, 2009):

- Formazione di Kuncha: spessa fino a 5 Km, consiste principalmente in scisti filladici a muscovite, biotite, quarzo e clorite, intercalata da lenti di meta-arenarie immature e sill o dicchi di meta-vulcaniti mafiche. La base è marcata dalla presenza di uno strato di quarzite (50-100 m) a grana da media a grossa. All’interno della formazione talvolta si riconoscono spesse bande di ortogneiss milonitizzati (Ulleri augen gneiss), lateralmente discontinue.
- Quarzite di Fafong: 400-500 m di quarzite a grana da medio a grossa caratterizzata da laminazioni marcate da sottili strati a muscovite.
- Formazione di Nourpul-Dandagaon: sequenza di circa 400 m che comprende rocce carbonatiche filladiche, scisti filladici, scisti a quarzo, biotite e

muscovite e sottili strati di quarziti o localmente arenarie più immature.

- Formazione di Dhading: si tratta principalmente di calcari e dolomie metamorfosate, per uno spessore di quasi 400 m.
- Formazione di Benighat: principalmente composta da calcescisti e scisti filladici scuri, con sottili intercalazioni di marmi verso la parte superiore (letti carbonatici di Jhiku).
- Formazione di Malekhu: unità carbonatica dalla superficie giallo-marrone chiaro se alterata, riconoscibile come strati ben definiti localmente intercalati da laminazioni micacee.
- Filladi di Robang: scisti non carbonatici a quarzo, muscovite e biotite e anfiboliti che chiudono la sequenza.

Le età dei protoliti vanno dal Proterozoico inferiore (formazione di Kuncha) fino al Paleozoico inferiore (dalla formazione di Dhading).

Procedendo verso Nord, le rocce di grado anfibolitico sono separate da quelle sovrastanti da una zona milonitica legata al Chomrong thrust. Tra questa e il South Tibetan Detachment vengono riconosciute tre regioni petrologicamente differenti (Vannay e Hodges, 1996; Carosi et al., 2007; Larson e Godin, 2009):

- Formazione I: costituita da paragneiss parzialmente migmatizzati che presentano associazione a quarzo + plagioclasio + biotite + muscovite + granato + cianite con minerali accessori come rutilo, ossidi di Fe-Ti, zirconio, apatite, tormalina. Larson e Godin (2009) quantificano una presenza di fuso leucogranitico pari a circa il 20% del volume.
- Formazione II: si tratta di gneiss a silicati di calcio caratterizzati da un'associazione a quarzo + plagioclasio + K-feldspato + biotite + muscovite + epidoto + clinopirosseno + orneblenda + granato + calcite + scapolite e minerali accessori (titanite, tormalina, apatite, rutilo, zirconio). La tessitura è generalmente granoblastica. L'associazione mineralogica stabile indica metamorfismo in facies anfibolitica.

- Formazione III: caratterizzata da ortogneiss con associazione mineralogica a quarzo + plagioclasio + K-feldspato + muscovite + biotite ± granato ± tormalina. Localmente sono presenti occhi di K-feldspato e porfiroblasti di granato.

Associati alle migmatiti si osservano leucograniti a quarzo + plagioclasio + muscovite ± biotite ± granato ± tormalina ± cordierite ± sillimanite/cianite; si trovano soprattutto nella porzione più settentrionale della sequenza dell'HHZ, intrusi come plutoni o sill al di sotto del STD (Hodges et al., 1996; Searle et al., 2010). Tuttavia nella valle del Kaligandaki la maggior parte del fuso anatettico si osserva “in situ”, mancando nella zona evidenze di grandi intrusioni leucogranitiche, più comuni in altre zone dell'Himalaya (Larson e Godin, 2009; Searle, 2010).

La formazione III è stata datata e mostra età Cambro-Ordoviciano (Vannay e Hodges, 1996; Hodges et al., 1996, Godin et al., 2001) del protolite granitico mentre per la formazione I e II si ipotizza un'origine da protolite Neoproterozoico (Formazione Haimanta-Cheka) (Larson e Godin, 2009, Searle et al., 2010).

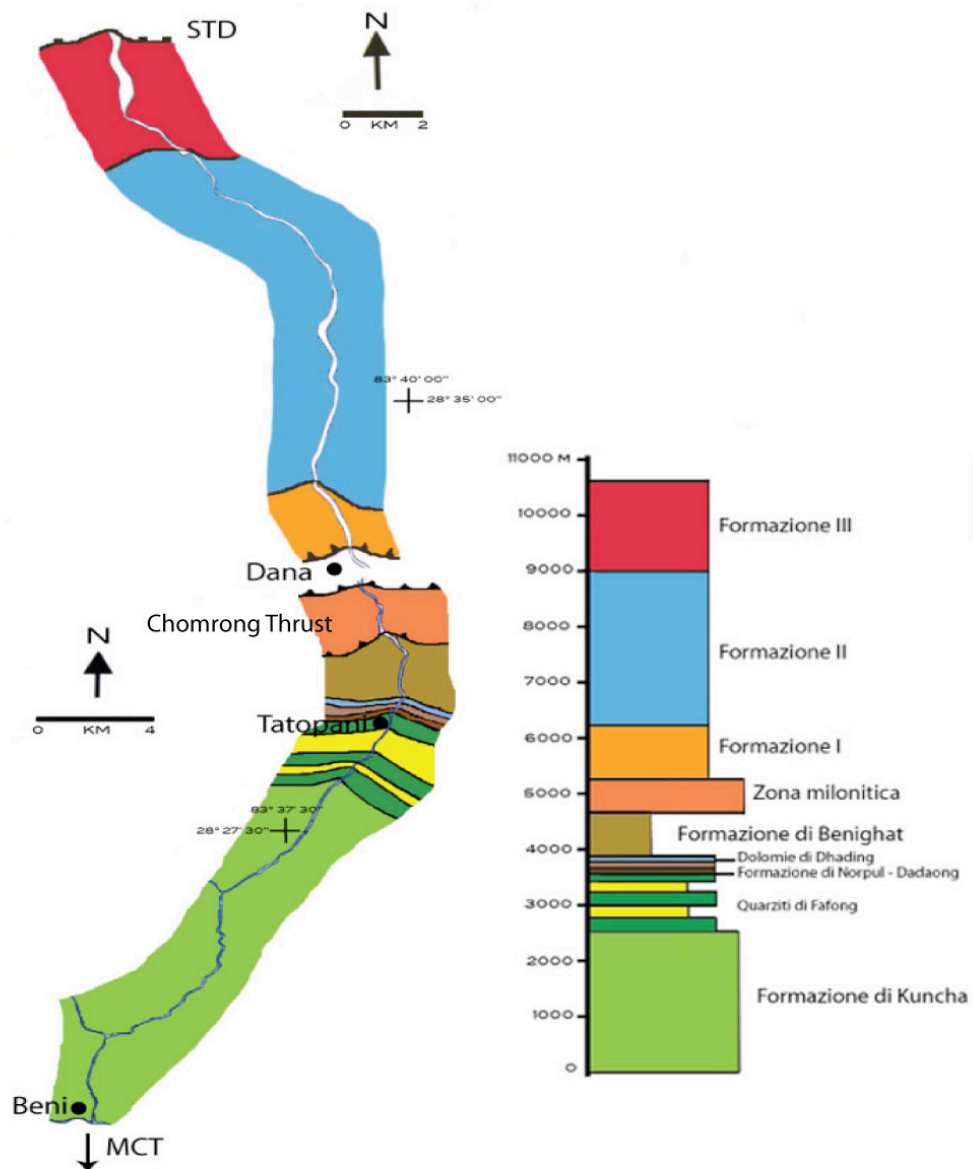


Fig. 2.1.2 Carta geologica e stratigrafia dell'Higher Himalayan Zone nella valle del Kali Gandaki. Modificata da Upreti e Yoshida (2005).

2.2 Storia metamorfica

La storia metamorfica delle rocce himalayane è caratterizzata da almeno due eventi principali, chiamati Eohimalayano e Neohimalayano (Vannay e Hodges, 1996; Godin et al., 2001).

Searle et al. (2010) riconoscono tuttavia due ulteriori eventi metamorfici e riassumono così la storia del metamorfismo dell'Higher Himalayan Zone:

- Prima fase di metamorfismo di grado eclogitico, durante la fase iniziale di subduzione della crosta indiana al di sotto del margine asiatico. Evento di alta pressione (27.5 Kbar, >100 Km di profondità) e temperatura (720-770°C) datato con metodo U-Pb a 46.4 Ma.
- Seconda fase (Eohimalayana) di metamorfismo Barroviano con picco anfibolitico nel campo della cianite. Evento di medio-alta pressione (9-11 Kbar, da 25 a 30 Km di profondità) e più bassa temperatura (550-680° C), datato a circa 37-30 Ma (Eocene-Oligocene). Si ritiene che sia legato al seppellimento e ispessimento crostale dovuto alla subduzione, con deformazione e sollevamento della catena.
- Terza fase (Neohimalayana) di temperatura maggiore ma pressione minore, con picco nel campo della sillimanite (620-770°C, 4.5-7 Kbar, 15-20 Km di profondità), di età Miocenica (23-16 Ma). Coincide con lo sviluppo e l'attività di MCT e STDS e con la produzione della maggior parte dei leucograniti per anatessi crostale. La fonte di calore di questo evento termico potrebbe derivare dal movimento del Main Central Thrust (Le Fort, 1975), potrebbe essere conseguenza della delaminazione della litosfera indiana, con risalita di materiale caldo astenosferico (aumento di temperatura e diminuzione di pressione) (Godin et al., 2001) oppure prodotto dalle stesse rocce protolite, grazie all'alto tasso di calore radiogenico (Searle et al., 2010).
- L'ultima fase, di metamorfismo e metasomatismo di bassa pressione ed alta temperatura, è stata riconosciuta solo nella porzione nord-occidentale (Nanga Parbat) e nord-orientale (Namche Barwa) della catena Himalayana.

Nella valle del Kaligandaki sono stati riconosciuti solo i due principali eventi Eohimalayano e Neohimalayano.

EVENTO EOHIMALAYANO (37-30 Ma)

Già Hodges et al. (1996) riconoscono due distinti eventi metamorfici con anatessi e produzione di migmatiti attraverso analisi geocronologiche U-Pb su zirconi e monaziti contenuti in ortogneiss leucogranitici, nel leucosoma delle migmatiti (Formazione I) e in dicchi leucogranitici presenti all'interno della Formazione I e II. Mentre gli zirconi mostrano età anche molto antiche, probabilmente ereditate da nuclei detritici pre-magmatici, dalle monaziti sono state ottenute età di 36.3 ± 0.4 Ma per gli ortogneiss e da 28 a 31.6 Ma e 22.5 per due diversi campioni di leucosoma. Le età più antiche suggeriscono perciò che l'area sia stata interessata da un'importante fase metamorfica Oligocenica.

Questa ipotesi è confermata da analisi svolte da Godin et al. (2001) attraverso geocronologia U-Pb su zirconi e monaziti. Le datazioni mostrano età del protolite per l'ortogneiss leucogranitico (Formazione III) di 483.6 ± 9 Ma mentre le età dei leucosomi vanno da 36.2 ± 3.7 Ma a 33.4 ± 0.1 Ma, fornendo l'evidenza di un evento di fusione. La datazione a 35 ± 3 Ma di un leucosoma a cianite e granato contenuto all'interno di scisti pelitici a sillimanite (Formazione III) a 35 ± 3 Ma viene interpretata come significativa evidenza di metamorfismo anatettico durante l'Oligocene.

Le cause dell'evento metamorfico Eohimalayano rimangono tuttavia ancora non completamente chiarite. Determinazioni geotermobarometriche (Vannay e Hodges, 1996) indicano condizioni P-T per la porzione superiore del nucleo metamorfico della valle del Kali Gandaki di $610 \pm 40^\circ$ C e 940 ± 90 MPa (9-10 Kbar). Queste pressioni corrispondono a profondità di 35 ± 4 Km, ovvero circa 10-15 Km in più della profondità massima della sequenza (5 Km di sequenza HHZ e 10-15 di sedimenti della zona Tibetana). L'ispessimento crostale necessario per il metamorfismo di medio-alta pressione Eohimalayano viene correlato agli eventi tettonici compressivi, in particolare allo sviluppo di una piega sud-vergente, chiamata "Fang Antiform" (Vannay e Hodges, 1996) oppure a quello successivo di diverse pieghe nord-vergenti associate ad un cono strutturale ("*fan structure*") all'interno della sequenza sedimentaria Tibetana (Godin et al., 2001, Kellet e Godin, 2009).

EVENTO NEOHIMALAYANO (22-20 Ma)

Molto più riconosciuto e meglio definito è il secondo evento metamorfico, Neohimalayano. Diverse datazioni attraverso geocronologia U-Pb individuano porzioni di leucosoma e intrusioni leucogranitiche appartenenti a questa fase, con età comprese tra 22.5 e 20.5 Ma (Miocene inferiore) (Hodges et al, 1996; Godin et al. 2001; Searle et al., 2010), contemporanee allo sviluppo del Main Central Thrust (21 Ma) e del South Tibetan Detachment (20-21 Ma) e all'intrusione dei corpi leucogranitici himalayani (Vannay e Hodges, 1996).

L'evento Miocenico viene generalmente attribuito ad una fase di decompressione e rapida esumazione, con conseguente picco metamorfico di alta temperatura (campo della sillimanite, 600-770° C) e più bassa pressione (da 4.5 a 7 Kbar) (Searle et al., 2010) (Figura 2.2.1). Per comprendere il meccanismo di risalita di una porzione di crosta intermedia sono state avanzate diverse ipotesi; tra queste è stato sviluppato, attraverso osservazioni in tutto l'arco himalayano, il modello detto di "Channel Flow", che attualmente pare essere il più appropriato (Kellet e Godin, 2009; Searle, 2010; Searle et al, 2010). Esso individua le cause dell'esumazione nell'attività contemporanea di MCT e STDS, a sua volta dovuta al potenziale gravitativo differenziale tra il plateau Tibetano ispessito (70-80 Km di spessore crostale e 5 Km di elevazione) e la crosta indiana in subduzione (40 Km di spessore e 0-1 Km di elevazione). Il movimento di thrust e detachment provoca l'estrusione verso Sud del nucleo viscoso e parzialmente fuso anche grazie al contrasto reologico tra esso e le circostanti porzioni crostali (crosta inferiore e superiore), non interessate da anatessi e quindi più rigide.

Durante questa fase di evoluzione retrograda le rocce dell'HHZ nella valle del Kaligandaki raggiunsero l'equilibrio in condizioni di pressione relativamente più alta che in altre zone della catena orogenica, come dimostra l'assenza di associazioni a sillimanite (Vannay e Hodges, 1996). Godin et al. (2001) suggeriscono picco metamorfico nell'area a 24 Km di profondità, 6 Kbar di pressione e 540°C. La presenza di sillimanite e di fuso anatettico viene generalmente assunta come indice di decompressione causata da esumazione molto rapida della sequenza metamorfica durante la fase estensionale del STD; l'assenza di sillimanite e la minor quantità di intrusioni granitiche presenti nella

sezione crostale del Kaligandaki potrebbero indicare tassi di deformazioni minori lungo il detachment dell'Annapurna rispetto ai segmenti più orientali del sistema di detachment Sud-Tibetano (Vannay e Hodges, 1996).

Al termine della storia metamorfica della sequenza cristallina si osserva un raffreddamento omogeneo compreso tra 15 e 13 Ma (Vannay e Hodges, 1996; Godin et al., 2001), associato allo sviluppo di una zona milonitica (Kalopani Shear Zone) presente localmente nella valle del Kaligandaki.

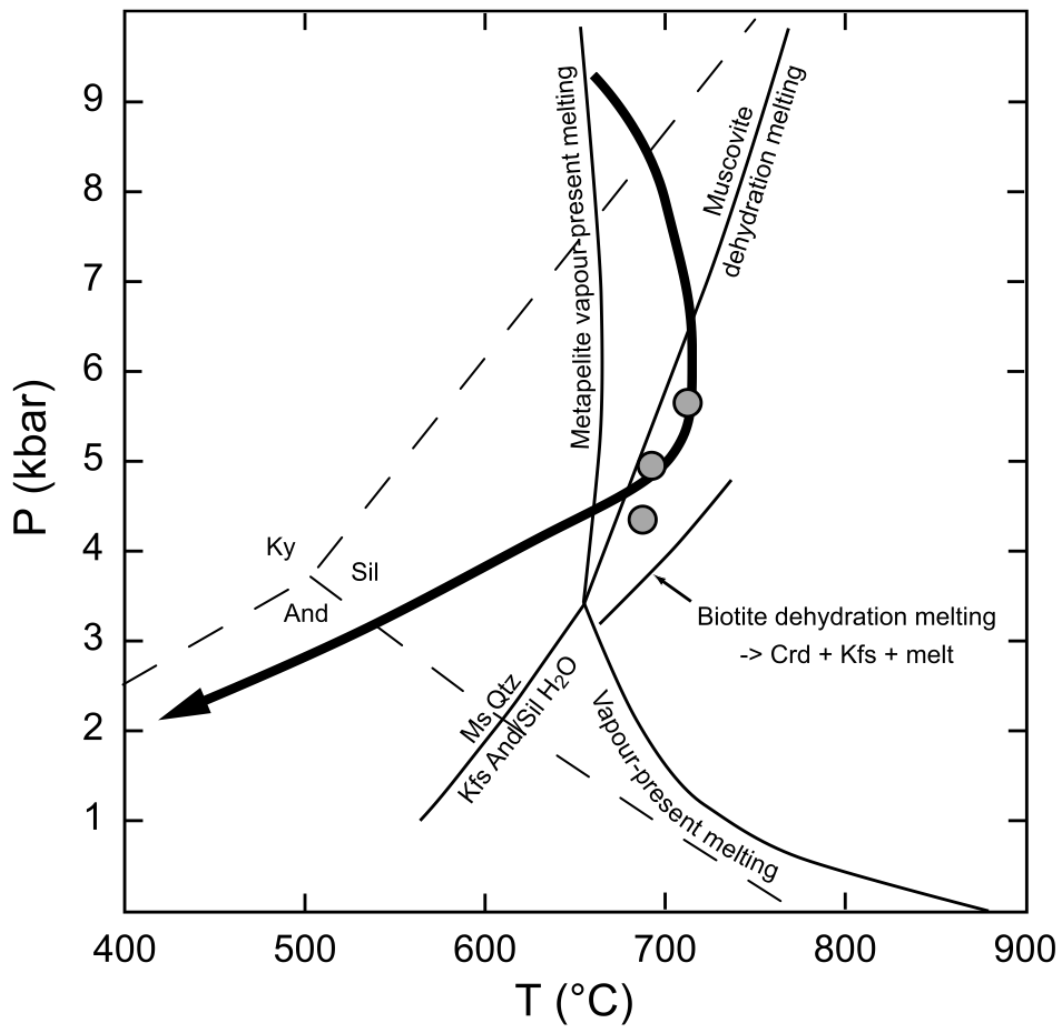


Fig. 2.2.1 Percorso P-T ipotizzato da Searle et al., sviluppato per il nucleo migmatitico miocenico dello Zaskar (Himalaya occidentale). Da Searle et al., 2010.

3. Inquadramento geografico e geologico: Zona Ivrea-Verbano, Italia settentrionale

La sezione crostale esposta al margine più occidentale delle Alpi meridionali, al confine tra Piemonte, Valle d'Aosta (Italia) e Svizzera rappresenta un'eccezionale area di studio poiché permette di osservare in successione continua da Ovest verso Est tutti i livelli crostali, dai più profondi rappresentati dalla zona Ivrea-Verbano a quelli intermedi della zona Strona-Ceneri (anche definita "Serie dei Laghi") e Val Colla, fino alle coperture sedimentarie della crosta superiore (Zingg et al., 1990; Handy et al., 1999; Quick et al., 1994).

La porzione di crosta profonda Paleozoica costituita dalle rocce intrusive e metamorfiche della zona Ivrea-Verbano, esumate e ruotate di circa 90° nell'attuale posizione dalla tettonica Alpina (Cenozoico), è separata dalle unità del basamento Austro-Alpino poste a Nord e a Ovest dalla Linea Insubrica, mentre ad Est è delimitata dal lineamento Cossato-Mergozzo-Brissago (CMB) e dalla zona di taglio di Pogallo e a Sud dalla linea di Cremosina (Boriani et al.; 1990; Zingg et al., 1990; Mulch et al., 2002; Rutter et al., 2007).

All'interno dell'area così definita sono riconosciute due unità principali: il Complesso Mafico Intrusivo, costituito da rocce ignee basiche come gabbri, dioriti e noriti (Voshage et al., 1990; Sinigoi et al., 1994; Barboza e Bergantz, 2000), e la formazione Kinzigitica, che comprende rocce di grado metamorfico da anfibolitico (Kinzigiti s.s) a granulitico (Stronaliti) (Schmid e Wood, 1976; Zingg, 1980; Quick et al., 2003) (Fig. 3.1).

COMPLESSO MAFICO INTRUSIVO

Il Complesso Mafico viene descritto per la prima volta nel lavoro di Rivalenti et al. (1975) come un importante corpo intrusivo stratificato (spesso fino a 10 Km), messo in posto tra 18 e 25 Km di profondità all'interno della crosta inferiore o al contatto tra crosta inferiore e mantello, in ambiente tettonicamente attivo, probabilmente durante il Permiano (Quick et al., 1994; Sinigoi et al., 1994).

Molte caratteristiche strutturali del complesso, tra cui foliazione, banding e distribuzione di inclusi crostali spessi da 1 a 100 m chiamati “septa” (Sinigoi et al., 1994) mostrano un andamento arcuato, con concavità rivolta verso Nord e nucleo in prossimità del fiume Sesia (Quick et al., 1994; Sinigoi et al., 1995).

