



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Scienze della Terra

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN GEOLOGIA

**CATACLASTIC FLOW E DISSOLUTION-PRECIPITATION CREEP DI  
GRANATO: UN INDICATORE DI UN ALTO TASSO DI  
DEFORMAZIONE?**

**CATACLASTIC FLOW AND DISSOLUTION-PRECIPITATION CREEP  
IN GARNET: A HINT FOR HIGH STRAIN RATE DEFORMATION?**

*Relatore: Prof. Richard Spiess*

*Laureando: Simon Schorn*

*Matricola: 619749*

ANNO ACCADEMICO 2011/2012

# INDICE

INTRODUZIONE	pag. 3
ABSTRACT	pag. 4
CAPITOLO 1: INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag. 10
CAPITOLO 2: METODOLOGIE ANALITICHE	pag. 12
CAPITOLO 3: LAVORO SVOLTO	pag. 12
3.1 DESCRIZIONE DEL CAMPIONE	pag. 12
3.2 ANALISI LOW STRAIN DOMAIN	pag. 15
3.2.1 Analisi al microscopio petrografico	pag. 15
3.2.2 Analisi qualitativa al SEM (BSE)	pag. 18
3.2.3 Analisi EBSD	pag. 19
3.2.4 Analisi EDS	pag. 22
3.2.5 Analisi in microsonda elettronica	pag. 24
3.3 ANALISI MID STRAIN DOMAIN	pag. 27
3.4 ANALISI HIGH STRAIN DOMAIN	pag. 30
3.5 APPLICAZIONI TERMOMETRICHE	pag. 32
CAPITOLO 4: CONCLUSIONI	pag. 33
APPENDICE	pag. 35
-Tabelle	pag. 35
-Bibliografia	pag. 47

# INTRODUZIONE

Il campione di roccia studiato in questa tesi di laurea proviene dalla “*Sulztal shear zone*”, una fascia milonitica di età Varisica, formatasi durante l’esumazione di un’unità di alta pressione 350-360 Ma fa. Questa struttura milonitica d’importanza regionale immerge con ~60-70° verso Sud, presenta una lineazione *down-dip* ed è collocata a Sud del Sulztal che collega gli abitati Längenfeld e Winnebach, presso l’Ötztal, Austria, a una quota di 2537 m s.l.d.m. Il campione in studio fa parte di una delle unità di alta pressione affioranti nel basamento Austroalpino delle Alpi orientali, nel complesso cristallino dell’Ötztal-Stubai (ÖSC, *Ötztal-Stubai Complex*) e della Silvretta (SC, *Silvretta Crystalline Complex*) (Miller, 1974; Maggetti & Galetti, 1988; Maggetti & Flisch, 1993; Miller & Thöni, 1995; Schweinehage & Massonne, 1999; Ladenhauf *et al.*, 2001). Il campione studiato è una roccia ultrafemica a granato, e tutte le caratteristiche microstrutturali della zona di shear ci inducono a ipotizzare che il complesso di alta pressione sia stato esumato rapidamente lungo la Sulztal shear zone. Avvalorare tale ipotesi, attraverso lo studio del meccanismo di deformazione registrato dal granato nella roccia studiata è l’obiettivo principale di questa tesi. Le caratteristiche microstrutturali riconoscibili al microscopio petrografico sono di particolare interesse poichè suggeriscono che il granato abbia subito alti stress differenziali e sia pertanto stato deformato in condizioni di *brittle-ductile transition (BDT)* per fratturazione multipla e continua, garantendo una forte riduzione di grana. Storey & Prior (2005) hanno descritto microstrutture simili in una *shear zone* localizzata a Glenelg (Scozia), attribuendole però ad una deformazione nel dominio plastico.