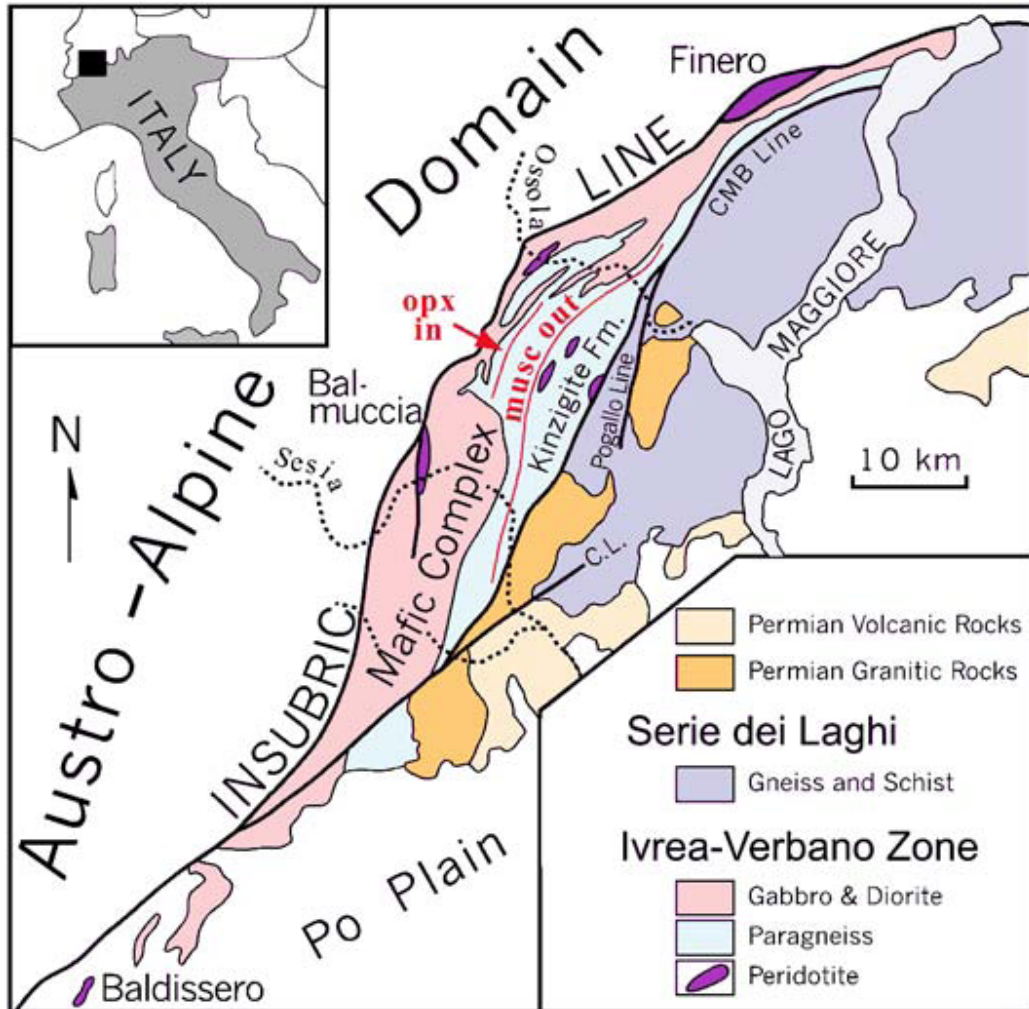


Fig. 3.1 Carta geologica delle alpi Sud-Occidentali, compresa la zona Ivrea-Verbano. Da Sinigoi et al., 2010.

La porzione più profonda del complesso è oggi esposta ad Ovest, vicino al lineamento insubrico; diversi autori identificano nella peridotite di Balmuccia il livello inferiore dell'intrusione e la testimonianza di un contatto crosta-mantello (Rivalenti et al., 1984; Quick et al., 1994; Sinigoi et al., 1994).

Dal limite con la peridotite di Balmuccia procedendo da Ovest verso Est vengono riconosciute diverse unità all'interno del Complesso Mafico (Rivalenti et al., 1984; Voshage et al., 1990; Quick et al., 1994; Sinigoi et al., 1994,1995) (Fig. 3.2):

- Zona Basale (*Basal Zone*) e Zona Intermedia (*Intermediate Zone*), consistono in circa 700 m di rocce mafiche ed ultramafiche stratificate e foliate, con evidenza di deformazione sinmagmatica, intercalate da *septa*, ovvero porzioni di rocce crostali separate dal materiale incassante (formazione Kinzigitica) e incorporate nel complesso magmatico. Petrologicamente l'intrusione è costituita nella porzione inferiore da clinopirosseniti, websteriti, peridotiti e gabbri mentre i *septa* sono paragneiss granulitici a plagioclasio, granato, quarzo ± sillimanite ± rutilo ± grafite ± ortopirosseno ± corindone. Associate ad essi si osservano rocce charnockitiche a quarzo ± ortopirosseno ± granato, interpretate come prodotto di cristallizzazione dal melt anatettico prodotto per fusione parziale dei *septa*.
- Zona Superiore (*Upper Zone*), costituita da 1-1.2 Km di noriti stratificate, gabbri (a olivina e a granato), anortositi e minori quantità di cumuliti ultramafiche. La transizione alle rocce sovrastanti avviene per progressiva diminuzione e perdita del layering.
- Gabbri (*Main Gabbro*), zona caratterizzata da gabbronoriti massive relativamente omogenee per 5-7 Km di spessore.
- Dioriti ("*Diorites*"), in cui si osserva la presenza di rocce ricche in biotite, prima assente. Il gruppo delle dioriti comprende rocce eterogenee, tuttavia la componente dominante è costituita da dioriti a orneblenda e biotite.

Localmente nella parte superiore del complesso si possono incontrare rocce più evolute, fino a granitiche (Monte Luvot, Quick et al., 1994).

Il contatto tra il corpo intrusivo e le rocce circostanti ha inoltre causato la fusione parziale delle Kinzigiti, con conseguente sviluppo di migmatiti e migrazione del fuso prodotto (Sinigoi et al., 1995). Studi isotopici degli elementi

in traccia, in particolare Rb, Sr, Sm, Nd, O e REE svolti da Voshage et al. (1990) e Sinigoi et al. (1994, 1995) indicano che il Complesso Mafico ha assimilato durante il suo sviluppo significative quantità di materiale di origine crostale. Le evidenze maggiori di contaminazione crostale si osservano dagli scostamenti isotopici nella zona caratterizzata dalla presenza di *septa* (*paragneiss-bearing belt*, Sinigoi et al., 1995); la sorgente della contaminazione viene individuata in materiale crostale di composizione simile ai *septa*, impoverito da un primo evento di fusione che avrebbe originato fusi anatettici arricchiti in elementi incompatibili nella crosta intermedia, successivamente interessato da ulteriore anatessi (Sinigoi et al., 1994, 1995).

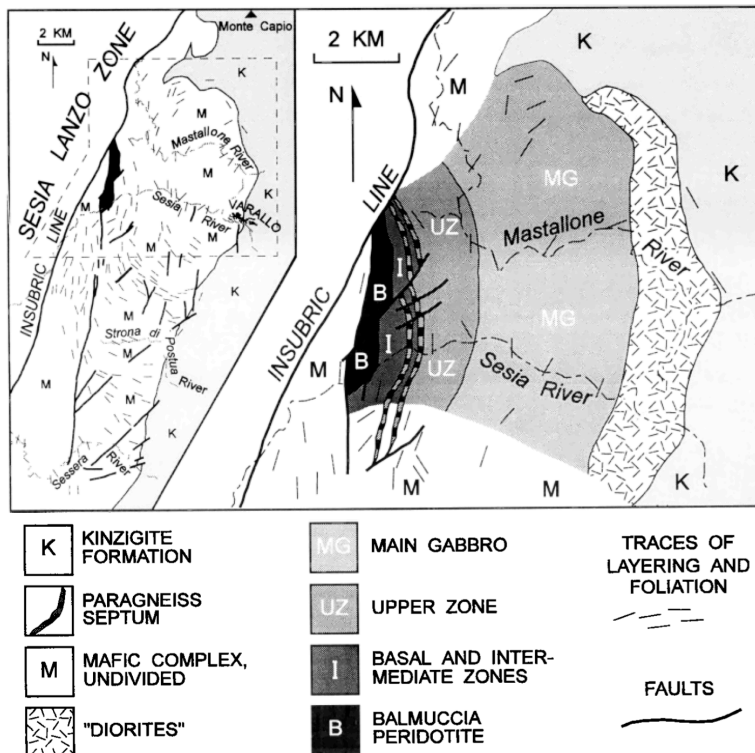


Fig. 3.2 Geologia del Complesso Mafico Intrusivo nella porzione meridionale della Zona Ivrea-Verbano. Da Sinigoi et al., 1994.

La risalita e messa in posto di materiale caldo mantellico alla base della crosta inferiore è stata storicamente individuata come evento che avrebbe causato il metamorfismo regionale nelle rocce della Formazione Kinzigitica (Schmid e Wood, 1976; Schnetger, 1994; Henk et al., 1997; Vavra et al., 1999) a circa 300-295 Ma.

Tuttavia alcuni autori sostengono un'evoluzione diversa, con picco metamorfico regionale antecedente l'intrusione e non correlato con essa (Rivalenti et al., 1984). Barboza et al. (1999) hanno indicato diverse evidenze a sostegno della seconda ipotesi, tra le quali la relazione tra il complesso igneo e le isograde metamorfiche regionali e la sovrapposizione di associazioni mineralogiche di contatto su quelle regionali in un'aureola di soli 2-3 Km di spessore a partire dall'intrusione mafica (Barboza et al., 1999). Nuove datazioni U-Pb su zirconi svolte da Peressini et al. (2007) indicano età omogenee per il Complesso Mafico superiore di 288 ± 4 Ma, mentre la porzione inferiore mostra una storia più complessa, con età comprese tra 265 e 310 Ma. Gli autori concludono ipotizzando un picco metamorfico nella crosta inferiore a 310 Ma, seguito dall'intrusione del Complesso Mafico da circa 295 Ma (inizio) fino a 288 Ma (intrusione della porzione superiore) e raffreddamento nei successivi 10-15 Ma.

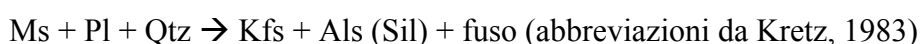
FORMAZIONE KINZIGITICA

La Formazione Kinzigitica è costituita prevalentemente da metapeliti e metagrovacche con subordinate metabasiti e metacarbonati metamorfosati in facies da anfibolitica a granulitica. Il grado metamorfico mostra un continuo e regolare incremento procedendo da Est verso Ovest, con rocce anfibolitiche (Kinzigiti) presenti nella porzione più prossima alla linea CMB e alla zona Strona-Ceneri mentre le condizioni di pressione e temperatura più elevate si riscontrano in rocce granulitiche (Stronaliti) vicine al Complesso Mafico intrusivo e alla Linea Insubrica (Schmid e Wood, 1976; Zingg, 1980; Henk et al., 1997). Lenti di metabasiti presenti alla base della formazione mostrano andamento degli elementi in traccia simili a quelli di basalti di dorsale oceanica (MORB) (Sills e Tarney, 1984); questo ha portato alcuni autori ad interpretarli come lembi di crosta oceanica di margine attivo su cui si sarebbe deposto un cuneo di accrezione sedimentario nel Devoniano superiore (età di 389 ± 14 Ma) oppure Carbonifero inferiore (età di 355 ± 5 Ma). I protoliti magmatici e sedimentari così depositi sarebbero stati interessati dall'orogenesi Varisica nel Carbonifero, con sovraimpronta metamorfica regionale di tipo Barroviano e

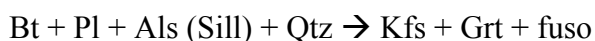
trasformazione in metabasiti e metapeliti (Handy et al., 1999; Vavra et al., 1999, Barboza e Bergantz, 2000).

Le metapeliti alluminifere della formazione Kinzigitica sono caratterizzate da paragenesi a biotite + quarzo + plagioclasio + granato + sillimanite \pm K-feldspato \pm muscovite. La rara presenza di cordierite e spinello ercinitico è segnalata nella parte meridionale della zona Ivrea-Verbano e vicino al contatto con il Complesso Mafico. Come minerali accessori sono frequenti: zircone, monazite, ilmenite, rutilo, grafite, apatite, pirite, calcopirite e corindone (Zingg, 1980; Barboza e Bergantz, 2000).

Già Zingg (1980) descrive alcune isograde riconoscibili a scala regionale che separano zone a grado metamorfico crescente da Sud-Est verso Nord-Ovest. Per le metapeliti l'isograda più significativa è quella che segna il limite tra la presenza di muscovite e di K-feldspato secondo la reazione di fusione per deidratazione:



seguita nella zona a K-feldspato dall'incremento di granato a spese di biotite secondo la reazione continua:



con formazione di rutilo quando il contenuto in TiO_2 nelle biotiti eccede il 6%.

Oltre alla presenza di determinate associazioni mineralogiche, Zingg (1980) osserva l'aumento di grana e la variazione nella tessitura delle metapeliti, che passa da lepidoblastica nella anfiboliti a granoblastica nelle granuliti.

Nelle metabasiti l'aumento di grado metamorfico è indicato da un aumento nel contenuto in clinopirosseno e dalla sostituzione da parte di ortopirosseno + granato degli anfiboli (Schmid e Wood, 1976; Zingg, 1980).

La favorevole successione di associazioni mineralogiche nelle metapeliti della formazione Kinzigitica ha permesso la determinazione delle condizioni P-T del metamorfismo a scala regionale. Utilizzando barometria GASP (Grt-Als-Qtz-Pl) e termometria a Grt-Bt, Schmid e Wood (1976) ottengono pressioni di picco di 9-11 \pm 1.2 Kbar in prossimità della linea Insubrica, suggerendo un massimo spessore crostale di circa 25-30 Km, e temperature di 700-820° C (Schmid e

Wood, 1976; Handy et al., 1999). Con gli stessi metodi geotermobarometrici Henk et al. (1997) analizzano un transetto lungo la Val Strona, ottenendo picco metamorfico di 8.3 ± 2 Kbar e $810 \pm 50^\circ\text{C}$ a Nord-Ovest e di 4.3 ± 1 Kbar e $615 \pm 30^\circ\text{C}$ a Sud-Est, in prossimità della linea CMB (Fig. 3.3).

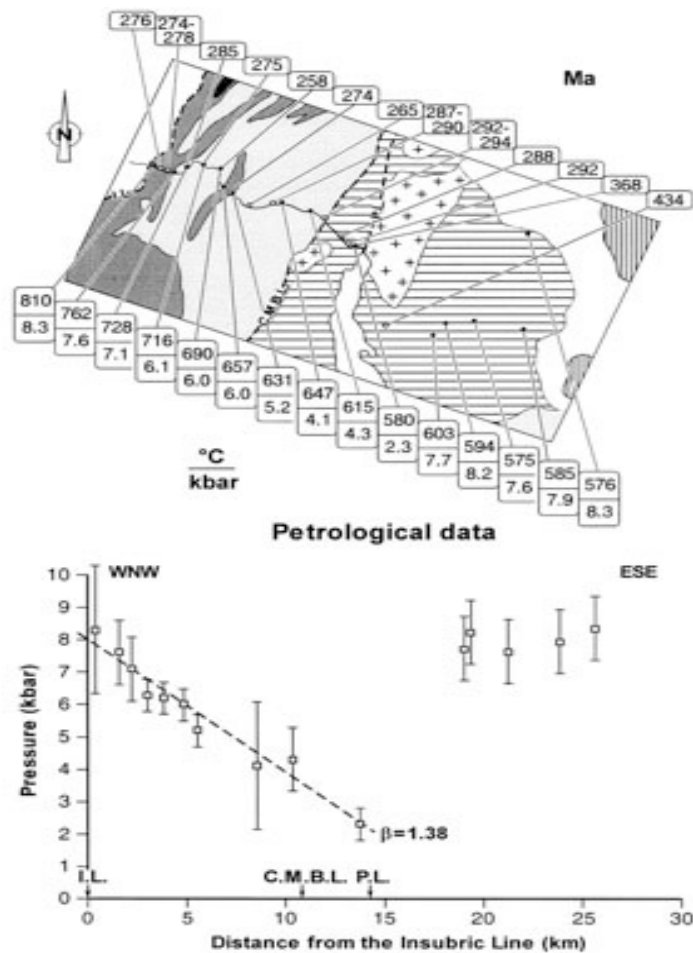


Fig. 3.3 Datazioni U-Pb su monaziti e condizioni P-T di picco metamorfico stimate da Henk et al. (1997) per un transetto lungo la Val Strona.

Durante il picco metamorfico le metapeliti sono interessate da anatessi per reazioni di deidratazione di muscovite e successivamente biotite, con formazione di migmatiti ed estrazione di fuso. Schmid e Wood (1976) stimano che circa il 60% in peso della massa originaria delle rocce sia stata trasformata in fuso granodioritico “degranitizzato”, ovvero impoverito in elementi granitofili (K e

H). Schnetger (1994) calcola invece per l'anatessi di metapeliti nella Zona Ivrea-Verbano una percentuale di fuso prodotto tra il 19 e il 48%, con perdita del 25-40% per processi di estrazione e segregazione.

Ulteriori eventi anatettici potrebbero essere avvenuti durante la storia metamorfica dell'area dopo il picco regionale Varisico, ad esempio in prossimità dell'intrusione del Complesso Mafico, dove viene riconosciuto un'aureola di contatto di alta temperatura e bassa pressione (650-750° C e 3-6 Kbar), con estrazione del 30% di fuso granitico (Sinigoi et al., 1994; Barboza e Bergantz, 2000).

STORIA DEFORMATIVA

La zona Ivrea-Verbano è delimitata lungo tutta la sua estensione da diversi lineamenti che comprendono zone milonitiche e faglie sviluppate in diversi momenti durante la complessa evoluzione deformativa e metamorfica dell'area (Fig. 3.4).

Il margine orientale della formazione Kinzigitica è separato dalla sovrastante zona Strona-Ceneri da una fascia milonitica, spessa 2-3 Km, chiamata Linea Cossato-Mergozzo-Brissago (CMB), considerata testimonianza dell'evento deformativo più antico post-orogenesi Varisica riconoscibile per la zona Ivrea-Verbano (Boriani et al., 1990; Handy et al., 1999). Antecedenti alla formazione della linea CMD vengono individuate da Handy et al. (1999) almeno due generazioni di pieghe isoclinali, quasi coassiali, classificate come "*Verbano Phase*" (D1) e "*Ossola Phase*" (D2). Anche Rutter et al. (2007) riconosce due fasi deformative principali pre-Permiane, forse riferite all'orogenesi Varisica. Le strutture generate da un primo evento F1, definito "*Pre-Massone folding*", sono intersecate dalle caratteristiche strutturali tipiche della seconda, ben riconoscibile fase chiamata "*Massone folding*" (F2). All'interno della formazione Kinzigitica sono presenti vene leucosomatiche deformate da questa seconda fase; ciò indica che almeno parte del metamorfismo regionale e anatettico nell'area è precedente o contemporaneo all'evento deformativo F2 (Rutter et al., 2007).

Nel Permiano inferiore ha inizio l'attività della linea CMB (D3), una zona di shear transtensiva a basso angolo, successivamente verticalizzata a causa della tettonica alpina (Boriani et al., 1990; Rutter et al., 2007). Questa zona milonitica in facies anfibolitica è spazialmente associata e intersecata da numerosi dicchi, sia felsici che mafici, di origine sin-tettonica (Mulch et al., 2002). Datazioni attraverso geocronologia U-Pb su dicchi di composizione dioritica e granitica hanno dimostrato l'età Permiana (275-285 Ma) dell'evento transtensivo, coevo con la messa in posto a livelli crostali inferiori del Complesso Mafico e successivo al metamorfismo regionale. Analisi chimiche sugli stessi campioni suggeriscono inoltre un'origine mista, mantellica (per risalita di magmi dioritici dal Complesso Mafico) e crostale (per anatessi in prossimità della zona milonitica delle metapeliti della Formazione Kinzigitica), dei fusi intrusi a livelli crostali da profondi ad intermedi (Mulch et al., 2002).

La linea CMB è localmente intersecata e talvolta sovrainpressa da un'ulteriore zona di shear, chiamata Linea di Pogallo, caratterizzata da miloniti retrograde in facies anfibolitica (Boriani, 1990; Zingg et al., 1990; Handy et al., 1999). Molti autori individuano in questa fase un evento di decompressione e raffreddamento Mesozoico (180-210 Ma), con formazione anche di miloniti in facies scisti verdi e cataclasiti (D4) (Zingg et al., 1990; Handy et al., 1999, Mulch et al., 2002).

La fase di esumazione iniziata con decompressione e metamorfismo retrogrado collegati all'evento estensionale Triassico-Giurassico ha termine con l'inizio dell'orogenesi Alpina, con lo smembramento ed esumazione definitiva di porzioni crostali differenti. Quest'ultimo evento (D5) provoca la verticalizzazione delle rocce della zona Ivrea-Verbano e lo sviluppo di due faglie di tipo fragile, la Linea di Cremosina in direzione NordEst-SudOvest che borda il margine meridionale dell'area e la Linea Insubrica, che limita il complesso a Nord e ad Ovest (Handy et al., 1999; Rutter et al., 2007).

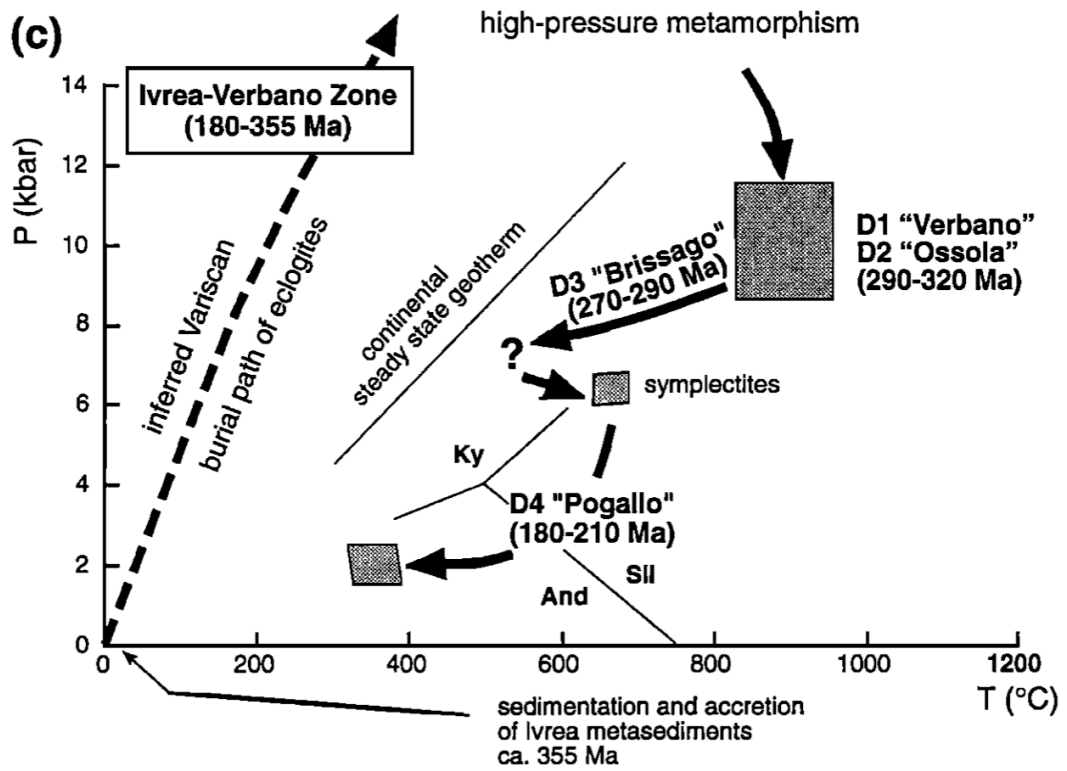


Fig. 3.4 Percorsi P-T-t proposto da Handy et al. per le metapeliti in facies granulitica (stronaliti) della zona Ivrea-Verbano. Da Handy et al. 1999.

4. Strumenti e Metodi

L'analisi petrografica e microstrutturale preliminare dei campioni è stata effettuata attraverso microscopia ottica a luce riflessa e trasmessa su sezioni lucide sia sottili (30 μm) che spesse (da 150 a 200 μm) di roccia e, solo nel caso Himalayano, di granati singoli.

Immagine dettagliate delle inclusioni sia cristallizzate che rifuse e microanalisi chimiche semi-quantitative sono state raccolte utilizzando diversi apparati per microscopia elettronica a scansione (SEM):

- 1- CAM SCAN MX2500 con filamento LaB₆, presso il Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova
- 2- Sigma Zeiss Field Emission SEM, con detector Oxford XMax EDS-Silicon Drifted, presso l'istituto IENI, CNR di Padova

Sono state registrate immagini attraverso acquisizione del segnale da elettroni retro diffusi (backscatter electrons, BSE) con accelerazione del fascio di 15 e 20 kV, distanza di lavoro (working distance, WD) tra 13 e 22 e ingrandimento variabile a seconda dell'inclusione. La risoluzione delle immagini è di 1024 \times 768 pixel (dispositivo IENI) e 1280 \times 1024 pixel (CAM SCAN).

E' stata anche raccolta una mappa a raggi X per la concentrazione degli elementi maggiori di una porzione di granato Himalayano, con accelerazione del fascio di 20 kV e risoluzione 512x400 pixel.

L'analisi chimica del granato è stata perfezionata attraverso analisi in microsonda elettronica svolte su transetti ortogonali passanti per il nucleo di un granato Himalayano e di uno della zona di Ivrea. Si è utilizzata una microsonda Cameca SX50 del CNR-IGG disponibile presso il Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova, con accelerazione del fascio di 15 kV.

L'analisi chimica dei fusi omogeneizzati e dei prodotti di neoformazione è stata effettuata tramite microsonda elettronica Superprobe Jeol JXA-8200 presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, con accelerazione del fascio di 15 Kvolt, diametro di circa 1 μm , 2 nA di corrente, tempo di

acquisizione di 10 secondi sul picco e 2 secondi sul background. La correzione per la perdita di alcali (in particolare sodio e potassio) è stata calcolata su uno standard di composizione nota, ovvero un vetro idrato (contenuto in H₂O = 5,5 % del peso in ossidi) (Acosta-Vigil et al., 2003; Morgan e London, 2005).

Si è cercato di rifondere ed omogeneizzare le inclusioni in frammenti (*chip*) di granato ricavate da sezioni spesse (150-200 µm) lucidate su entrambe le facce utilizzando il tavolino di alta temperatura LINKAM TS1500 disponibile presso il Laboratorio di Inclusioni Fluide, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma.

Il tavolino riscaldante è uno strumento utilizzato per lo studio di inclusioni di fuso poiché è in grado di raggiungere temperature da valore ambiente fino a 1500° C (Fig 4.1). Ponendo l'oggetto di studio all'interno del fornello in ceramica è possibile scaldarlo fino a fonderlo a pressione ambiente, a tassi di riscaldamento controllabili fino a 200° C/minuto e variabili durante l'esperimento, con la possibilità di introdurre delle pause per permettere una migliore omogeneizzazione dei campioni (rampe di fusione). Lo strumento montato su di un microscopio ottico permette inoltre di osservare in tempo reale ed eventualmente filmare le variazioni che avvengono nei campioni durante la fusione.

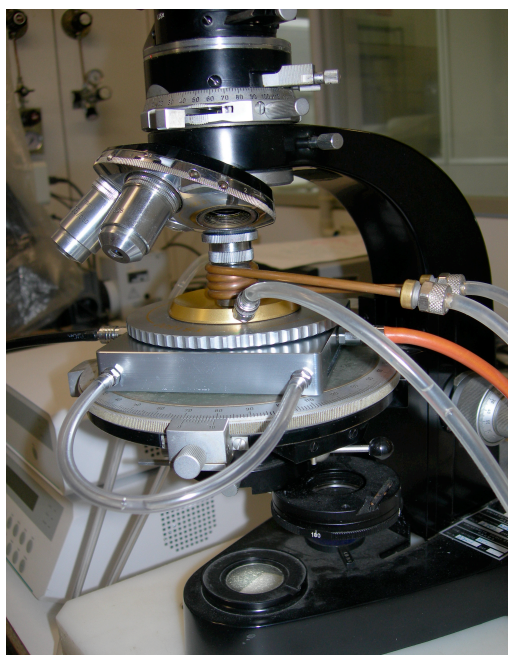


Fig 4.1
Microscopio e tavolino riscaldante
utilizzati per gli esperimenti di
rifusione delle inclusioni presso il
Dipartimento di Scienze della Terra,
Università di Parma.

Gli esperimenti si sono svolti entro la camera del tavolino a pressione ambiente e in condizioni riducenti (ottenute attraverso flusso di He) per evitare l'ossidazione dei campioni.

Il fattore di correzione di temperatura applicato è stato calibrato sui punti di fusione di $K_2Cr_2O_7$ (398° C), Ag (962° C) e Au (1064° C). La precisione stimata è di $\pm 15^\circ C$.

Per i primi esperimenti si è utilizzata la seguente rampa:

- 50°C/min fino a 550°C e pausa di 2 ore
- 40°C/min fino ad inizio fusione, con pause di 15 minuti ad inizio e termine fusione

Poiché l'analisi dei primi campioni ha mostrato l'inefficacia della rampa iniziale nei successivi esperimenti si è provveduto a modificarla come segue:

- 50°C/min fino a 550°C e pausa di 20 minuti
- 40°C/min fino a 650°C e pausa di 10 minuti
- 20°C/min fino alla temperatura di inizio fusione con pause di 5 minuti ogni 25°C e una pausa finale prima di estrarre di campione dai 15 ai 30 minuti.

Al termine degli esperimenti i campioni sono stati congelati in azoto liquido per evitare la ricristallizzazione delle inclusioni vetrose, che potrebbe avvenire in caso di raffreddamento lento.

I frammenti così rifusi sono stati incollati su vetrino e lucidati per esporre la superficie delle inclusioni attraverso un primo passaggio a mano su fogli abrasivi di Al_2O_3 e SiC con granulometria di 15 e 9 μm e un successivo passaggio a macchina (Planopol V) con panni "Gold Label" e "White Label" da 12" e sospensione diamantata di granulometria 6 e 1 μm (materiale fornito da Allied High Tech Products, Inc.) per 1-2 minuti a 250 rpm e peso sul campione di 1125 g (passaggio a 6 μm) e 475 g (passaggio a 1 μm) per perfezionare la lucidatura.

Un esperimento di rifusione a pressione controllata è stato effettuato presso il Laboratorio di Petrologia Sperimentale del Dipartimento di Scienze della Terra,

Università di Milano attraverso un apparato sperimentale denominato *single stage piston cylinder*. Come nel caso del tavolino riscaldante sono stati utilizzati piccoli (< 2 mm) frammenti di granato isolati da sezioni spesse (circa $200 \mu\text{m}$) e lucide (non necessariamente su entrambe le facce). Singole porzioni di minerale sono state inserite in capsule di oro del diametro di 3 mm, alternate a polvere di silice. In totale sono state confezionate tre capsule: una per i campioni himalayani e due per i granati della Zona Ivrea-Verbano, poiché si è scelto di separare il campione n°21, raccolto in posto, dai campioni n°8 e 9 di cui non si conosce l'esatta provenienza.

Le capsule sono state sigillate attraverso microsaldatura elettrica ad arco e inserite all'interno di un porta campioni di MgO, a sua volta racchiuso all'interno di un contenitore di NaCl insieme a grafite. Il tutto è stato inserito all'interno di un *piston cylinder* a fase singola ("Johannes-type"), strumento in grado di indurre nei campioni pressioni fino a 25 Kbar e temperature fino a 1400°C (Fig 4.2). L'esperimento è stato condotto a 8 Kbar di pressione e 900°C di temperatura per 24 ore. La temperatura è controllata attraverso termocoppia tipo K, con accuratezza di $\pm 5^\circ\text{C}$, mentre la pressione è misurata da una cella di carico con accuratezza di $\pm 0,4$ Kbar.



Fig 4.2 Piston cylinder utilizzato per l'esperimento di rifusione delle inclusioni a pressione controllata presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano.

Alla fine dell'esperimento le capsule sono state congelate e singolarmente inglobate in resina epossidica. Le pastiglie così ottenute sono state lucidate manualmente per esporre la superficie dei granati e le inclusioni attraverso l'utilizzo di fogli abrasivi di 1200, 2400 e 4000 mesh montati su un piatto rotante (LaboPol 5). Per perfezionare la lucidatura si è effettuato un passaggio a macchina con sospensione diamantata da 1 μm per 1-2 minuti a 250 rpm e peso di 475g.

5. Petrografia, descrizione e localizzazione dei campioni

5.1 Paragneiss migmatitici a cianite, Valle del Kaligandaki, Nepal

Campioni di roccia e singoli granati sciolti sono stati forniti dal professor D. Visonà che li ha raccolti nell'Ottobre 2010 durante una spedizione di ricerca delle Università di Padova e Pisa nella valle del Kaligandaki, Nepal (progetto PRIN “Meccanismi di esumazione nelle catene collisionali; processi geologici a livelli crostali profondi, intermedi e superficiali”).

L'analisi si è concentrata su campioni di paragneiss migmatitici della Formazione I, raccolti lungo una strada qualche Km a Nord di Dana, vicino al villaggio di Titar (latitudine N 28° 34' 13'' e longitudine E 83° 38' 20'', quota 1787 metri) (Fig. 5.1.1).

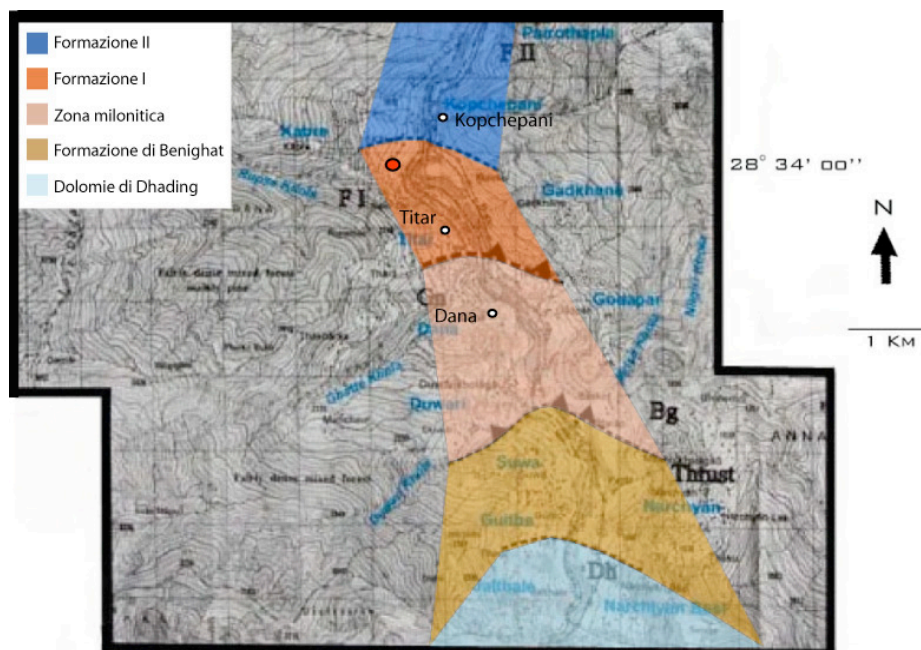


Fig. 5.1.1 Localizzazione geografica e geologica della zona campionata, modificata da Upreti e Yoshida, 2005.

Durante l'osservazione preliminare al microscopio ottico delle fasi presenti sono state notate all'interno di alcuni granati inclusioni policristalline simili a quelle già descritte da Cesare et al. (2009) nelle Khondaliti del Kerala e successivamente individuate in altre zone migmatitiche (Cesare et al., 2011). La sospetta origine anatettica di tali inclusioni e le conoscenze circa la storia geologica delle rocce del basamento cristallino Himalayano (vedi capitolo 2) hanno portato alla decisione di indagare maggiormente i campioni alla ricerca di nanograniti.

Per l'osservazione petrologica sono state eseguite ed analizzate 4 sezioni sottili di roccia (30 μm), 6 sezioni spesse (150-200 μm) di granati sciolti e 3 sezioni spesse di granati estratti dai campioni raccolti, da cui è stato poi ricavato il materiale per la rifusione.

Gli gneiss sono costituiti da quarzo + plagioclasio + biotite + granato + cianite + muscovite + clorite. Come minerali accessori sono presenti monazite, apatite, zirconio, tormalina, rutilo e ilmenite. Localmente all'interno di fratture, ai bordi della cianite e talvolta della biotite si osservano cristalli aciculari di sospetta sillimanite, presente spesso in associazione con muscovite (Fig. 5.1.2).

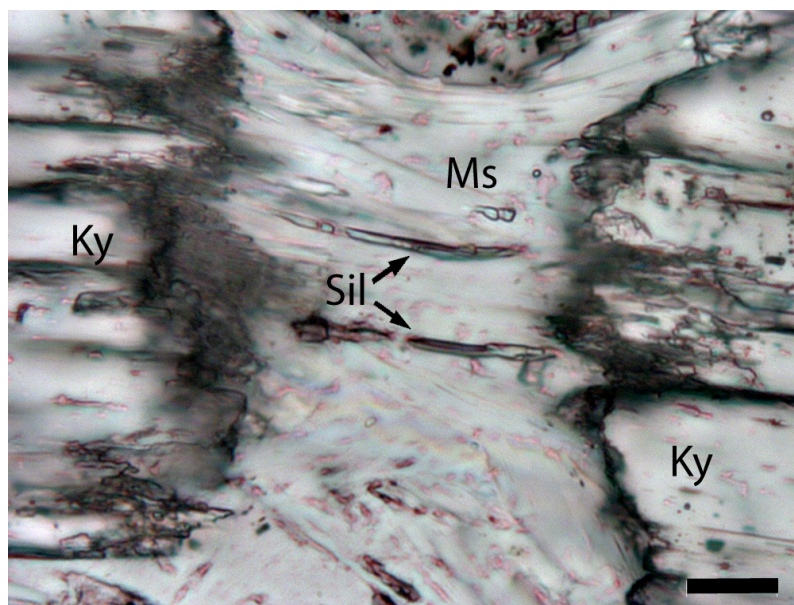


Fig. 5.1.2 Cristalli di probabile sillimanite + muscovite presenti in micro-boudin di cianite. Abbreviazioni da Kretz (1983). Scala: 20 μm .

Si nota l'assenza di K-feldspato e la rara presenza di plagioclasio. La muscovite è presente in quantità subordinata rispetto a biotite; si presenta in lamelle idiomorfe lunghe fino a 1,5 mm oppure sotto forma di aggregato microcristallino all'interno di fratture e ai limiti intergranulari in particolare della cianite. La biotite è localmente cloritizzata. Si osservano cristalli di ilmenite aciculare ben sviluppati ai bordi di biotite, talvolta in associazione con mica bianca (simplectiti a muscovite-ilmenite). Il quarzo presenta spesso estinzione ondulata e bordi lobati tipici di ricristallizzazione dinamica per *grain boundary migration* in regime di deformazione duttile. Anche la cianite può presentare estinzione ondulata.

La tessitura della roccia è porfiroblastica a grana abbastanza grossa (quarzo 1-2 mm, cianite fino ad alcuni cm), spesso con una scistosità data dalla spiccata orientazione dei fillosilicati e con una netta separazione di livelli melanocratici (biotite + granato) e leucocratici (quarzo + plagioclasio) (Fig. 5.1.3).

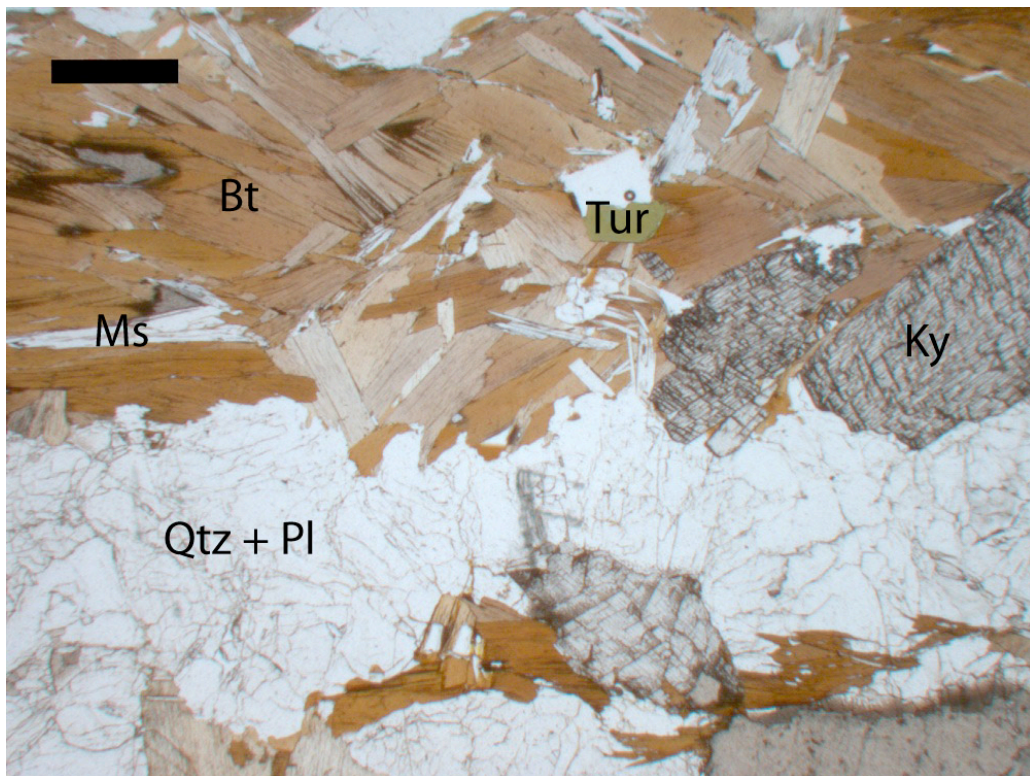


Fig. 5.1.3 Microstruttura della roccia in sezione sottile. Scala: 1 mm.

I granati hanno dimensioni che vanno da 3 a 10 mm in diametro e si presentano in sezione sottile abbastanza fratturati, con sistemi di fratture paralleli tra loro, generalmente subedrali e con bordi irregolari, spesso contornati da biotite. Contengono numerose inclusioni di dimensioni molto eterogenee, da 1 mm circa (prevalentemente costituite da biotite e quarzo) fino ai pochi micron delle inclusioni di apatite, rutilo, ilmenite e clorite, concentrate prevalentemente al nucleo ma in alcuni rari casi presenti anche ai bordi (Fig. 5.1.4).

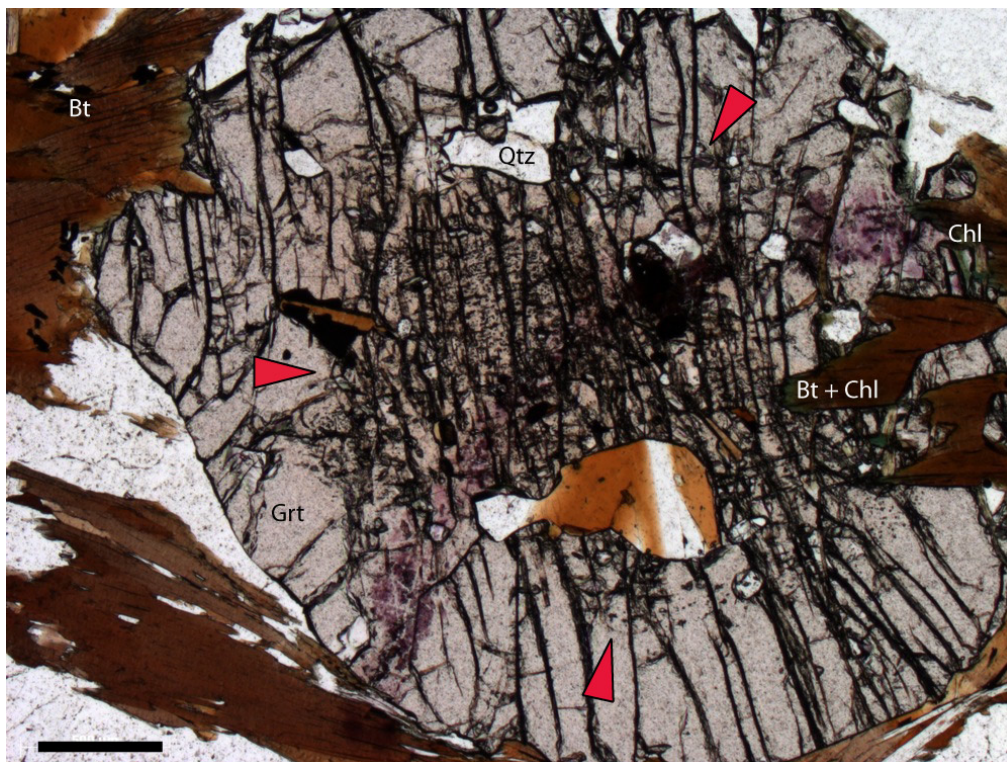


Fig. 5.1.4 Granato in sezione sottile, circondato da biotite. Si nota la concentrazione di inclusioni al nucleo (freccie). Scala: 1 mm.

I granati raccolti nel detrito hanno generalmente dimensioni maggiori (intorno ai 10 mm), sono arrotondati e ricchi di inclusioni al nucleo e a qualche centinaia di μm dal bordo. Al nucleo sono abbondanti le inclusioni di minerali opachi (prevalentemente ilmenite), biotite e quarzo di dimensioni anche notevoli (fino ad 1 mm) mentre verso il bordo si osservano inclusioni di dimensioni inferiori, spesso costituite da cristalli di apatite, zircone, monazite.

Gli gneiss sono parzialmente migmatizzati; la porzione melanocratica data dai livelli di biotite e granato rappresenta il *residuum*, ovvero la porzione di neosoma rimasto in situ dopo l'estrazione del fuso (Sawyer, 2008), di cui rimangono testimonianze sotto forma di venette subparallele leucocratiche a quarzo + cianite \pm plagioclasio.

La conferma microstrutturale di anatessi, seguendo i criteri riassunti da Holness et al. (2011), è fornita da pseudomorfofosi di melt presenti intorno a granuli di dimensioni maggiori (cianite o granato) nelle porzioni leucocratiche (Fig. 5.1.5), oltre che dalla presenza di nanograniti all'interno di minerali peritettici.