## ABSTRACT

The rock sample studied in this work has been collected at the Sulztal shear zone, a mylonitic structure of regional importance which accommodated the Variscan exhumation of high-pressure units, dated at 350-360 Ma. The shear zone has a down-dip lineation and dips 60-70° towards S and is located South of the Sulztal which connects Längenfeld and Winnebach, nearby the Ötztal, Austria. Variscan high-P metamorphic rocks, which the sample is part of, are present throughout the Austroalpine basement of the Eastern Alps and the Ötztal-Stubai complex (ÖSC) and the Silvretta crystalline complex (SC) (Miller, 1974; Maggetti & Galetti, 1988; Maggetti & Flisch, 1993; Miller & Thöni, 1995; Schweinehage & Massonne, 1999; Ladenhauf *et al.*, 2001). In the NW zone of the Ötztal unit rocks mostly preserved the pre-Alpine metamorphic overprint, namely the Variscan, in amphibolitic to eclogite facies and the associated multiple deformation. The units show only weak evidence of the Alpine metamorphic overprint. High-pressure events are preserved most exclusively in metabasic rocks that are present in elongated lenses and bodies, like ultramafic garnet-bearing rocks (studied sample) of kilometer-scale extension, often associated with metapelitic units. Those metabasites show affinity to gabbro-basalts of mid-ocean ridge basalt (MORB) type (Maggetti & Galetti, 1984, Miller & Thöni, 1995).

Eclogitic associations with garnet + omphacite + quartz assemblages are locally preserved within these bodies as a result of incomplete re-equilibration during exhumation subsequent to the peak of Variscan metamorphism. In rare cases, relict gabbros and gabbroic textures still indicate the nature of the protoliths (Miller, 1974, Miller & Thöni, 1995). In the north-central ÖSC, high-P rocks are present in two parallel kilometre-sized elongated bodies consisting of garnet amphibolite, eclogites and olivine-rich rocks enclosed in pelitic gneisses, forming the northern and southern eclogitic zone (NEZ, SEZ) ( Miller, 1974; Koziol & Oberhänsli, 1995).

P-T conditions for the Variscan high-P metamorphism range from 2.5-2.9 GPa at 600-730°C in the ÖSC and SC (Maggetti & Galetti, 1988; Miller & Thöni, 1995; Schweinehage & Massonne, 1999). The timing of the high-P event was determined for metabasic eclogites of the ÖSC and SC by Miller & Thöni (1995) using Sm-Nd datations.

One thin section cut from an *amphibolic-garnet bearing* ultramafic *scist* collected along the Sulztal shear zone has been studied in this thesis. It is defined as ultramafic because it consists predominantly of actinolitic amphibole (>80%) plus garnet, but primary clinopyroxene (diposide) is still preserved as a relict phase. Garnet is organized in millimeter-sized aggregates composed of sub-spheric, micrometer-sized grains. Single grains are in contact by triple junctions of 120°.

Storey & Prior (2005) studied elongated garnets which occur within a shear zone transecting an eclogitic body located at Glenelg, NW Scotland. These authors described deformation and recrystallization of garnet under plastic conditions which has led to a similar microstructure as that observed in the rock studied during this thesis, with the significant difference that the authors observed the development of a CPO (*crystallographic preferred orientation*) in garnet. In contrary, the present study shows that the crystallographic orientation of garnet becomes randomized during deformation. Storey & Prior (2005) describe a variation of deformation mechanism as a function of stress, whereas in the present work it is thought to be a function of the different distribution of metamorphic fluids.

In the studied thin section a prominent strain gradient is preserved, suggesting strong strain partitioning due to channelized fluid flow, the garnet microstructure in the studied rock is best explained by a high strain rate deformation process during fast exhumation. Scanning electron microscope (SEM) based techniques like EBSD (*electron backscatter diffraction*) and EDS (*energy dispersive spectrometry*), as well as fully quantitative electron microprobe analysis and traditional petrographic microscopy are the analytical tools chosen to study the microstructure and the mineral compositions within the selected rock sample. As already outlined, garnet aggregates have been of principal interest. All analysed garnet grains are characterized by a heavy crystallographic misorientation although they are at reciprocal contact. From a chemical point of view, the aggregates and the whole mineralogy is highly homogeneous, except some zoned garnet cores inside larger grains of the *low strain domain* which are grossular-rich. These relics are thought to have preserved the primary chemistry because of their lower grain size reduction. The magnitude of crystallographic misorientation does **not** increase with deformation intensity.

The grain size reducing deformation mechanism is thought to be *cataclastic flow*, a mechanism working close to the *brittle-ductile transition conditions* (BDT) and is characterized by a continuous and thorough fracturing of previous garnet porphyroblasts and the mechanical rotation of the developing new grains. The observed “mosaic-like” structure is attributed to *dissolution-precipitation creep*, which is thought to heal fractures and to favour formation of straight grain boundaries with 120° triple junctions. This mechanism has also led to a progressive increase of the aspect ratio of the single grains with increasing strain. The two deformation mechanisms together explain hence the observed strong crystallographic misorientation and the “mosaic” microstructure of the garnet aggregates.