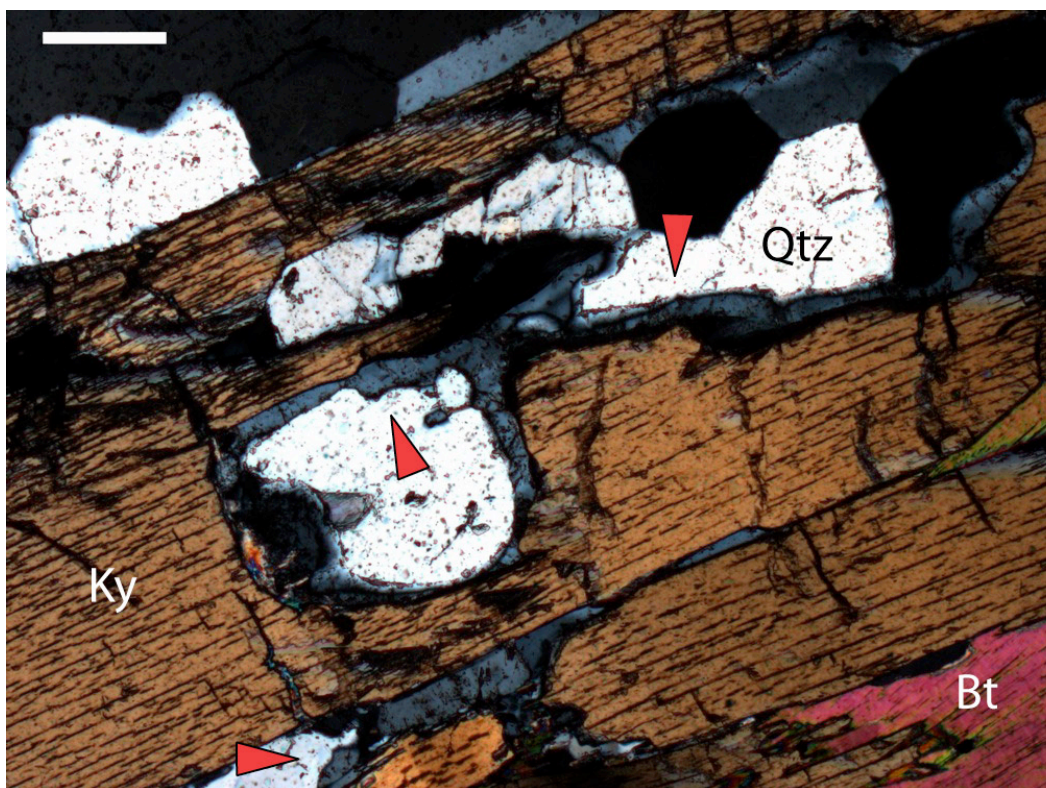
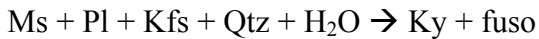


Fig. 5.1.5 Plagioclasio cristallizzato come pseudomorfofosi di fuso (freccie) intorno a quarzo incluso in cristalli di cianite. Scala 200 μm .

INTERPRETAZIONE DELLE MICROSTRUTTURE

Data l'assenza di K-feldspato nelle rocce e la presenza di cianite si può ipotizzare che un evento anatettico ad alta pressione (almeno 8-9 Kbar) sia avvenuto secondo la reazione di fusione per deidratazione:



che a queste pressioni avviene a partire da circa 650° C, in accordo con quanto proposto da Spear (1989).

Alle pressioni di interesse l'associazione mineralogica a granato + cianite + biotite + muscovite + plagioclasio + quarzo + rutilo + fuso è stabile tra circa 650 e circa 750° C. In questo campo P-T la formazione di granato può avvenire attraverso reazioni continue che, all'aumentare della temperatura, provocano la destabilizzazione di muscovite, con conseguente liberazione di ferro e magnesio contenuti nella molecola fengitica.

In eccesso di quarzo e plagioclasio la presenza di muscovite idiomorfa indica che non è stata superata la reazione:



che implicherebbe la scomparsa quasi totale di muscovite per temperature di 750° C alle pressioni di interesse.

Infine la presenza di presunta sillimanite, (Fig. 5.1.2) potrebbe testimoniare un evento di decompressione avvenuto durante l'evoluzione metamorfica miocenica (evento Neohimalayano, vedi capitolo 2) successivo all'evento anatettico Eohimalayano di alta pressione.

L'osservazione petrografica attraverso microscopia ottica in luce sia trasmessa che riflessa si è basata su una decina di sezioni sottili e altrettante sezioni spesse dei campioni. Le kinzigiti della zona di Ivrea sono caratterizzate da una associazione mineralogica a quarzo, biotite, sillimanite, granato, grafite, plagioclasio e K-feldspato \pm cordierite \pm muscovite. Come minerali accessori si osservano zircone, monazite, apatite, ilmenite, spinello. Cordierite e raro spinello ercinitico si osservano solo nel campione n°8.

La muscovite è presente in quantità limitatissima, in lamelle relitte di piccole dimensioni associate a biotite e sillimanite, e sotto forma di aggregati microcristallini (sericite). Quarzo, K-feldspato e plagioclasio sono presenti in quantità limitata; i feldspati si presentano localmente alterati. Il quarzo mostra spesso estinzione ondulata e in alcune sezioni anche bordi lobati di ricristallizzazione dinamica (soprattutto nel campione n°10).

La struttura è scistosa ed orientata, con prevalenza di livelli melanocratici a biotite e rari aggregati leucocratici costituiti da prevalente quarzo (Fig. 5.2.2). Tessituralmente si tratta di rocce porfiroblastiche a grana da medio-fine (campioni n°9, 10, 21) a grossa (campione n°8).

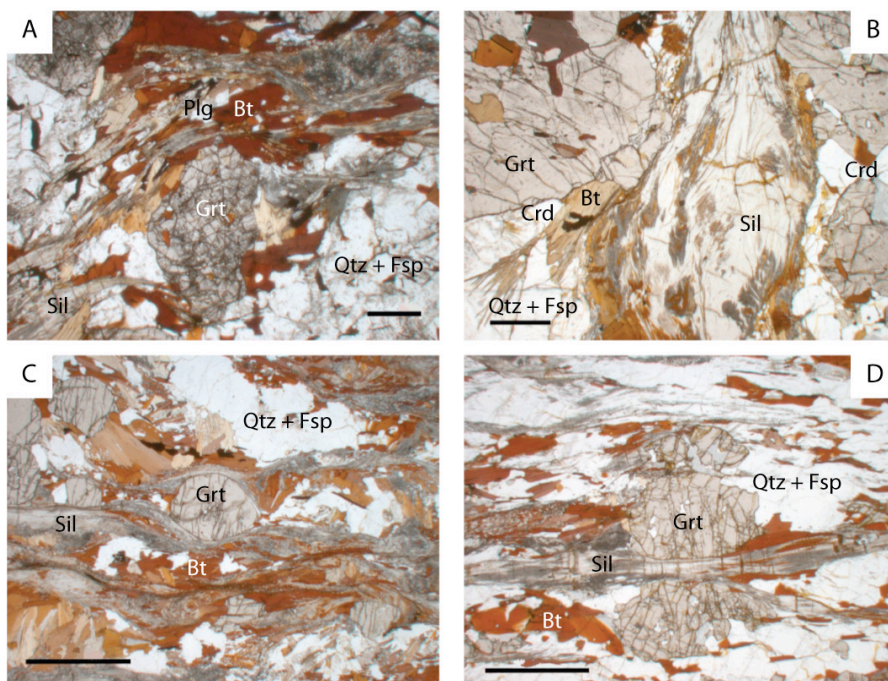


Fig. 5.2.2: Microstruttura dei campioni n°21, 8, 9 e 10. Scala: 2 mm (A, C, D) e 0,5 mm (B).

Nei campioni n°8 e 9 quarzo e biotite mostrano microstrutture simplettiche a biotite + quarzo, cordierite + quarzo e plagioclasio + quarzo (Fig. 5.2.3). Queste ultime (mirmechiti) sono localmente presenti anche nel campione n°21, dove non si osservano altri tipi di simplectiti.

In tutti i campioni si notano evidenze di intercrescita di biotite con sillimanite e quarzo, e talvolta di sericite a spese di sillimanite.

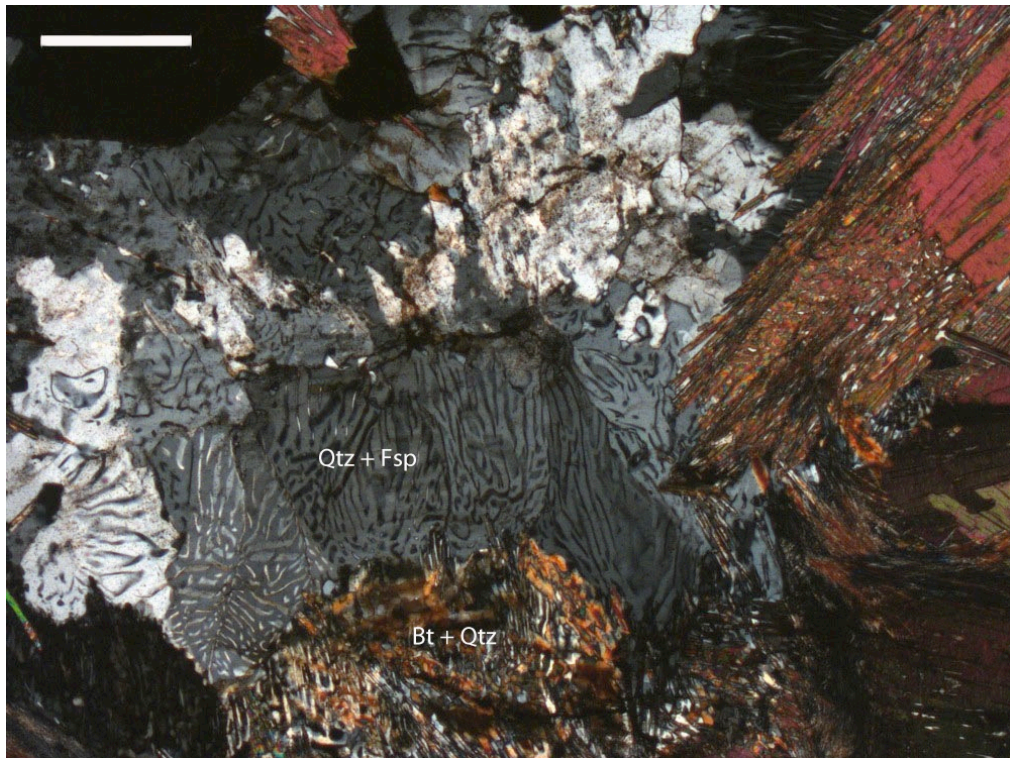


Fig. 5.2.3: Simplectiti di biotite e quarzo e plagioclasio e quarzo. Scala: 0,5 mm.

Nella sezione n°8 i granati sono di dimensioni spiccatamente maggiori (dimensioni massime circa 9 mm, media 4-5 mm), abbastanza fratturati e si presentano ricchi di inclusioni (prevalentemente di quarzo, biotite, sillimanite, minerali opachi, ma è presente anche raro spinello ercinitico). Le inclusioni sono più abbondanti al nucleo e in una fascia concentrica distante alcune centinaia di μm dal bordo del minerale (Fig. 5.2.4). I granati sono generalmente anedrali o subedrali e talvolta mostrano bordi di reazione con intercrescita a biotite, sillimanite e quarzo.

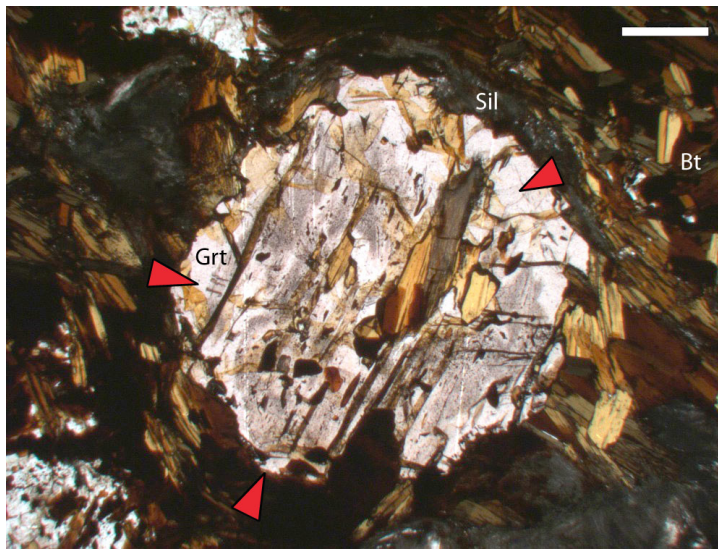


Fig. 5.2.4: Granato del campione n°8. Si nota la presenza di inclusioni tra nucleo e bordo (frecce). Scala: 1 mm.

I granati delle sezioni 9 e 10 sono decisamente più piccoli (diametro medio 1-2 mm), più euedrali, con meno evidenze di reazioni ai bordi, arrotondati e allungati parallelamente alla scistosità. Anch'essi presentano inclusioni di quarzo, rara biotite, sillimanite, apatite, minerali opachi (ilmenite e grafite), ma non di spinello. Il campione n°10 presenta evidenze di deformazione maggiore rispetto al campione n°9 e anche i granati sono maggiormente fratturati. Le inclusioni sono concentrate al nucleo dei granati di dimensioni inferiori, mentre in quelli più grandi si presentano anche in fasce tra bordo e nucleo (Fig. 5.2.5).

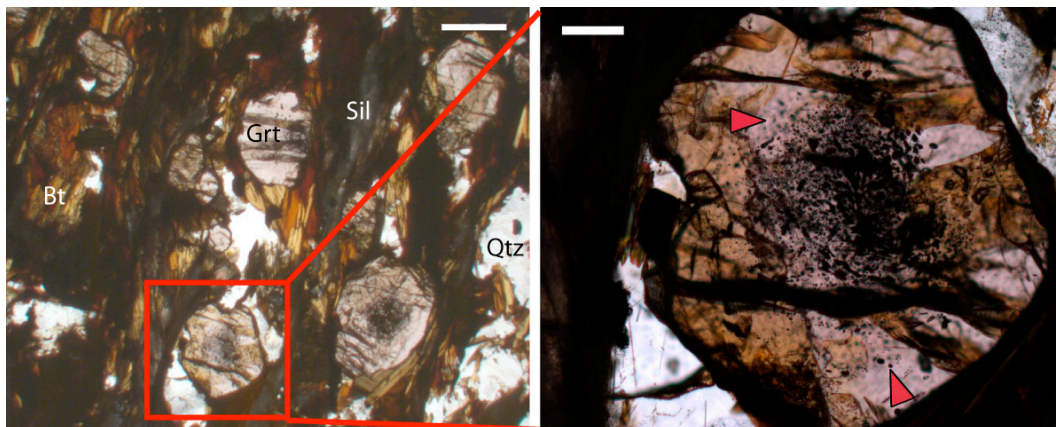


Fig. 5.2.5: Granati delle sezioni n°9 (A) e 10 (B). Si nota la concentrazione di inclusioni al nucleo (vedi frecce). Scala: 1 mm e 0,2 mm.

In alcuni casi, particolarmente nei granati più ellittici, si osserva la troncatura della disposizione circolare delle inclusioni (Fig. 5.2.6) simile alla struttura osservata da Alvarez-Valero et al. (2005) nei granati a El Hoyazo, Spagna e interpretata come risultato di processi di pressione-soluzione e (ri)precipitazione ad alta temperatura in presenza di fuso.

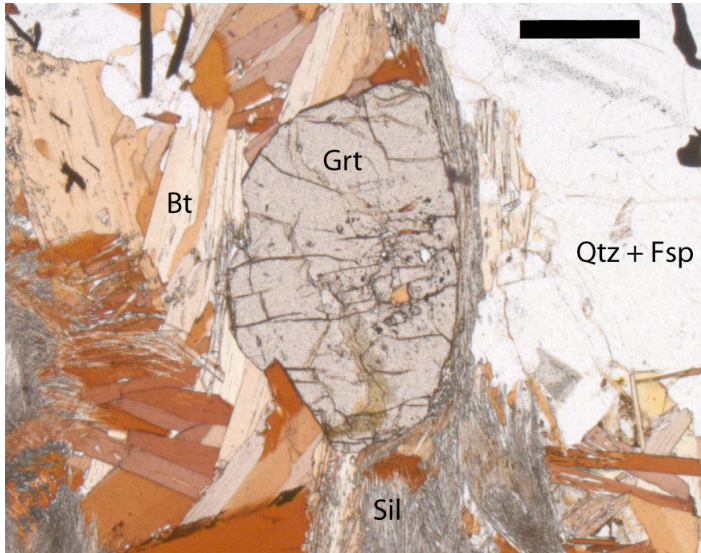


Fig. 5.2.6: Granato della sezione n°9, allungato e con il nucleo ricco di inclusioni troncato dalla foliazione. Scala: 0,5 mm.

I granati del campione n° 21 sono piccoli (diametro medio 2-3 mm), abbastanza euedrali e fratturati e talvolta presentano orli di reazione con sillimanite e biotite. Come nei campioni precedenti le inclusioni di quarzo, biotite, sillimanite, apatite, grafite e ilmenite sono situate prevalentemente al nucleo nei granati più piccoli o in un anello parallelo al bordo in quelli di dimensioni maggiori (Fig. 5.2.7).

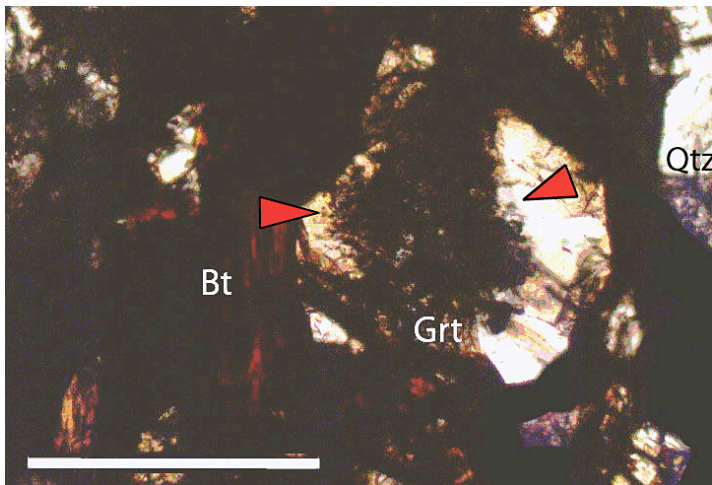


Fig. 5.2.7: Granato della sezione n°21, con inclusioni al nucleo (vedi frecce). Scala: 1 mm.

Le kinzigiti mostrano diverse evidenze microstrutturali di anatessi quali sottili pseudomorfo di fuso in particolare intorno ai bordi dei granati e presenza nel leucosoma di feldspati eudrali, chiaramente cristallizzati durante il raffreddamento di un liquido (Holness, 2008; Vernon, 2011; Holness et al., 2011) (Fig. 5.2.8).

Nel neosoma i livelli melanocratici a fillosilicati + sillimanite \pm granato costituiscono la porzione piú consistente e rappresentano il *residuum* della fusione; solo rare porzioni isolate a prevalente quarzo + feldspato \pm granato potrebbero essere interpretati come leucosoma “in situ” (Sawyer, 2008).

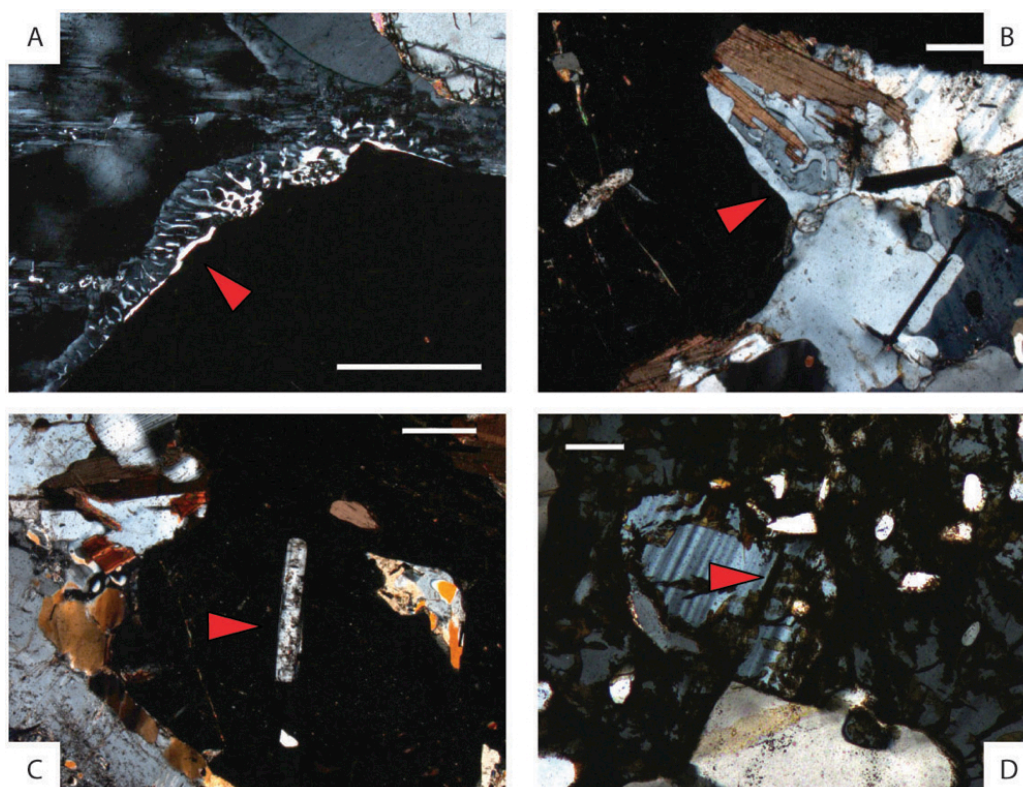


Fig. 5.2.8: Microstrutture da cristallizzazione per raffreddamento di fuso anatettico: pseudomorfo di quarzo attorno a granato nei campioni n°8 e 21 (A e B), feldspati eudrali inclusi in granato peritettico (C, sezione n°21) e all'interno del leucosoma (D, sezione n°10).

Scala: 500 μm (A, B, C) e 100 μm (D).

INTERPRETAZIONE DELLE MICROSTRUTTURE

L'assenza di muscovite indica che tutti i campioni presi in esame hanno sicuramente attraversato durante la storia metamorfica la reazione progradata:



che ne ha provocato la scomparsa, eccetto che per eventuali relitti isolati (ad esempio intrappolati all'interno di biotite). Questa reazione avviene a temperature di 650-700°C a pressioni intermedie (5-6 Kbar) nel campo di stabilità della sillimanite (Spear, 1989).

Dopo la fusione della muscovite, l'aumento di temperatura oltre 700° C provoca la progressiva diminuzione della biotite secondo la reazione continua:



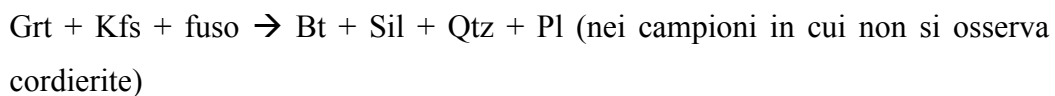
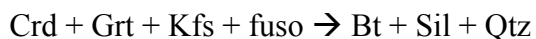
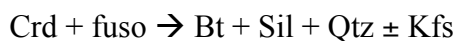
I campioni n°9, 10 e 21 sono simili dal punto di vista delle associazioni mineralogiche e del contenuto relativo biotite-granato, è quindi plausibile ipotizzare che si siano formati in analoghe condizioni di pressione-temperatura, assumendo che la composizione chimica dei protoliti non fosse molto differente. Il campione n°21 è stato raccolto in una zona in cui a partire dai dati termobarometrici presenti in letteratura (vedi capitolo 3) e dall'associazione mineralogica a granato + sillimanite + biotite + K-feldspato + plagioclasio + ilmenite + fuso è plausibile supporre il raggiungimento dell'equilibrio a condizioni comprese tra 6 e 8 Kbar di pressione e temperature di 700-750°C.