Application of the garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg exchange geothermometer of E. Krogh Ravn (2000) has led to the assessment of an equilibration temperature of 512°C for a fixed pressure of 10 kbar. This geothermometer is not very pressure sensitive, and therefore the arbitrarily chosen pressure of 10Kbar only slightly affects the calculated temperatures. Although we do not know the exact pressure conditions, the assumed pressure is reasonable considered that the studied rock has been involved in the subduction process responsible for the eclogitic metamorphism within the Ötztal. The calculated temperature, together with the observed mineral assemblage suggest that chemical equilibration and deformation of garnet has occurred at lower amphibolite to higher greenschist facies conditions. The garnet aggregate microstructure suggests that the sample and hence the outcropping units along the *Sulztal shear zone* have been exhumed extremely fast during the Variscan subduction, dated at 350-360 Ma by Miller & Thöni (1995). The dissolution microstructures of garnet suggest that fluids have been abundant and channelized flow is responsible for localized strain concentration, and hence for the observed strong strain gradient within the studied rock sample.

Il campione di roccia studiato proviene dalla “*Sulztal shear zone*”, una fascia milonitica formatasi durante l’esumazione Varisica di unità di alta pressione, 350-360 Ma fa. Questa struttura d’importanza regionale immerge con  $\sim 60-70^\circ$  verso Sud con una lineazione *down-dip* ed è collocata a Sud della *Sulztal* che collega gli abitati *Längenfeld* e *Winnebach*, presso l’*Ötztal*, Austria. Il campione in studio fa parte del complesso di unità di alta pressione affioranti nel basamento Austroalpino delle Alpi orientali, particolarmente diffusi nel complesso cristallino dell’*Ötztal-Stubai (ÖSC, Ötztal-Stubai Complex)* e nel cristallino del *Silvretta (SC, Silvretta Crystalline Complex)* (Miller, 1974; Maggetti & Galetti, 1988; Maggetti & Flisch, 1993; Miller & Thöni, 1995; Schweinehage & Massonne, 1999; Ladenhauf *et al.*, 2001). Nelle parti settentrionali e occidentali dell’unità dell’*Ötztal*, zona da cui proviene il campione studiato, le rocce hanno preservato maggiormente la sovrimpronta metamorfica pre-Alpina (essenzialmente Varisica) in facies anfibolitica ad eclogitica e l’associata deformazione polifasica, mostrando solo una debole sovrimpronta metamorfica Alpina. Nel basamento le evidenze di eventi ad alta pressione sono conservati quasi esclusivamente in rocce metabasiche presenti in lenti e corpi allungati, come in rocce ultramafiche a granato (roccia in esame), anche di dimensioni chilometriche, associate a metapeliti. Tali metabasiti mostrano un’affinità chimica a gabbro-basalti appartenenti a *suite* magmatiche di tipo MORB (Maggetti & Galetti, 1984; Miller & Thöni, 1995).

Associazioni eclogitiche composte da granato + onfacite + quarzo sono preservate localmente assieme a suddette lenti e riflettono un riequilibrio incompleto durante l’esumazione Varisica. Occasionalmente la natura dei protoliti è suggerita dalla preservazione di gabbri relitti e tessiture gabbriche (Miller, 1974; Miller & Thöni, 1995). Queste rocce di alta pressione formano due unità subparallele con estensione laterale chilometrica nel *ÖSC* cento-settentrionale e sono composte da anfiboliti a granato, eclogiti e rocce ricche in olivina racchiuse in gneiss pelitici. Tali unità sono denominate NEZ e SEZ (*Northern & Southern Eclogite Zone*, Miller, 1974; Koziol & Oberhänsli, 1995).

Le condizioni P-T del metamorfismo eclogitico Varisico variano fra 2,5-2,9 GPa e 600-730° C per l’*ÖSC* e il *SC* (Maggetti & Galetti, 1988; Miller & Thöni, 1995; Schweinehage & Massonne, 1999). L’età dell’evento HP di 350-360 Ma è stata determinata per le eclogiti metabasiche appartenenti al *ÖSC* e *SC* da Miller e Thöni (1995) tramite datazioni Sm-Nd.