Nel campione n° 8 si osserva la presenza di cordierite, presente ai bordi di granato; questo implica il raggiungimento dell'equilibrio nel campo di stabilità della cordierite, con associazione mineralogica stabile a granato + cordierite + biotite + K-feldspato + plagioclasio + fuso.

La presenza di cordierite in uno dei campioni potrebbe essere riferita a diversi fattori, tra cui una diversa composizione chimica rispetto alle altre metapeliti analizzate oppure una diversa storia metamorfica, che abbia visto un'evoluzione progradata con aumento della temperatura oppure un evento di decompressione.

Insieme alla cordierite, ma non spazialmente associato ad essa, è presente nel campione n°8 anche spinello ercinitico, che si osserva solo incluso all'interno di granato e non nella matrice. In un sistema metapelitico comparabile con quello degli altri campioni lo spinello potrebbe essersi formato durante la fusione parziale, per aumento di temperatura e reazione di granato + biotite + sillimanite. In questo caso ci aspetteremmo di osservare corone di spinello ai bordi del granato, come quelle descritte da Alvarez-Valero et al. (2007). Nel nostro caso invece le rare inclusioni osservate si trovano al nucleo. Lo spinello potrebbe aver avuto origine anche per reazioni subsolidus, nel campo di stabilità della sillimanite, come descritto ad esempio da Cesare (1994). I dati a disposizione non consentono di fornire una interpretazione conclusiva all'origine dello spinello.

In tutti i campioni si osservano testimonianze di reazioni retrograde, possibilmente avvenute durante il lento raffreddamento isobarico, che avrebbero coinvolto porzioni di fuso non ancora cristallizzato quali:



Queste reazioni sono verosimilmente testimoniate dai concrescimenti simplettitici a cordierite + quarzo e biotite + quarzo (Fig. 5.2.3) e dalla formazione di bordi di reazione a biotite e sillimanite a spese di granato. Microstrutture analoghe sono descritte in dettaglio da Kriegsman ed Hensen (1998); Barboza e Bergantz (2000); Braun e Kriegsman (2001).

Anche la formazione di muscovite microcristallina secondaria è dovuta ad una reazione retrograda che coinvolge sillimanite e K-feldspato.

6. Caratterizzazione microstrutturale e microchimica

Il granato è stato scelto come fase preferenziale per lo studio delle inclusioni di fuso anatettico in entrambi i contesti geologici a causa della maggior abbondanza e facilità di osservazione dei nanograniti rispetto ad altri minerali peritettici. La presenza, abbondanza e distribuzione delle inclusioni è variabile anche nei granati presenti all'interno di un medesimo campione.

6.1 Nanograniti Himalayani

ANALISI CHIMICA DEL GRANATO OSPITE

Su un granato sciolto di circa 10 mm in diametro raccolto nel detrito è stata dapprima raccolta una mappa a raggi-X per analizzare la concentrazione degli elementi maggiori. Si è osservata una forte zonatura chimica rispetto a Fe, Mg, Mn e Ca; i primi due elementi sono presenti soprattutto al bordo mentre gli altri sono concentrati al nucleo (Fig. 6.1.1).

In seguito a queste analisi sono state effettuate analisi in microsonda lungo due transetti ortogonali e passanti per il centro del medesimo cristallo per indagare quantitativamente la composizione chimica del granato.

Il granato presenta una predominante componente almandinica che diminuisce leggermente al nucleo, caratterizzato da composizione media $\text{Alm}_{70}\text{Prp}_5\text{Sps}_{13}\text{Grs}_{12}$ e $X_{\text{Mg}} = 0,07$ mentre il bordo è più ricco in Mg e Fe e ha composizione media $\text{Alm}_{75}\text{Prp}_{20}\text{Sps}_2\text{Grs}_3$ e $X_{\text{Mg}} = 0,23$. I profili di zonatura ricavati dai transetti mostrano una distribuzione regolare degli elementi “a campana” (Hollister, 1966), interrotto da una brusca variazione nel rapporto X_{Mg} , nel contenuto di Fe e Mg e in minor misura anche di Ca a circa 500 μm dal bordo, in corrispondenza di una fascia priva di qualsiasi tipo di inclusioni, sia poli- che monocristalline (Fig. 6.1.2 e 6.1.3). Questo potrebbe essere dovuto all'interazione del granato con i minerali circostanti attraverso diffusione di alcuni elementi (in particolare scambio di Fe e Mg con biotite), ma essendo stato

raccolto nel detrito non si conosce la natura delle fasi a contatto delle quali può essere cresciuto. In alternativa il bordo esterno del granato potrebbe essersi formato durante un evento metamorfico separato nel tempo e avvenuto a diverse condizioni di pressione-temperatura.

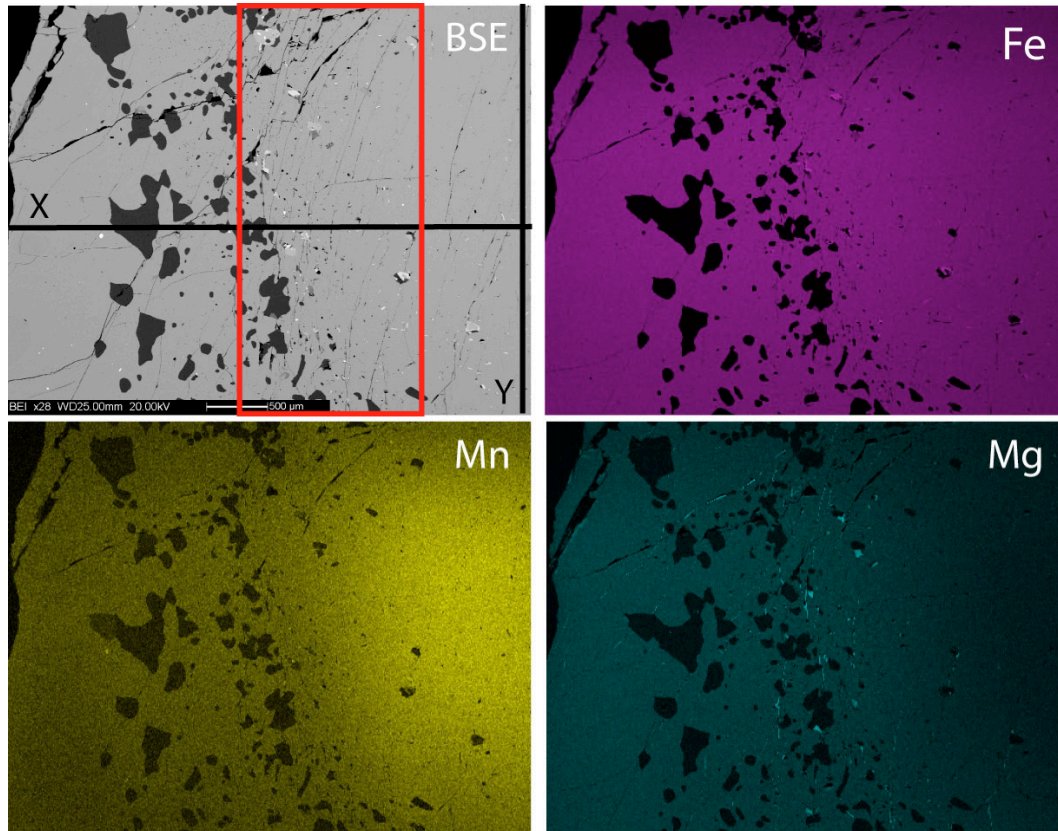


Fig. 6.1.1 Immagine BSE e mappa SEM a raggi-X per gli elementi Fe, Mn e Mg. Si nota l'opposto arricchimento al nucleo e al bordo per i due elementi, mentre il contenuto in Fe è abbastanza omogeneo in tutto il campione. Sono indicati i transetti eseguiti e nel riquadro rosso è evidenziata la zona di maggior concentrazione delle inclusioni di nanogranato.

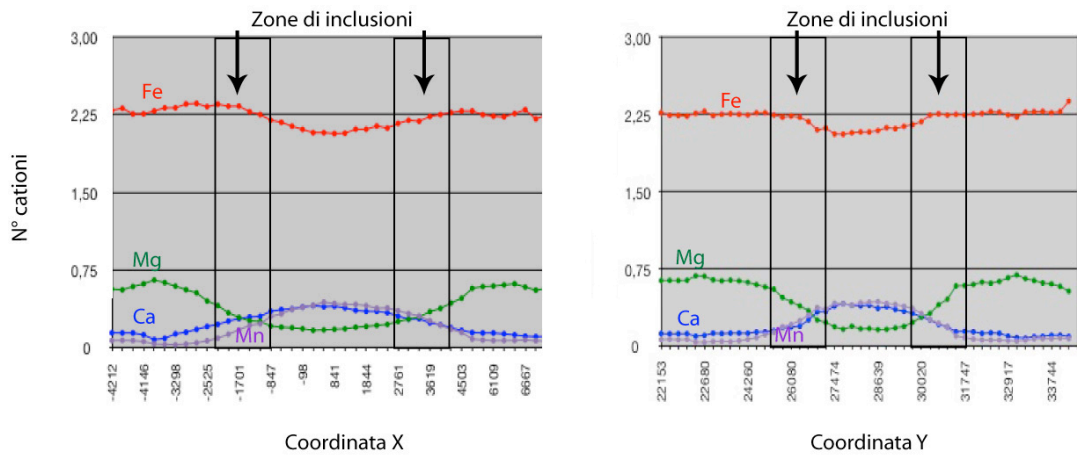


Fig. 6.1.2 Distribuzione di Fe, Mn, Mg e Ca lungo i due transetti effettuati sul granato.

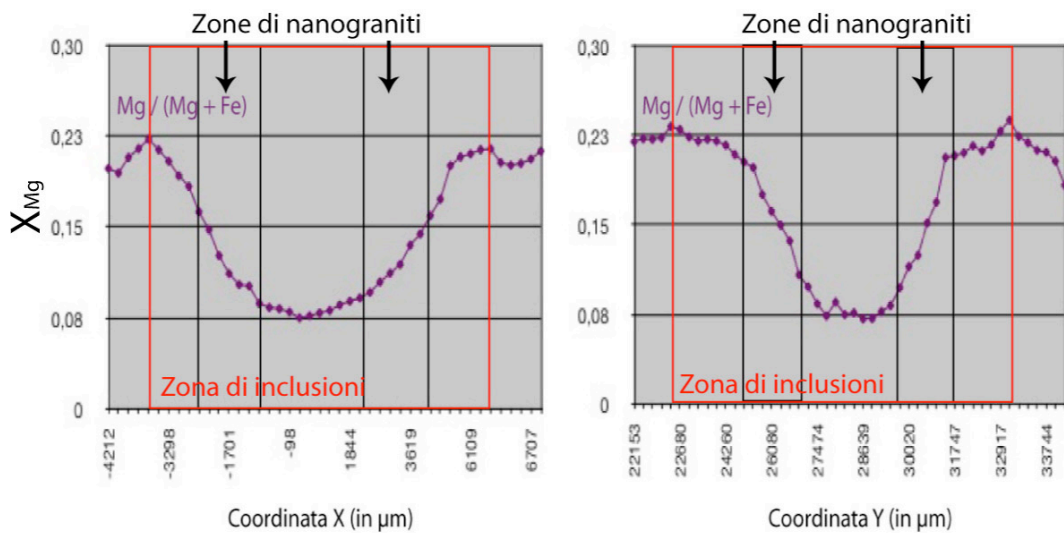


Fig. 6.1.3 Andamento del rapporto X_{Mg} per i due transetti effettuati. In nero sono evidenziate le zone di inclusioni nanogranitiche, in rosso la zona in cui sono presenti inclusioni.

CARATTERI MICROSTRUTTURALI DELLE INCLUSIONI

Nel caso dei paragneiss migmatitici del Kaligandaki le inclusioni di nanograniti, quando presenti, sono distribuite in modo sistematico e formano un anello a qualche centinaia di μm dal bordo (Fig. 6.1.4); sono più rare al nucleo dove si osservano sparse, non organizzate in aggregati coerenti e comunque sempre

abbastanza distanti da inclusioni di grandi dimensioni, generalmente costituite da quarzo e biotite, talvolta cloritizzata, mentre possono essere associate ad inclusioni più piccole (10-20 μm) di apatite, zircone, monazite, rutilo o ilmenite.

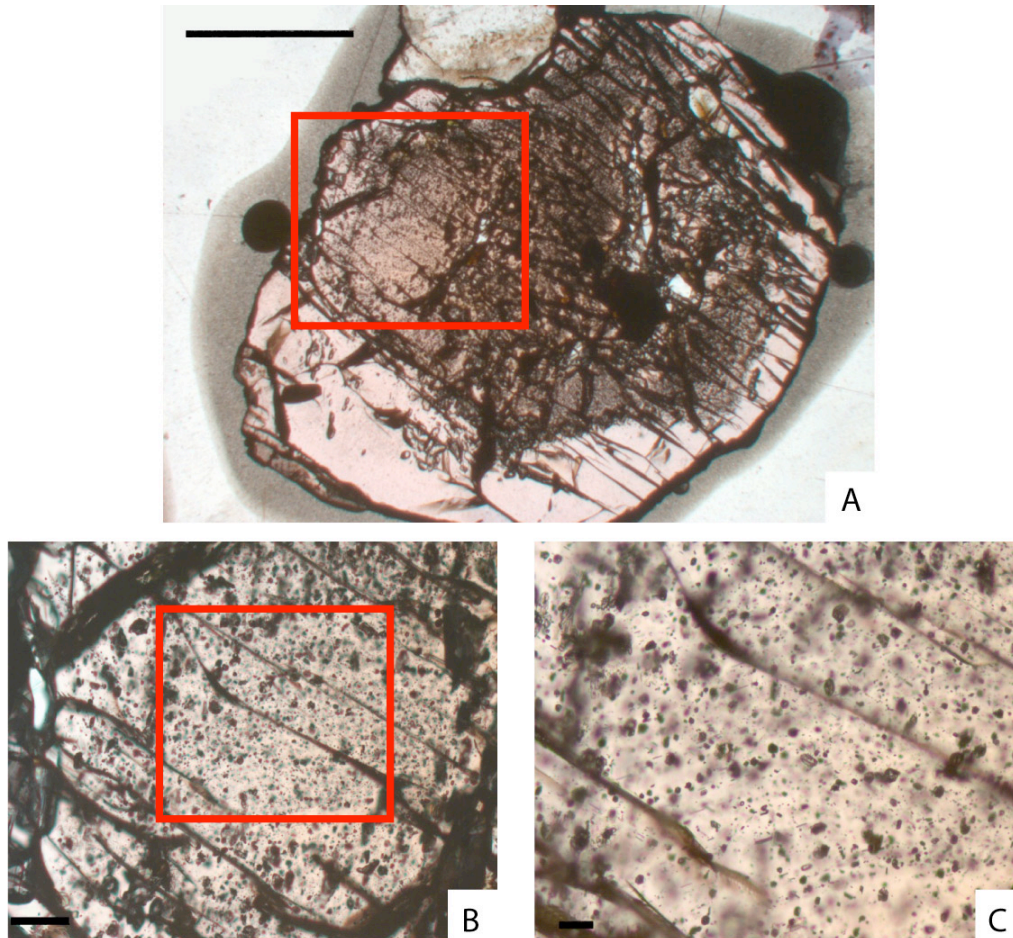


Fig. 6.1.4 Granato singolo in sezione spessa e particolare di una zona di inclusioni presente tra nucleo e bordo. Scala: 2 mm (A), 200 μm (B) e 20 μm (C).

Le inclusioni sono generalmente concentrate in aggregati tridimensionali e si presentano come aggregati policristallini di dimensioni da 1-2 μm fino ad un massimo di 20 μm , composti da fasi caratterizzate da diversa birifrangenza ed estinzione se osservate in luce trasmessa (Fig. 6.1.5). La forma è generalmente a cristallo negativo, ovvero con simmetria che riflette quella del minerale ospite, ma può essere anche più irregolare e arrotondata.

Talvolta forme particolari possono originarsi, ad esempio per adesione di un velo di fuso su piccoli cristalli di fasi accessorie (es: aghi di rutilo).

Nei campioni Himalayani si è notato un tasso abbastanza alto di decrepitazione delle inclusioni, molte delle quali presentano fratture simmetriche e opposte, parallele ai sistemi di fratture presenti nel granato (Fig. 6.1.6).

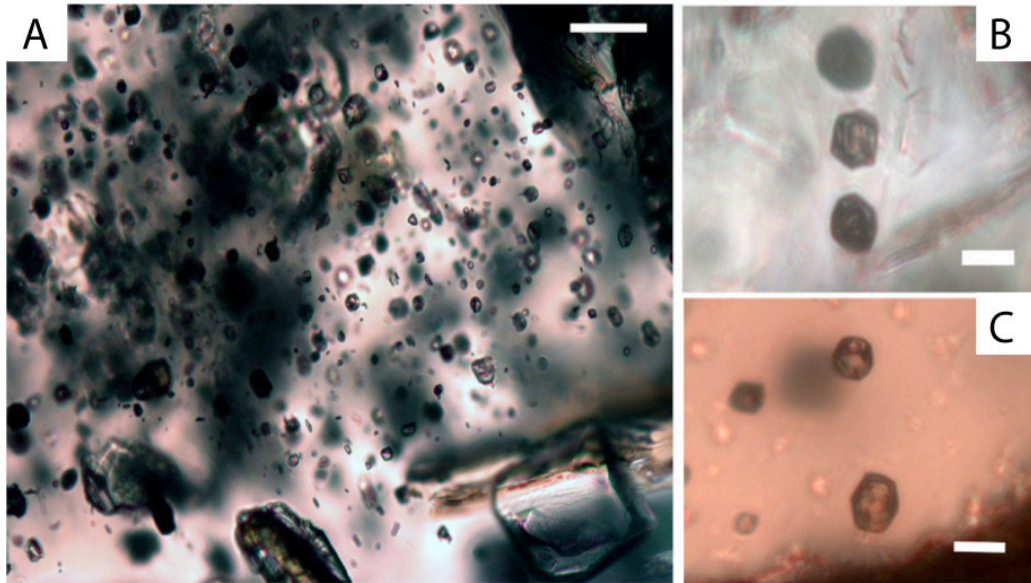


Fig. 6.1.5 Aggregato ricco di inclusioni (A) e ingrandimento a scala maggiore di alcune di esse (B e C). Scala: 50 μm (A) e 20 μm (B e C).

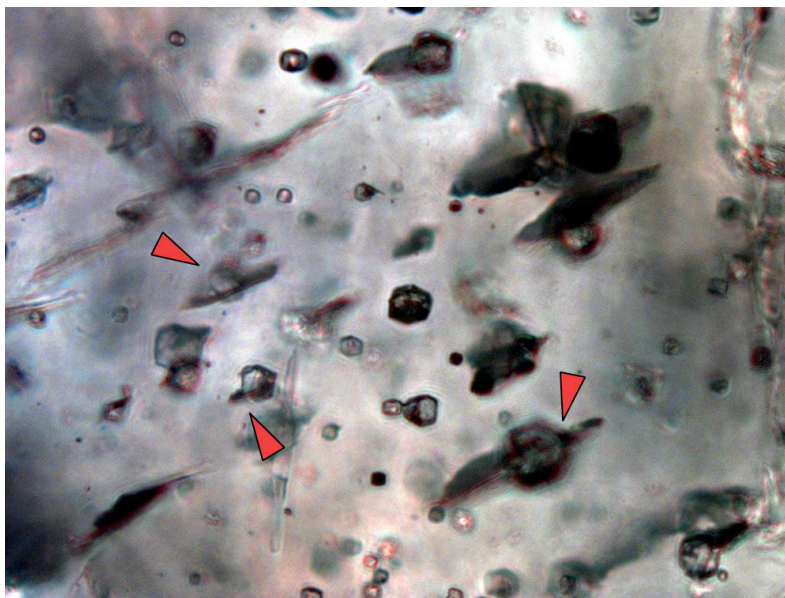


Fig. 6.1.6 Inclusioni interessate da microfratture. Lato lungo dell'immagine: 170 μm .

In microscopia a luce riflessa e in microscopia elettronica si nota spesso la presenza di almeno un cristallo accessorio intrappolato nell'inclusione, generalmente di apatite, rutilo o zirconio. Queste fasi accessorie sono probabilmente inclusioni solide, come confermato dai rapporti tra esse e i nanograniti, che talvolta le circondano solo parzialmente (Fig. 6.1.7).

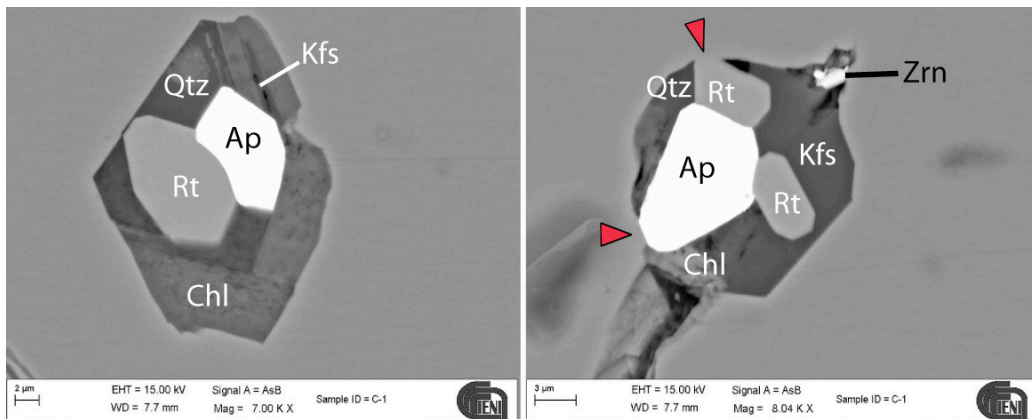


Fig. 6.1.7 Immagine BSE delle inclusioni con fasi accessorie come rutilo, apatite, zirconio che talvolta ne oltrepassano i limiti.

Le inclusioni sono costituite da un aggregato composto da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, clorite, raramente biotite. La clorite è presente in quasi tutte le inclusioni e si riconosce per l'aspetto scabro dovuto alle difficoltà di lucidatura. Talvolta si osservano concrescimenti di clorite + feldspato o clorite su biotite (Fig. 6.1.8).

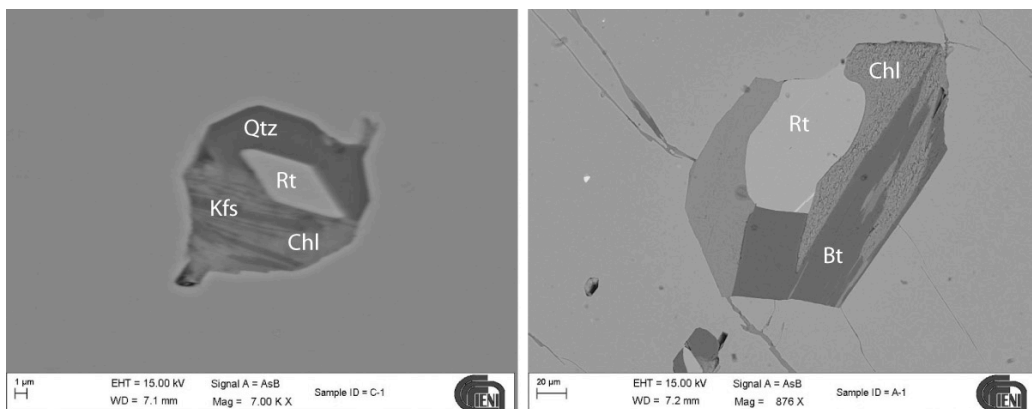


Fig. 6.1.8 Immagine BSE di nanograniti nelle migmatiti Himalayane. Si osservano intercrescite di clorite e biotite e clorite e feldspato.

A differenza di quanto osservato da Cesare et al. (2009) in rocce indiane e da Ferrero et al. (2010) anche nelle migmatiti di Ronda, nei paragneiss migmatitici del Kaligandaki non sono state riconosciute inclusioni di fuso vetrose o parzialmente cristallizzate.

ANALISI CHIMICA DEI FUSI

L'analisi chimica degli elementi maggiori mediante microsonda elettronica è stata svolta sulle inclusioni omogeneizzate a 900° C di temperatura e 8 Kbar di pressione all'interno di un *piston cylinder*. I nanograniti dei campioni himalayani si sono rifusi con discreto successo, raggiungendo la totale omogeneizzazione nella maggior parte dei casi. Tuttavia si sono notate evidenze di interazione con il granato circostante, soprattutto attraverso la formazione di un bordo di granato di composizione diversa da quello ospitante al contatto con l'inclusione, e lo sviluppo di microfratture (Fig. 6.1.9). In alcuni casi si è osservata la formazione di ortopirosseno all'interno delle inclusioni (Fig. 6.1.10), mentre si nota l'assenza delle inclusioni solide presenti in molti nanograniti prima della fusione.

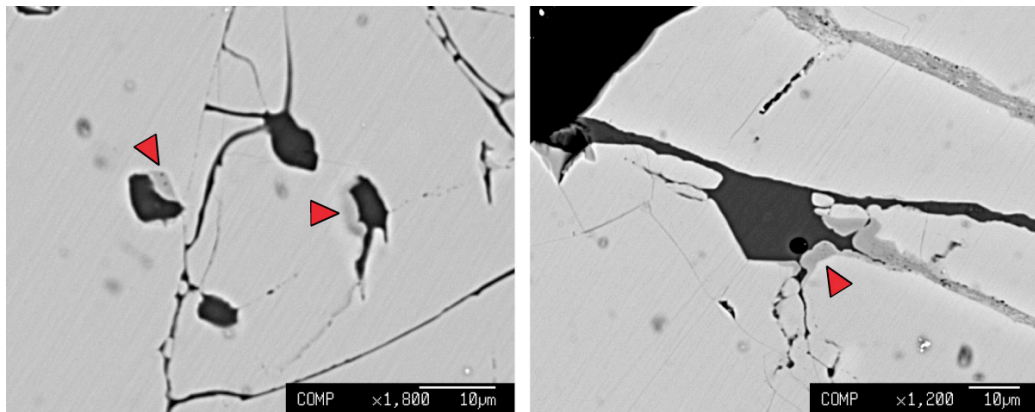


Fig. 6.1.9 Immagine BSE di nanograniti rifusi nei granati himalayani. Si nota il bordo di interazione con il granato (frecce rosse).

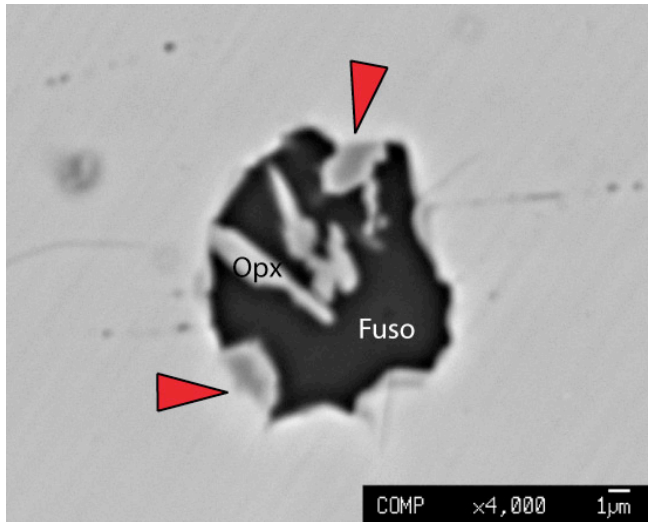


Fig. 6.1.10 Immagine BSE di un'inclusione rifusa che ha interagito con il granato portando alla formazione di ortopirosseno e di un bordo di granato (indicato dalle frecce) di composizione diversa.

Le analisi in microsonda elettronica mostrano che il bordo di interazione è costituito da granato con Mg e X_{Mg} maggiore del granato ospite (da circa 4% a 11% del peso in MgO e da 0,18 a 0,44 X_{Mg}) (Tab. 6.1.1).

	MgO	Na2O	P2O5	MnO	K2O	Al2O3	SiO2	TiO2	FeO	CaO	Tot	X_{Mg}
HIM-Bordo interazione	11,51	0,02	0,57	0,52	0,01	22,72	37,48	0,00	26,57	1,37	100,77	0,44
HIM-Granato	4,28	0,00	0,00	1,55	0,01	20,46	36,68	0,15	33,85	1,13	98,12	0,18

Tab. 6.1.1: Analisi chimica del granato ospite e del bordo di interazione tra granato e inclusione nelle rocce himalayane.

La tabella 6.1.2 riporta la composizione dei nanograniti rifusi; tutti i valori sono espressi in % del peso in ossidi e sono corretti per la perdita di Na (vedi capitolo 4). Le inclusioni sono costituite da fuso granitico di composizione media (su un totale di 13 punti analisi): $SiO_2 \sim 71\%$, $Al_2O_3 \sim 13\%$, $FeO < 3\%$, CaO e $MgO < 1\%$, $Na_2O \sim 4\%$ e $K_2O \sim 5-6\%$. Il contenuto in acqua è stato stimato per differenza dal 100% del totale in circa il 3-4%, ma è verosimilmente sottostimato a causa della decrepitazione diffusa avvenuta nelle inclusioni (vedi oltre). Il fuso intrappolato ha $ASI \sim 1$ e valori normativi di $Q \sim 25$, $Ab \sim 33$ e $Or \sim 32$. Con An sempre molto bassa (< 2) (Tab. 6.1.2 e Fig. 6.1.11).

	HIM media n=13	HIM-1-1	HIM-1-2	HIM-1-3	HIM-1-4	HIM-1-5	HIM-1-6	HIM-1-7
SiO2	71,00	71,62	71,88	70,64	72,11	72,37	72,53	71,32
TiO2	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	13,25	13,75	14,57	12,72	13,36	14,01	12,19	12,58
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,41	2,07	2,63	3,74	2,19	2,03	2,40	2,34
MnO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,02
MgO	0,18	0,17	0,08	0,50	0,17	0,12	0,35	0,17
CaO	0,40	0,25	0,39	0,24	0,25	0,38	0,42	0,45
Na2O	4,03	4,37	3,60	4,02	3,99	3,96	4,13	4,35
K2O	5,23	5,66	5,55	4,92	5,45	5,52	5,24	5,15
P2O5	0,10	0,00	0,00	0,00	0,05	0,62	0,00	0,00
H2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,71	97,90	98,70	96,79	97,56	99,16	97,26	96,38
ASI	1,02	1,00	1,15	1,03	1,03	1,06	0,92	0,93
Q	25	22	27	24	26	26	26	24
C	0	0	2	0	1	2	0	0
Or	31	33	33	29	32	33	31	30
Ab	34	37	30	34	34	33	34	36
An	1	1	2	1	1	0	0	0

	HIM-1-8	HIM-1-9	HIM-2-2	HIM-2-3	HIM-2-4	HIM-4-1	HIM-4-2
SiO2	69,88	72,22	70,53	66,03	71,39	70,52	69,95
TiO2	0,05	0,00	0,19	0,13	0,01	0,00	0,29
Al2O3	12,84	12,86	12,98	15,39	12,17	12,86	13,37
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,07	2,03	2,57	2,26	2,52	2,51	2,11
MnO	0,12	0,06	0,29	0,17	0,06	0,00	0,00
MgO	0,07	0,23	0,23	0,16	0,00	0,08	0,27
CaO	0,50	0,53	0,34	0,55	0,40	0,54	0,38
Na2O	3,77	4,57	4,02	4,57	4,07	2,93	2,78
K2O	5,62	5,02	4,34	4,89	4,79	5,88	6,26
P2O5	0,00	0,00	0,05	0,05	0,40	0,10	0,05
H2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	94,93	97,53	95,54	94,21	95,81	95,41	95,46
ASI	0,97	0,92	1,09	1,11	0,97	1,06	1,11
Q	24	24	27	17	27	28	27
C	0	0	1	2	0	1	1
Or	33	30	26	29	28	35	37
Ab	32	38	34	39	34	25	24
An	2	0	1	2	0	2	2

Tab. 6.1.2: Analisi chimica (corretta per la perdita di Na con standard idrato, 5,5% in peso di H₂O) delle inclusioni in granati himalayani e calcolo dei valori di ASI, Q, Ab, Or, An per i fusi analizzati.

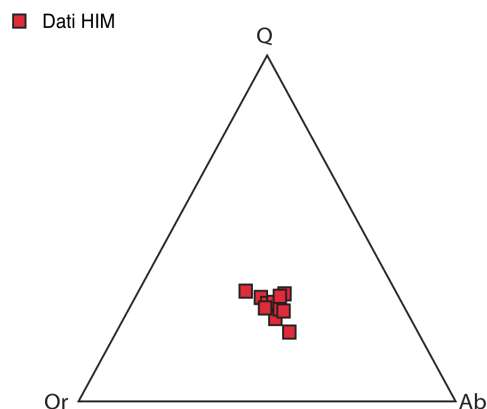


Fig. 6.1.11: Diagramma Q-Or-Ab della norma CIPW per le inclusioni nei campioni himalayani.

In un frammento di granato si è assistito alla fusione di biotite, con produzione di un fuso (analisi chimica del fuso in Tab. 6.1.2, HIM-4-2) e di spinello ercinitico peritettico. Si osserva in questo caso la formazione di microstrutture simplettitiche (non analizzabili a causa delle dimensioni troppo ridotte) e di un bordo di reazione con il granato simile a quello mostrato dalle inclusioni (Fig. 6.1.12).

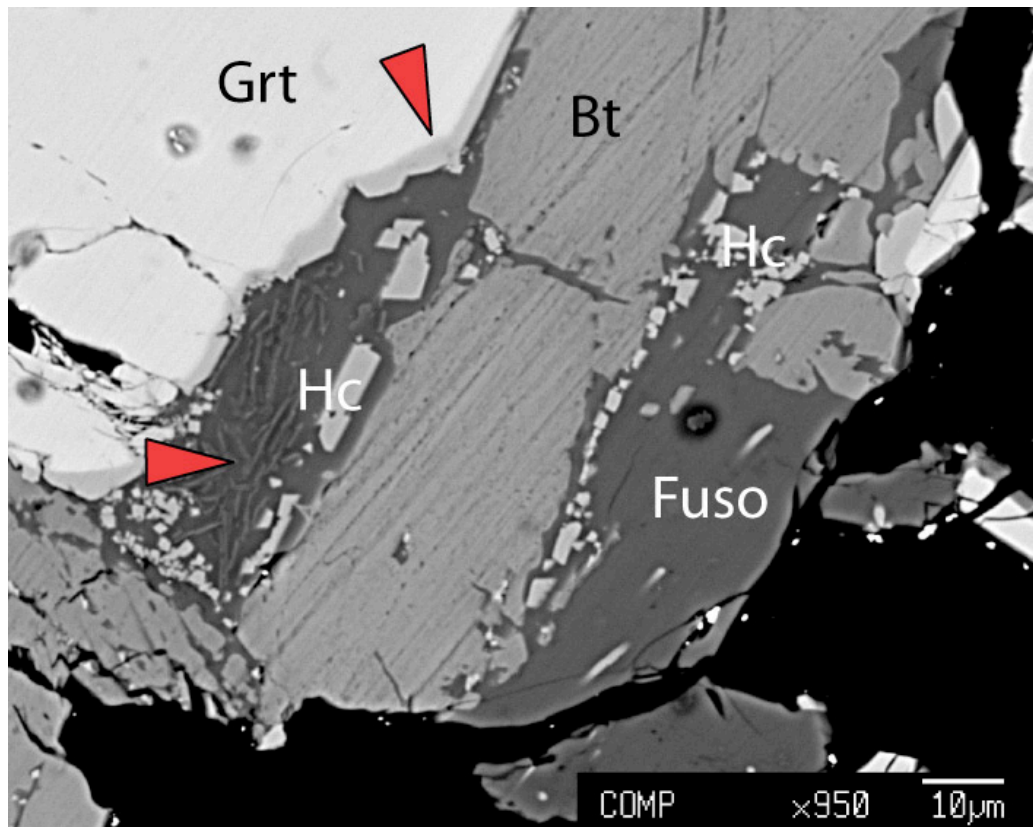


Fig. 6.1.12 Immagine BSE di un cristallo di biotite portato a fusione durante l'esperimento, con formazione di simplettiti e bordo di reazione con granato (vedi frecce).

6.2 Nanograniti Zona Ivrea-Verbano

ANALISI CHIMICA DEL GRANATO OSPITE

Su un granato in sezione spessa del campione n°8 sono state effettuate analisi in microsonda lungo due transetti ortogonali per indagarne la distribuzione degli

elementi maggiori. Ai bordi del granato sono presenti biotite, plagioclasio e quarzo (Fig. 6.2.1).

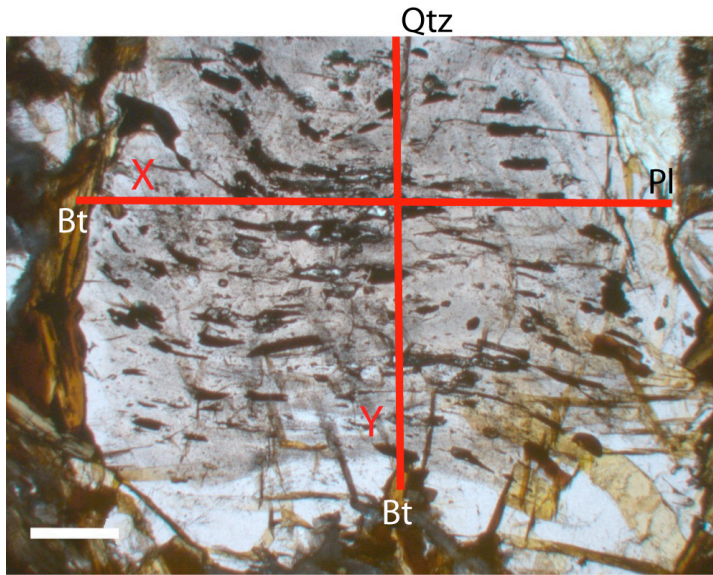


Fig. 6.2.1 Immagine del granato su cui sono state effettuate le analisi con indicazione dei transetti eseguiti. Scala: 1 mm.

Anche nel campione della Zona di Ivrea la componente predominante è almandinica; la zonatura è invece meno marcata rispetto al caso Himalayano. Si nota comunque un arricchimento in Ca e in minor misura in Mn al nucleo, unitamente alla leggera diminuzione di Fe e Mg. La composizione media del nucleo è $\text{Alm}_{73}\text{Prp}_9\text{Sps}_4\text{Grs}_{14}$ e $X_{\text{Mg}} 0,12$ mentre il bordo ha composizione media $\text{Alm}_{82}\text{Prp}_{13}\text{Sps}_3\text{Grs}_2$ e $X_{\text{Mg}} 0,15$ (Fig. 6.2.2 e 6.2.3).

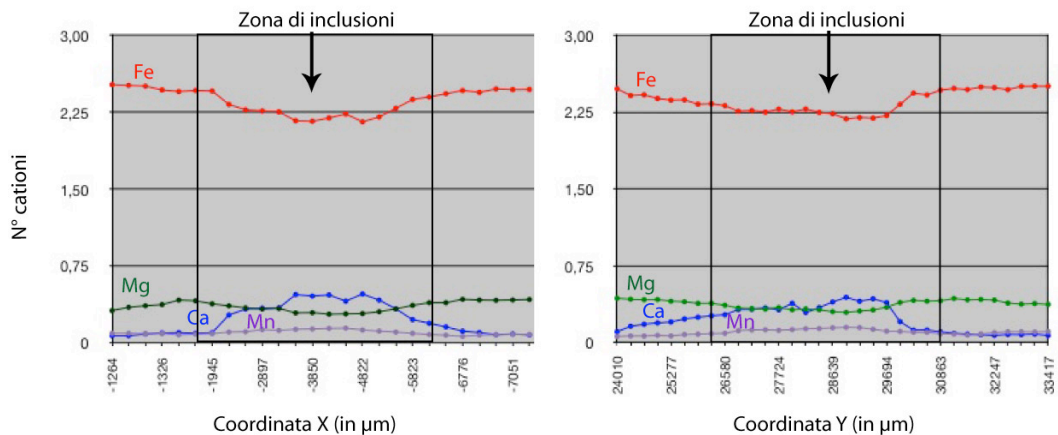


Fig. 6.2.2 Distribuzione di Fe, Mn, Mg e Ca lungo i due transetti effettuati sul granato.

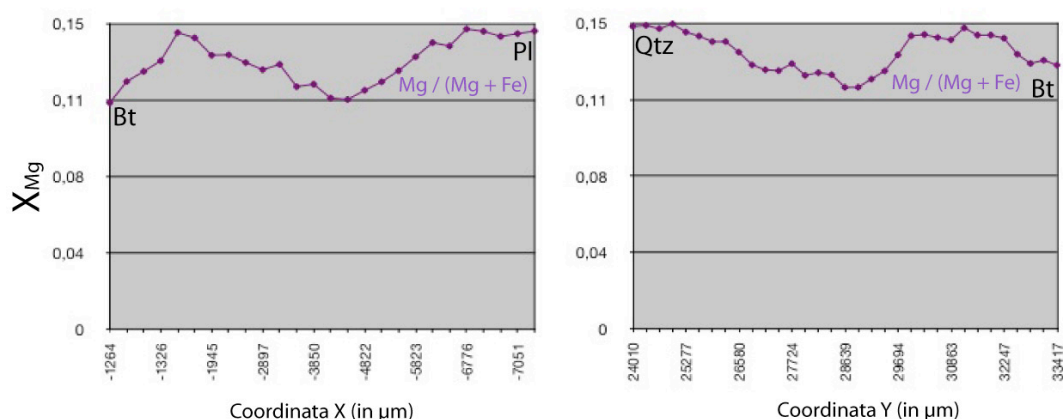


Fig. 6.2.3 Andamento del rapporto $Mg/(Mg+Fe)$ nel nucleo e al bordo del granato per i due transetti effettuati.

Anche se la zonatura è meno marcata, in particolare per Mn e Mg, la distribuzione degli elementi e del X_{Mg} mostra un profilo a campana interrotto da brusche variazioni a poche centinaia di μm dal bordo, dove X_{Mg} interrompe il trend di aumento e ritorna a valori simili a quelli riscontrati nel nucleo dei cristalli. Questo si osserva in particolare in quelle porzioni di granato a contatto con biotite. In corrispondenza dei limiti intergranulari granato-quarzo o granatoplagioclasio, invece, non si osservano variazioni significative (Fig. 6.2.3). In questo caso è possibile ipotizzare che sia avvenuta diffusione, in particolare di Fe e Mg, tra granato e biotite.

CARATTERI MICROSTRUTTURALI DELLE INCLUSIONI

Le inclusioni nei campioni provenienti dalla Zona Ivrea-Verbanò si concentrano prevalentemente al nucleo dei granati, anche se talvolta è possibile osservare fasce di inclusioni presenti tra nucleo e bordo, simili a quelle descritte per i granati Himalayani, soprattutto nel campione n°8 (Fig. 6.2.4 e 6.2.5).

Anche in questo caso si osservano aggregati ricchi di nanograniti, mai nelle vicinanze di inclusioni di grosse dimensioni (generalmente biotite, quarzo, grafite, ercinite nel campione n°8), in analogia con quanto osservato da Acosta-Vigil et al. (2007). I nanograniti però sono spesso associate a piccole inclusioni di sillimanite o apatite.

Nel campione n°10 i nanograniti sono molto meno abbondanti rispetto agli altri, quindi esso non è stato preso in considerazione per ulteriori analisi. Nel campione n°9 talvolta si osserva la troncatura della disposizione delle inclusioni, come già osservato in precedenza (vedi capitolo 5).

Le inclusioni policristalline sono leggermente più grandi rispetto a quelle presenti nei granati Himalayani e hanno dimensioni di circa 10-20 μm . Sono di forma a cristallo negativo più regolare, con facce dodecaedriche ben sviluppate e bordi lineari (Fig. 6.2.6). Generalmente contengono poche fasi accessorie (grafite, ilmenite, apatite e zircone).

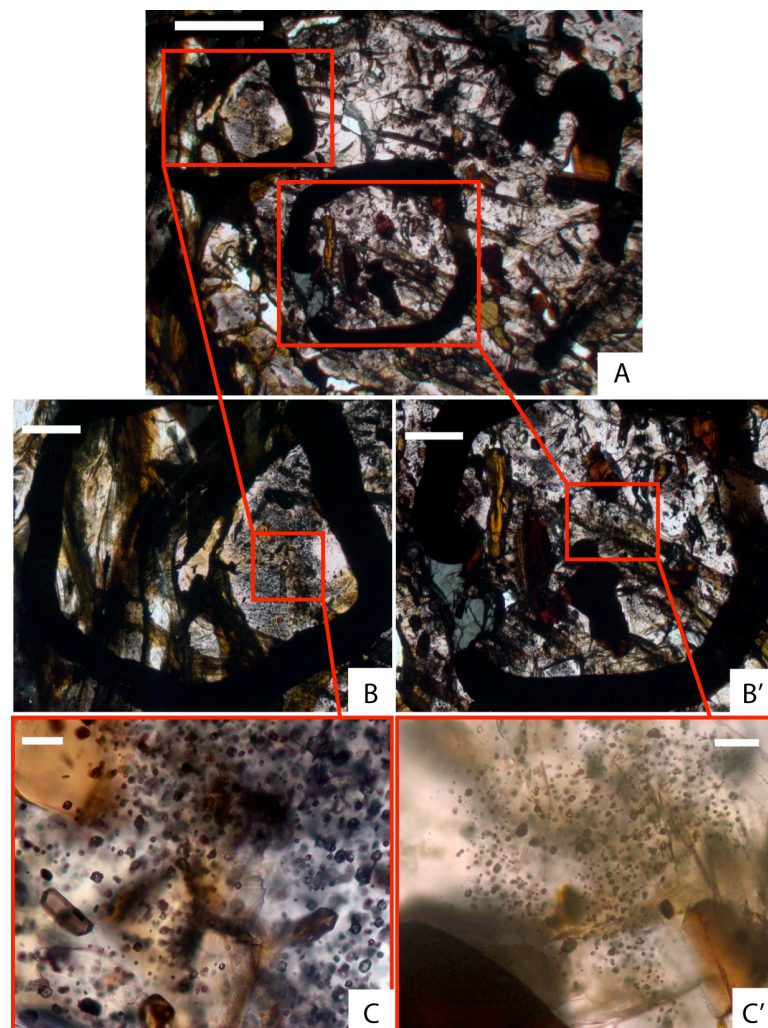


Fig. 6.2.4 Granato del campione n°8 in sezione spessa e particolari di due zone di inclusioni, al nucleo e al bordo. Scala: 1,5 mm (A), 500 μm (B e B') e 50 μm (C e C').

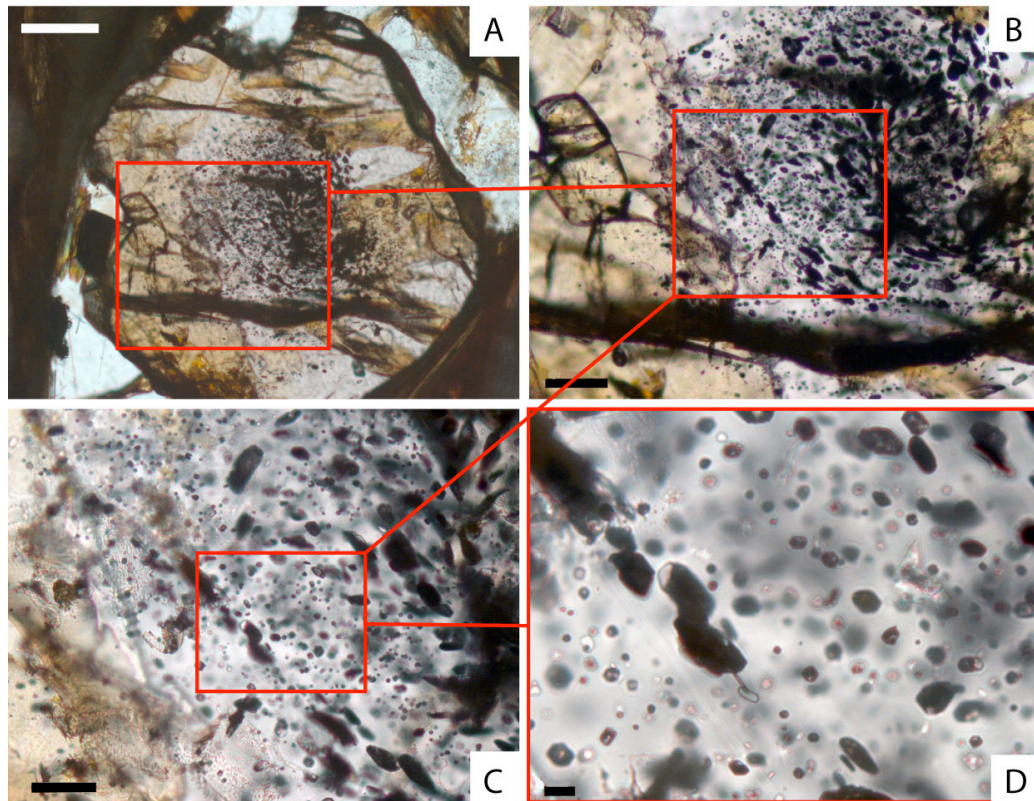


Fig. 6.2.5 Granato del campione n°9 in sezione spessa e particolari della zona di inclusioni, al nucleo. Scala: 0,5 mm (A), 100 μm (B), 50 μm (C) e 20 μm (C).

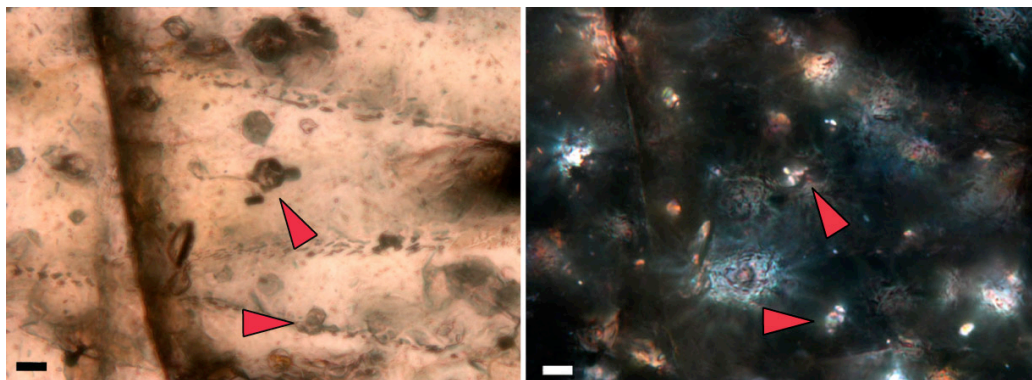


Fig. 6.2.6 Inclusioni policristalline all'interno di granato. Scala 10 μm .

Analisi e immagini in microscopia elettronica a scansione sono molto difficili da ottenere a causa delle difficoltà insite nella preparazione dei campioni; spesso infatti le inclusioni vengono rimosse meccanicamente durante la lucidatura (Fig. 6.2.7).

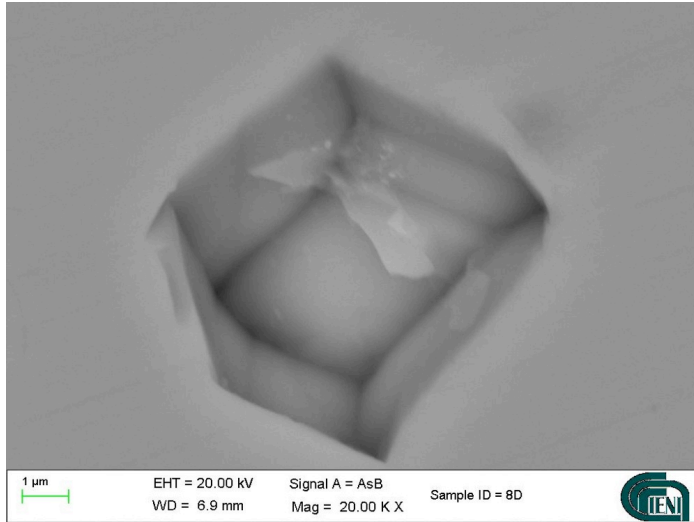


Fig. 6.2.7 Cavità lasciata in un granato da un'inclusione di forma a cristallo negativo con facce ben sviluppate rimossa durante la lucidatura.

Dalle poche analisi effettuate su inclusioni parzialmente conservate è comunque plausibile ritenere che esse siano composte da aggregati costituiti prevalentemente da quarzo, feldspato, muscovite e biotite (Fig. 6.2.8). Anche in questo caso non sono state riconosciute inclusioni vetrose, mentre potrebbero essere presenti inclusioni di fuso parzialmente cristallizzate.

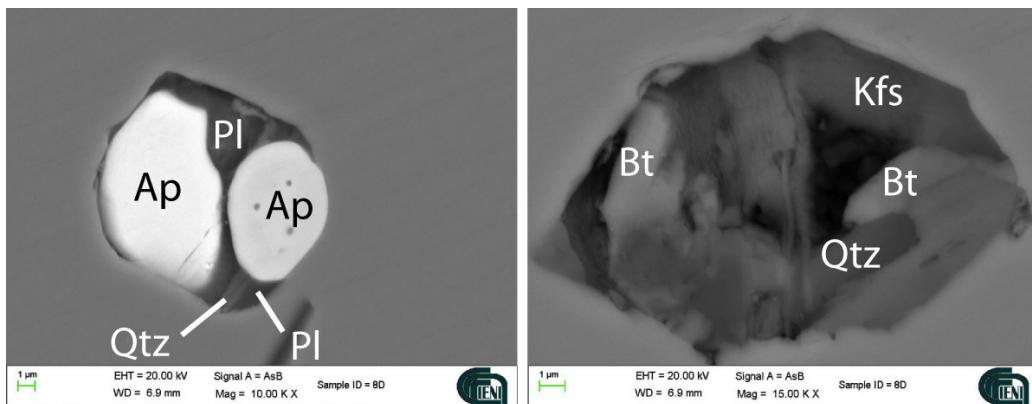


Fig. 6.2.8 Immagine BSE di nanograniti nei campioni della Zona Ivrea-Verbano.

ANALISI CHIMICA DEI FUSI

Le inclusioni dei granati della Zona Ivrea-Verbano sono state rifuse durante lo stesso esperimento, e quindi alle stesse condizioni P-T (900° C e 8 Kbar), dei nanograniti himalayani. In questo caso si è osservata una quasi totale omogeneizzazione delle inclusioni osservate nei granati del campione n°21, eccetto per un'inclusione che ha conservato residui di biotite (Fig 6.2.9), mentre la maggior parte dei probabili nanograniti presenti dei campioni n°8 e 9 sono stati rimossi durante la lucidatura successiva all'esperimento. Poiché le inclusioni rifuse dovrebbero acquistare proprietà maggiori di resistenza meccanica rispetto alle inclusioni policristalline si può ipotizzare che in questi campioni i nanograniti non abbiano fuso. Tuttavia all'interno di due granati differenti sono state effettuate analisi chimiche su un velo di fuso presente intorno ad un'apatite (Fig. 6.2.10 A) e su un'unica inclusione rifusa (Fig. 6.2.10 B).

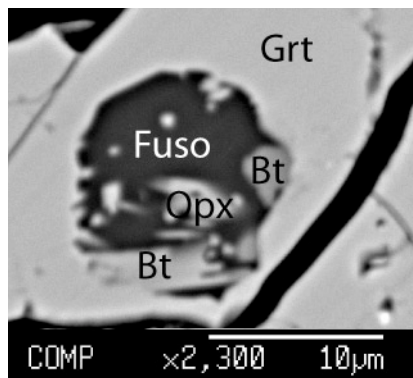


Fig. 6.2.9 Immagine BSE di un'inclusione parzialmente rifusa in un granato del campione n°21 della Zona Ivrea-Verbano.

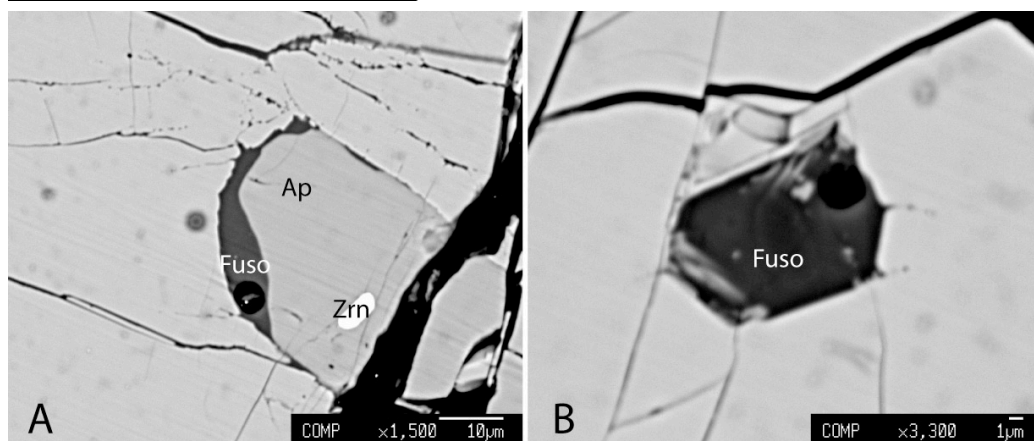


Fig. 6.2.10 Immagine BSE di un velo di melt cristallizzato su apatite (A) e di un'inclusione nanogranitica rifusa (B) nei campioni n°8-9 della Zona Ivrea-Verbano.

Come nel caso himalayano nelle inclusioni omogeneizzate con successo del campione n°21 si osserva interazione con il granato circostante attraverso formazione di un bordo di granato di composizione differente da quello ospite e di ortopirosseno all'interno dell'inclusione (Fig. 6.2.11), oltre che lo sviluppo di microfratture che sottolineano una diffusa decrepitazione. Anche nelle inclusioni rifuse della Zona di Ivrea non si osserva presenza delle inclusioni di minerali accessori precedentemente osservati (vedi oltre).

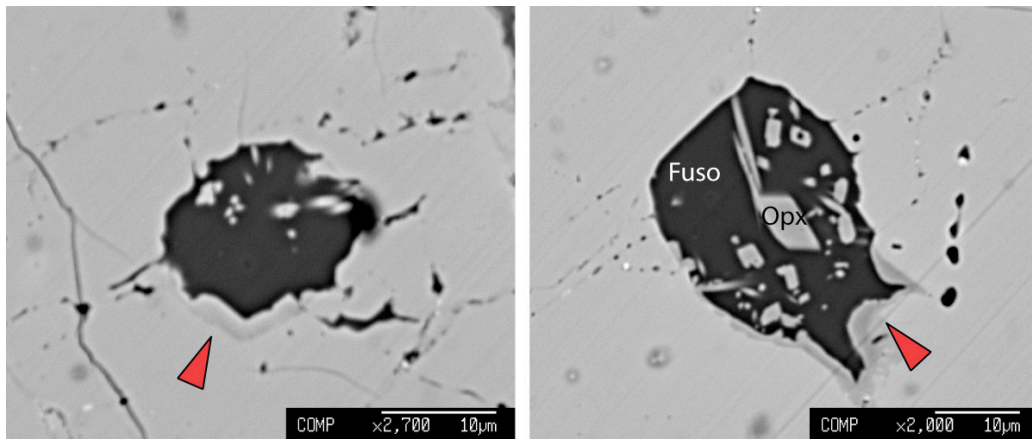


Fig. 6.2.11 Immagine BSE di inclusioni totalmente rifuse nei granati del campione n°21 della Zona Ivrea-Verbanò. Si nota il bordo di interazione con il granato (freccie) e la formazione di ortopirosseno.

Le analisi in microsonda elettronica mostrano che anche in questo caso il bordo di interazione è costituito da granato con Mg e X_{Mg} maggiori del granato ospite (da circa 4% a 10% del peso in ossidi di Mg e da 0,20 a 0,38 X_{Mg}) (Tab. 6.2.1).

	MgO	Na2O	P2O5	MnO	K2O	Al2O3	SiO2	TiO2	FeO	CaO	Tot	X_{Mg}
IV-Bordo interazione	10,00	0,00	0,05	0,70	0,05	21,93	39,70	0,08	28,47	0,63	101,60	0,38
IV-Granato	4,59	0,00	0,00	1,44	0,04	22,26	37,28	0,00	33,75	1,72	101,08	0,20

Tab. 6.2.1: Analisi chimica del granato ospite e del bordo di interazione tra granato e inclusione nelle rocce della Zona Ivrea-Verbanò.

L'ortopirosseno ha una composizione ricca in Fe, con $SiO_2 = 49\%$, $FeO \sim 30\%$ e $MgO = 12-16\%$, Al da 4 a 7% e X_{Mg} di 0,4.

Per quanto riguarda i fusi ri-omogeneizzati sperimentalmente, le analisi in microsonda elettronica indicano per le inclusioni del campione n°21 una composizione del fuso granitica, con contenuto medio (su un totale di 7 analisi): SiO₂ ~ 70%, Al₂O₃ ~ 14%, FeO < 3%, CaO e MgO < 1%, Na₂O ~ 2,8% e K₂O ~ 7,5 %. Il contenuto in acqua è stato stimato per differenza dal 100% del totale in circa il 2-3%. Il valori ASI è circa 1 per la medie della analisi ma Q, Ab, Or e An calcolati secondo la norma CIPW sono estremamente variabili a seconda delle inclusioni (Tab. 6.2.2 e Fig 6.2.12).

Le analisi dei fusi nei campioni n° 8 e 9, anche se non rilevanti dal punto di vista statistico, mostrano delle particolarità nel contenuto in SiO₂ ma soprattutto in Na₂O e K₂O. Il velo di fuso ha contenuto in K₂O simile a quello medio delle inclusioni nel campione n°21 ma Na₂O più basso anche dopo aver corretto i valori per la perdita di sodio (vedi capitolo 4) e SiO₂ leggermente più alta mentre il probabile nanogranito rifuso mostra un contenuto in K₂O molto più basso rispetto alle altre inclusioni, e Na₂O più alto (Tab. 6.2.2, IV8/9-5-1 e IV8/9-6-1).

	IV media n=7	IV21-2-1	IV21-2-3	IV21-2-4	IV21-5-1
SiO2	69,89	68,32	70,09	67,23	69,86
TiO2	0,08	0,11	0,02	0,12	0,00
Al2O3	13,63	14,78	14,12	15,25	13,80
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,89	2,56	2,78	2,99	2,69
MnO	0,06	0,00	0,12	0,00	0,15
MgO	0,24	0,12	0,12	0,02	0,71
CaO	0,51	0,22	0,48	0,38	0,19
Na2O	2,73	2,37	3,31	3,74	2,28
K2O	7,51	9,46	8,18	7,62	8,07
P2O5	0,07	0,19	0,00	0,10	0,14
H2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,59	98,14	99,22	97,45	97,89
ASI	1,01	1,02	0,93	1,01	1,08
Q	22	16	17	13	22
C	0	1	0	0	1
Or	44	56	48	45	48
Ab	23	20	27	32	19
An	2	0	0	1	0

	IV21-5-2	IV21-5-3	IV21-5-4	IV8/9-5-1	IV8/9-6-1
SiO ₂	69,87	70,37	73,46	71,75	72,86
TiO ₂	0,19	0,06	0,04	0,33	0,00
Al ₂ O ₃	12,30	13,48	11,66	13,46	13,68
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,57	3,72	1,93	1,45	2,73
MnO	0,10	0,00	0,04	0,10	0,00
MgO	0,10	0,32	0,29	0,07	0,28
CaO	1,35	0,53	0,43	0,85	0,11
Na ₂ O	2,31	3,24	1,84	1,33	5,18
K ₂ O	5,78	6,60	6,84	8,81	3,00
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,00	0,72	0,15
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	95,61	98,32	96,54	98,86	97,98
ASI	0,98	1,00	1,04	1,01	1,14
Q	29	22	34	27	29
C	0	0	0	1	2
Or	34	39	40	37	18
Ab	20	27	16	24	44
An	6	3	2	2	0

Tab. 6.2.2: Analisi chimica (corretta per la perdita di Na con standard idrato, contenuto in H₂O = 5,5%) delle inclusioni in granati della Zona Ivrea-Verbano e calcolo dei valori di ASI, Q, Ab, Or, An per i fusi analizzati.

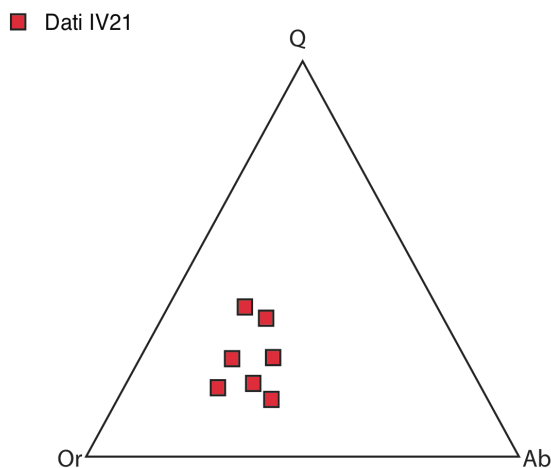


Fig. 6.2.12: Diagramma Q-Or-Ab della norma CIPW per le inclusioni nei campioni IV21.

7. Discussione

7.1 Distribuzione e forma delle inclusioni

Un fattore di fondamentale importanza nello studio delle inclusioni è la determinazione della loro origine, se di tipo primario o secondario, in quanto le informazioni che si possono ricavare dal loro studio assumono maggiore rilevanza petrogenetica quando effettivamente esse si sono formate contemporaneamente al minerale ospite (Roedder, 1984).

La distribuzione zonale e coerente al nucleo o lungo un possibile anello di crescita delle inclusioni analizzate è un elemento che indica con molta probabilità un'origine primaria.

Un ulteriore elemento a favore di questa ipotesi è la presenza di fasi come apatite, zircone, ilmenite o rutilo, grafite all'interno dei nanograniti. Poiché le stesse fasi si ritrovano anche come inclusioni indipendenti nel minerale ospite e si osservano parzialmente o totalmente inglobate in alcuni nanograniti analizzati, ma non in tutti né in modo sistematico, si può supporre che siano inclusioni solide e che abbiano esse stesse favorito l'intrappolamento di inclusioni di fuso primarie (Roedder, 1984; Acosta-Vigil et al., 2007; Cesare et al., 2011; Ferrero et al., in stampa).

Assumere che le inclusioni di nanograniti siano di origine primaria implica che il minerale ospite, nel nostro caso granato, sia cresciuto in coesistenza con il fuso. E' plausibile ipotizzare quindi che la crescita di granato e la formazione di fuso siano dovute ad almeno un evento di anatessi parziale, secondo una fusione di tipo incongruente. Il minerale e le inclusioni, quindi, cristallizzano insieme durante un evento progrado di riscaldamento di rocce metapelitiche, a differenza di ciò che accade in genere per le inclusioni di melt in rocce ignee intrappolate durante la cristallizzazione per raffreddamento del magma (discussione in Cesare, 2008; Cesare et al., 2011).

I granati analizzati in questo lavoro presentano tipologie diverse di distribuzione delle inclusioni di nanograniti:

- Al nucleo, in associazione con inclusioni di altri minerali (apatite, zircone, ilmenite, rutilo, grafite e sillimanite) di dimensioni generalmente piccole e comparabili a quelle delle inclusioni di fuso (10-50 μm). In questo caso sono rare, ma possono essere presenti, inclusioni di grandi dimensioni, generalmente costituite da quarzo e biotite, e i granati sono poco zonati. Queste caratteristiche si osservano nei campioni della Zona Ivrea-Verbano.

- In un anello presente al limite nucleo-mantello. In questo caso spesso il nucleo è caratterizzato dalla presenza di numerosissime inclusioni di dimensioni e mineralogia molto eterogenee mentre tra la zona di nanograniti e il bordo del granato non si osservano inclusioni. I granati sono zonati, con arricchimento in Mn e Ca al nucleo e in Mg e Fe ai bordi. La fascia di inclusioni è situata in corrispondenza della zona di composizione intermedia. Questa tipologia è tipica dei granati Himalayani ma si osserva anche in alcuni granati dei campioni n°8 e 9 della Zona Ivrea-Verbano.

La prima tipologia pare indicare una singola fase di crescita di granato in coesistenza con il fuso e fasi accessorie, intrappolate insieme durante l'evento anatettico. Il secondo caso potrebbe essere indicativo della presenza di un nucleo pre-esistente di granato, formato in condizioni subsolidus oppure in un momento diverso durante la storia metamorfica delle metapeliti. Successivamente il granato potrebbe essersi accresciuto durante l'evento anatettico, con conseguente intrappolamento di inclusioni nanogranitiche lungo il bordo di crescita fino a formare la distribuzione anulare osservata. In entrambi i casi la presenza di un mantello privo di inclusioni di fuso potrebbe essere indice di crescita successiva del granato in assenza di fuso, oppure del raggiungimento dell'equilibrio tra tasso di crescita e apporto di materiale sulla superficie del cristallo (Roedder, 1984; Acosta-Vigil et al., 2007).

La maggior parte delle inclusioni, soprattutto quelle della Zona Ivrea-Verbano, mostrano una forma regolare a cristallo negativo con facce ben sviluppate, soprattutto se osservate in microscopia ottica.

Le osservazioni in microscopia elettronica a scansione, tuttavia, hanno permesso di individuare inclusioni di forma meno regolare, talvolta facilmente identificabili come veli di fuso cristallizzati intorno ad inclusioni solide. La forma a cristallo negativo è stata spesso associata ad una genesi primaria delle inclusioni, ma si tratta di un'interpretazione erronea (Roedder, 1984). Rappresenta, invece, la testimonianza di una riequilibrio dell'inclusione, successiva all'intrappolamento, per raggiungere la situazione di minor energia di superficie che è caratterizzata da una forma controllata dalla simmetria cristallina del minerale ospite (Roedder, 1984).

7.2 Omogeneizzazione

I primi esperimenti di rifusione per ottenere inclusioni vetrose omogenee su cui effettuare l'analisi chimica sono stati effettuati mediante il tavolino riscaldante di alta temperatura (vedi capitolo 4). Il monitoraggio continuo durante l'esperimento attraverso microscopia ottica ha permesso di osservare le variazioni che avvengono all'interno delle inclusioni all'aumentare della temperatura, in particolare ossidazione e decrepitazione, ovvero frattura per aumento della pressione interna delle inclusioni oltre il limite di rottura del minerale ospite (Tait, 1992; Bodnar, 2003).

Indipendentemente dalla rampa di fusione utilizzata per gli esperimenti si è notato come le inclusioni, e ad alte temperature anche il minerale ospite, diventassero più scure a causa della probabile ossidazione, inoltre si è assistito a fenomeni di decrepitazione delle inclusioni.

Ossidazione e decrepitazione possono essere dovute a perdita di H₂O dall'inclusione per degassamento oppure per dissociazione e diffusione dell'idrogeno all'interno del minerale ospite (Danyushevsky et al., 2002). La diffusione dell'idrogeno e la decrepitazione sono favorite dall'alta pressione sviluppata durante il riscaldamento all'interno dell'inclusione (Lowenstern, 1995; Bodnar e Student, 2006).

L'ipotesi che si abbia avuto perdita di acqua da parte dell'inclusione lungo microfratture è confermata dal fatto che l'osservazione successiva delle inclusioni sottoposte al riscaldamento ha dimostrato come non si sia raggiunta la fusione in nessuno degli esperimenti. La presenza di inclusioni ancora cristallizzate attraversate da fratture lunghe poche centinaia di μm e sviluppate in modo simmetrico e radiale a partire dall'inclusione verso l'esterno potrebbe indicare la decrepitazione delle inclusioni per aumento della pressione interna e quindi la perdita dell'acqua, con conseguente inibizione della fusione.

Parte delle inclusioni, in particolare dei campioni Himalayani, mostra evidenze di fratture precedenti agli esperimenti di rifusione, indice di decrepitazione avvenuta durante la storia metamorfica della roccia, forse innescata o rafforzata da eventi deformativi a scala regionale (Ferrero et al., in stampa).

Attraverso gli esperimenti con il tavolino riscaldante si sono raggiunte temperature fino a 1000°C senza ottenere l'omogeneizzazione delle inclusioni. Temperature così elevate non sono ragionevolmente credibili, in quanto in entrambe le situazioni geologiche l'anatessi dovrebbe essere avvenuta a temperature decisamente inferiori; si è quindi deciso di effettuare un esperimento a pressione controllata per cercare di evitare l'eventuale decrepitazione e perdita del fluido dalle inclusioni.

Dato che esperimenti precedenti non hanno prodotto i risultati desiderati, si è deciso di applicare una temperatura superiore a quella prevista pur di raggiungere la fusione e omogeneizzazione delle inclusioni attraverso l'esperimento al *piston cylinder*; si è così ottenuta l'omogeneizzazione delle inclusioni a 900°C e 8 Kbar. Allo stesso tempo si è però assistito all'interazione tra l'inclusione e il granato a causa del sovra-riscaldamento, testimoniata dalla crescita di ortopirosseno peritettico all'interno delle inclusioni e dalla formazione di un bordo di granato di composizione differente dall'ospite (vedi capitolo 6), in cui l'arricchimento in Mg è dovuto alle maggiori temperature di formazione rispetto a quelle del granato ospite. Inoltre si è osservato come, nonostante l'applicazione di una pressione di confinamento di 8 Kbar all'interno del *piston cylinder*, le inclusioni siano interessate in modo abbastanza pervasivo da microfratture simili a quelle osservate durante il riscaldamento mediante tavolino di alta

temperatura. Anche questo fenomeno è probabilmente indicativo del sovrariscaldamento a cui sono state sottoposte le inclusioni una volta rifuse, in quanto l'aumento di temperatura oltre la T di intrappolamento provoca la variazione della pressione interna nelle inclusioni con valori di circa 2-3 Kbar ogni 100°C . Il superamento della presunta temperatura di intrappolamento di circa $100\text{-}150^\circ\text{C}$ avrebbe quindi provocato una sovra-pressione interna di almeno 3 Kbar e conseguentemente lo sviluppo di microfratture da decrepitazione indotte dall'espansione termica del fuso.

7.3 Analisi chimica

Dati i fenomeni di interazione e decrepitazione descritti nel paragrafo precedente, si può concludere che la composizione media dei fusi analizzati non può essere rappresentativa del fuso intrappolato durante l'anatessi, in quanto ha sicuramente subito variazioni, seppure queste non dovrebbero aver modificato in modo sostanziale la composizione primaria. Si può quindi affermare, sulla base dei dati raccolti attraverso analisi in microsonda elettronica, che si tratta di fuso granitico dal contenuto variabile in alcali, non così peralluminoso come nei casi descritti da Cesare (2011) e Ferrero et al. (in stampa), e con basso contenuto in H_2O (3-4%). Il basso valore di ASI è in disaccordo con l'origine dei fusi per decomposizione di muscovite e biotite, in quanto essa dovrebbe produrre fusi moderatamente peralluminosi. Questa incongruenza è giustificabile assumendo che, come accennato precedentemente, le inclusioni abbiano perso volatili per degassamento dovuto alla decrepitazione. Poiché l'indice di saturazione in allumina (ASI) è anche funzione del contenuto di H_2O (Acosta Vigil et al., 2003), è plausibile ipotizzare che una perdita di volatili per decrepitazione sia causa anche della diminuzione dell'ASI. Alternativamente, la discrepanza dell'indice ASI dei fusi rispetto a tipici valori peralluminosi (1.10-1.30) potrebbe essere dovuta a perdita di Al dalle inclusioni durante la formazione del bordo di granato descritto precedentemente (vedi capitolo 6).

I fusi himalayani paiono leggermente più ricchi in Si di quelli della Zona Ivrea-Verbano. In entrambi i casi si nota un contenuto piuttosto elevato in K, che è maggiore di Na in tutte le inclusioni tranne un'eccezione nel campione n° 8-9 della zona di Ivrea. Il maggior contenuto di K nelle inclusioni della Zona Ivrea-Verbano e, viceversa, di Na in quelle himalayane potrebbe essere correlato alla temperatura di intrappolamento, minore per le rocce del Kaligandaki rispetto a quelle della Zona di Ivrea.

E' curioso osservare come le inclusioni rifuse siano nella maggior parte dei casi totalmente omogeneizzate e, a differenza di quanto descritto da Ferrero et al. (in stampa), non si osservino fasi superstiti come apatite, rutilo, zircone, ilmenite, riconosciute attraverso osservazioni in microscopia elettronica e ritenute inclusioni solide. E' plausibile ritenere che queste fasi non fossero originariamente presenti nelle inclusioni analizzate, dato che non tutti i nanograniti sono interessati da presenza di inclusioni solide, oppure che esse non siano visibili nella sezione scoperta. La presenza di P e Ti in alcune inclusioni analizzate potrebbe indicare fusione di apatite e rutilo o ilmenite, ma questi elementi sono sempre presenti in quantità inferiori a ciò che ci aspetteremmo in caso di fusione delle fasi accessorie.

8. Conclusioni

Attraverso questo lavoro di tesi si è dimostrato come nei granati di paragneiss migmatitici della Valle del Kaligandaki e di kinzigiti della Zona Ivrea-Verbano siano effettivamente presenti nanograniti, ovvero inclusioni policristalline di fuso anatettico intrappolate durante la contemporanea crescita di granato peritettico durante almeno un evento di fusione incongruente, similmente a quanto descritto da Cesare et al. (2009, 2011) e Ferrero et al. (in stampa) in migmatiti e granuliti.

Si è inoltre osservato come non sempre i metodi utilizzati nei precedenti lavori siano applicabili a tutti i casi di studio di inclusioni nanogranitiche, in quanto nel caso delle rocce del Kaligandaki e di Ivrea non si è riusciti a raggiungere la fusione attraverso riscaldamento con tavolino di alta temperatura, riuscendo a omogeneizzare le inclusioni solo attraverso l'applicazione di una elevata pressione di confinamento mediante *piston cylinder*.

Una delle sfide maggiori nello studio di questi oggetti risiede proprio nei limiti strumentali, poiché date le piccole dimensioni e la presenza non sempre abbondante delle inclusioni è necessario utilizzare tecniche di preparazione specifiche per cercare di limitarne la rimozione meccanica, per esempio durante la lucidatura, insieme a strumenti ad alta risoluzione per l'osservazione e l'analisi sia degli aggregati policristallini che dei fusi ottenibili.

Infine i tentativi di fusione delle inclusioni si sono svolti a temperature certamente più alte di quelle di intrappolamento, provocando il sovrariscaldamento delle inclusioni e conseguentemente la loro decrepitazione e l'interazione con il granato. Non è stato quindi possibile analizzare i fusi in modo quantitativo, ma sicuramente ulteriori indagini ed esperimenti a temperature inferiori potranno nel futuro portare alla determinazione della reale composizione del fuso anatettico originariamente intrappolato.

Ringraziamenti

In primo luogo desidero ringraziare il Professor Cesare per i preziosi insegnamenti e il tempo dedicato alla revisione di questo lavoro.

Per la parte sperimentale vorrei ringraziare la Professoressa Salvioli-Mariani (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Parma), e il Professor Poli (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano).

Grazie al Professor Visonà (Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova) e alla Dottoressa Ewing (Australian National University – Canberra) per aver fornito parte dei campioni e per la disponibilità nel dirimere alcuni dubbi.

Grazie di cuore al Dottor Silvio Ferrero e al Dottor Omar Bartoli per i consigli, il materiale e l'aiuto nella preparazione degli esperimenti.

Bibliografia

Acosta-Vigil, A., Buick, I., Hermann, J., Cesare, B., Rubatto, D., London, D. e Morgan VI, G.B. (2010) Mechanisms of crustal anatexis: a geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain, *Journal of Petrology* **51**, 785-821.

Acosta-Vigil, A., London, D., Morgan VI, G.B. e Dewers, T.A. (2003) Solubility of excess aluminium in hydrous granitic melt in equilibrium with peraluminous minerals at 700-800° C and 200 MPa: significance and applications of the aluminum saturation index, *Contributions to Mineralogy and Petrology* **146**, 100-119.

Acosta-Vigil, A., Cesare, B., London, D. e Morgan VI, G.B. (2007) Microstructure and composition of melt inclusions in a crustal anatectic environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain, *Chemical Geology* **237**, 450-465.

Alvarez-Valero, A.M., Cesare, B. e Kriegsman, L.M. (2005) Formation of elliptical garnet in a metapelitic enclave by melt-assisted dissolution and reprecipitation, *Journal of Metamorphic Geology* **23**, 65-74.

Alvarez-Valero, A.M., Cesare, B. e Kriegsman, L.M. (2007) Formation of spinel-cordierite-feldspar-glass coronas after garnet in metapelitic xenoliths: reaction modelling and geodynamic implications, *Journal of Metamorphic Geology* **25**, 305-320.

Barboza, S.A. e Bergantz, G.W. (2000) Metamorphic and anatexis in the Mafic Complex contact aureole, Ivrea Zone, Northern Italy, *Journal of Petrology* **41**(8), 1307-1327.

Barboza, S.A., Bergantz, G.W. e Brown, M. (1999) Regional granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone: is the Mafic Complex the smoking gun or a red herring?, *Geology* **27**(5), 447-450.

Bodnar, R.J. (2003) Reequilibration of fluid inclusions in Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **32**, 213-230.

Bodnar, R.J. e Student, J.J. (2006) Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry in Melt Inclusions in Plutonic Rocks, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **36**, 1-26.

Boriani, A., Burlini, L. e Sacchi, R. (1990) The Cossato-Mergozzo-Brissago Line and the Pogallo Line (Southern Alps, Northern Italy) and their relationships with the late Hercynian magmatic and metamorphic events, *Tectonophysics* **182**(1-2), 91-102.

Braun, I. e Kriegsman, L.M. (2001) Partial melting in crustal xenoliths and anatectic migmatites: a comparison, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* **26**, 261-266.

Brown, M. (2008) Granites, migmatites and residual granulites: relationships and processes in Working with Migmatites, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **38**, 97-144.

Carosi, R., Montomoli, C. e Visonà, D. (2007) A structural transect in the Lower Dolpo: Insights on the tectonic evolution of Western Nepal, *Journal of Asian Earth Science* **29**, 407-423.

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**, 239-246.

Cesare, B. (2008) Crustal melting: working with enclaves, in Working with Migmatites, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **38**, 37-55.

Cesare, B., Acosta-Vigil, A., Ferrero, S. e Bartoli, O. (2011) Melt inclusions in migmatites and granulites, *Journal of the Virtual Explorer* **40**, 2.

Cesare B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D. e Cavallo, A. (2009) Nanogranite and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites, *Geology* **37**, 627-630.

Cesare, B., Maineri, C., Baron Toaldo, A., Pedron, D. e Acosta-Vigil, A. (2007) Immiscibility between carbonic fluids and granitic melts during crustal anatexis: a fluid and melt inclusion study in the enclaves of the Neogene Volcanic Province of SE Spain, *Chemical Geology* **237**, 433-449.

Cesare, B., Salvioli-Mariani, E., e Venturelli, G. (1997) Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic xenoliths at El Joyazo (SE Spain), *Mineralogical Magazine* **61**, 15-27.

Danyushevsky, L.V., McNeill, A.W., Sobolev, A.V. (2002) Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications, *Chemical Geology* **183**, 5-24.

Ewing, T. (2010) Hf isotope analysis and U-Pb geochronology of rutile: Technique development and application to a lower crustal section (Ivrea-Verbano Zone, Italy), PhD thesis, Australian National University.

Ferrero, S., Bartoli, O., Cesare, B., Salvioli-Mariani, E., Acosta-Vigil, A., Cavallo, A., Groppo, C. e Battiston, S. Microstructures of melt inclusions in anatectic metasedimentary rocks *Journal of Metamorphic Geology*, **in press**.

Frezzotti, M.-L. (2001) Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology, *Lithos* **55**, 273-299.

Godin, L., Parrish, R.R., Brown, R.L. e Hodges, K.V. (2001) Crustal thickening leading to exhumation of the Himalayan Metamorphic core of central Nepal: Insight from U-Pb Geochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology, *Tectonics* **20**(5), 729-747.

Handy, M.R., Franz, L., Heller, F., Janott, B. e Zurbriggen, R. (1999) Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland), *Tectonics* **18**(6), 1154-1177.

Henk, A., Franz, L., Teufel, S. e Oncken, O. (1997) Magmatic underplating, extension and crustal reequilibration: insights from a cross-section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, northern Italy, *Journal of Geology* **105**, 367-377.

Hodges, K.V., Parrish, R.R. e Searle, M.P. (1996) Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas, *Tectonics* **15**(6), 1264-1291.

Hollister, L.S. (1966) Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh Fractionation Model, *Science* **154**, 1647-1651.

Holness, M. (2008) Decoding migmatite microstructure in Working with Migmatites, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **38**, 57-76.

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

Imayama, T., Takeshita, T. e Arita, K. (2010) Metamorphic P-T profile and P-T path discontinuity across the far-eastern Nepal Himalaya: investigation of channel flow models, *Journal of Metamorphic Geology* **28**, 527-549.

Kellett, D.A. e Godin, L. (2009) Pre-Miocene deformation of the Himalayan superstructure, Hidden valley, central Nepal, *Journal of the Geological Society* **166**, 261-275.

Kriegsman, L.M. ed Hense, B.J. (1998) Back reaction between restite and melt: Implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths, *Geology* **26** (12), 1111-1114.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist* **68**, 277-279.

Larson, K.P. e Godin, L. (2009) Kinematics of the Greater Himalayan sequence, Dhaulagiri Himal: implications for the structural framework of central Nepal, *Journal of the Geological Society* **166**, 25-43.

Le Fort, P. (1975) Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc, *American Journal of Science* **275(A)**, 1-44.

Lowenstern, J.B. (1995) Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles, in Magmas, Fluids and Ore Deposits, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **23**, 71-99.

Marchildon, N. e Brown, M. (2001) Melt segregation in late syn-tectonic anatectic migmatites: an example from the Onawa contact aureole, Maine, USA, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* **26**, 225-229.

Morgan VI, G.B. e London, D. (2005) Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses, *American Mineralogist* **90**, 1131-1138.

Mulch, A., Rosenau, M., Dorr, W. e Handy, M.R. (2002) The age and structure of dikes along the tectonic contact of the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Northern Italy, Switzerland) *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **82**, 55-76.

Peressini, G., Quick, J.E., Sinigoi, S., Hofmann, A.W. e Fanning, M. (2007) Duration of a large mafic intrusion and heat transfer in the lower crust: a SHRIMP U-Pb zircon study in the Ivrea-Verbano Zone (Western Alps, Italy), *Journal of Petrology* **48**(6), 1185-1218.

Quick, J.E., Sinigoi, S. e Mayer, A. (1994) Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy, *Journal of Geophysical Research* **99**(B11), 21,559-21,573.

Rivalenti, G., Garuti, G. e Rossi, A. (1975) The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (Western Italian Alps): whole rock geochemistry, *Bollettino della Società Geologica Italiana* **94**, 1149-1186.

Rivalenti, G., Rossi, A., Siena, F. e Sinigoi, S. (1984) The layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, Western Alps, Italy, *Tschermaks Mineralogische und Petrologische Mitteilungen* **33**, 77-99.

Roedder, E. (1984) Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* **12**, 644 p.

Rutter, E., Brodie, K., James, T. e Burlini, L. (2007) Large-scale folding in the upper part of the Ivrea-Verbano zone, NW Italy, *Journal of Structural Geology* **29**, 1-17.

Sawyer, E.W. (1987) The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions, *Journal of Petrology* **28**, 445-473.

Sawyer, E.W. (2008) Working with migmatites: nomenclature for the constituent parts in Working with Migmatites, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **38**, 1-28.

Sawyer, E.W. (2008) Identifying the parts of migmatites in the field in Working with Migmatites, *Mineralogical Association of Canada Short Course* **38**, 29-36.

Sawyer E.W., Cesare, B. e Brown, M. (2011) When the continental crust melts, *Elements* **7**, 227-232.

Schmid, R. e Wood, B.J. (1976) Phase relationships in granulitic metapelites from Ivrea-Verbano Zone (Northern Italy), *Contributions to Mineralogy and Petrology* **54**, 255-279.

Schnetger, B. (1994) Partial melting during the evolution of the amphibolite- to granulite-facies gneisses of the Ivrea Zone, Northern Italy, *Chemical Geology* **113**, 71-101.

Searle, M.P (2010) Low-angle normal faults in the compressional Himalayan orogen: Evidence from the Annapurna-Dhaulagiri Himalaya, Nepal, *Geosphere* **6**(4), 296-315.

Searle, M.P., Cottle, J.M., Streule, M.J. e Waters D.J. (2010) Crustal melt granites and migmatites along the Himalaya: melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edimburgh* **100**, 219-233.

Searle, M.P., Law, R.D., Godin, L., Larson, K., Streule, M.J., Cottle, J.M. e Jessup, M.J. (2008) Defining the Himalayan Main Central Thrust in Nepal, *Journal of the Geological Society of London* **165**, 523-534.

Sills, J.D e Tarney, John (1984) Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy, *Tectonophysics* **107**, 187-206.

Sinigoï, S., Quick, J.E., Clemens-Knott, D., Mayer, A., Demarchi, G., Mazzucchelli, M., Negrini, L. e Rivalenti, G. (1994) Chemical evolution of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy, *Journal of Geophysical Research* **99**(B11), 21,575-21,590.

Sinigoï, S., Quick, J.E., Demarchi, G., Peressini, G. (2010) The Sesia Magmatic System, *Journal of the Virtual Explorer* **36**, 5.

Sinigoï, S., Quick, J.E., Mayer, A. e Demarchi, G. (1995) Density-controlled assimilation of underplated crust, Ivrea-Verbano zone, Italy, *Earth and Planetary Science Letters* **129**, 183-191.

Solar, G.S. e Brown, M. (2001) Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology* **42**, 789-823.

Sorby, H.C. (1858) On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks, *Quarterly Journal of the Geological Society of London* **14**, 453-500.

Tait, S. (1992) Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts, *The American Mineralogist* **77**, 146-155.

Upreti, B.N. e Yoshida, M. (2005) Guidebook for Himalayan Trekkers: Geology and Natural Hazards along the Kaligandaki Valley, Nepal, *Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University* **1**, 165 p.

Vannay, J.-C. e Hodges, K.V. (1996) Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal, *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 635-656.

Vavra, G. e Schaltegger (1999) Post-granulite facies monazite growth and rejuvenation during Permian to Lower Jurassic thermal and fluid events in the Ivrea Zone (Southern Alps), *Contributions to Mineralogy and Petrology* **134**, 405-414.

Vavra, G., Schmid, R. e Gebauer, D. (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps), *Contributions to Mineralogy and Petrology* **134**, 380-404.

Vernon, R.H. (2011) Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks in Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Gneiss Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa, *Geological Society of America Memoir* **207**, 1-11.

Vielzeuf, D. e Holloway, J.R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system, *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 257-276.

Voshage, H., Hofmann, A.W., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Sinigoi, S., Raczek, I. e Demarchi, G. (1990) Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating, *Nature* **347**, 731-736.

Zingg, A. (1980) Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigations, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **60**, 153-179.

Zingg, A., Handy, M.R, Hunziker, J.C. e Schmid, S.M. (1990)
Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal
evolution of the Southern Alps, *Tectonophysics* **182**(1-2), 169-192.