È stata ricavata una sezione sottile dalla suddetta zona di shear, definita *scisto anfibolico a granato*, roccia ultrabasica, in quanto è costituita principalmente da anfibolo actinolitico (>80%), granato e clinopirosseno (diopside). Il granato è organizzato in aggregati millimetrici costituiti da granuli rotondeggianti con diametro abbastanza omogeneo di alcune decine di micron. I granuli sono a contatto reciproco mediante punti tripli di 120°.

Storey & Prior (2005), in un lavoro riguardante granati deformati in una *shear zone* che taglia un corpo eclogitico localizzato a Glenelg, NW della Scozia, descrivono granati deformati nel dominio del plastico con microstrutture simili a quelle studiate in questa tesi. Ma a differenza di quanto viene documentato nel presente lavoro, i granati studiati da Storey & Prior (2005) invece di mostrare una randomizzazione della orientazione cristallografica dei singoli granuli si isorientano. Gli suddetti autori ipotizzano anche una variazione del meccanismo deformativo in funzione del gradiente di stress. Nel lavoro di questa tesi si documenta invece che i meccanismi di deformazione variano lungo un gradiente di strain come risultato di un preferenziale flusso dei fluidi metamorfici.

Si ipotizza che la microstruttura del granato indichi un forte tasso di deformazione e pertanto una rapida esumazione. Tecniche analitiche basate sul microscopio elettronico a scansione (SEM) come EBSD (*electron backscatter diffraction*) e EDS (*energy dispersive spectrometry*), completate dallo studio al microscopio petrografico e alla microsonda elettronica sono state applicate per lo studio della sezione sottile e principalmente sugli aggregati di granato. Si dimostra che i granuli di granato, pur essendo a stretto contatto reciproco all'interno dei singoli aggregati, sono caratterizzati da una orientazione cristallografica pressochè casuale. Inoltre non si osservano variazioni chimiche significative nelle fasi mineralogiche, come testimonianza di un completo riequilibrio chimico, avvenuto durante la deformazione eccetto per pochi granuli di maggior dimensione preservati nel *low strain domain*. Tali relitti sono più ricchi in grossularia, e testimoniano che a seguito della minore deformazione accomodata, la diffusione non è stata sufficientemente efficace per riequilibrare il chimismo primario alle nuove condizioni. La magnitudo di misorientazione cristallografica **non** aumenta all'aumentare dell'intensità di deformazione. Il meccanismo deformativo subito è presunto essere il *cataclastic flow*, avvenuto nelle condizioni del *brittle-ductile transition (BDT)* per fratturazione continua, causando la forte riduzione di grana assieme alla marcata rotazione meccanica dei nuovi granuli.

L'aspetto "a mosaico d'incastro" delle microstrutture è attribuito al *dissolution-precipitation creep*, responsabile del risanamento delle fratture creando limiti granulari rettilinei e contatti tra più granuli in corrispondenza di punti tripli a 120°.

Il processo del *dissolution-precipitation creep* è anche responsabile del progressivo aumento dell'*aspect ratio* (lato lungo/lato corto) dei singoli granuli osservato a *strain* crescenti. I due meccanismi deformativi quindi spiegano sia l'eccezionale misorientazione cristallografica che l'aspetto "a mosaico" degli aggregati.

L'applicazione del geotermometro di E. Krogh Ravna (2000), basato sullo scambio Fe bivalente e Mg in granato e clinopirosseno, ha fornito una temperatura di equilibrio di 512°C. Per il calcolo la pressione è stata fissata arbitrariamente a 10 kbar, partendo dal presupposto che le rocce studiate dovevano essere state coinvolte nel processo di subduzione responsabile della formazione delle eclogiti nel complesso dell'Ötztal. I dati termometrici indicano che la deformazione sia avvenuta alle condizioni comprese tra la bassa facies anfibolitica e l'alta facies degli scisti verdi.

Si giunge alla conclusione che il campione e quindi le rocce affioranti lungo la *Sulztal shear zone* abbiano subito un'esumazione estremamente rapida avvenuta probabilmente in concomitanza con la subduzione di età Varisica, datata a 350-360 Ma da Miller & Thöni (1995). Si ipotizza che nella roccia studiata i fluidi siano stati particolarmente diffusi e il loro flusso localizzato stia a capo del forte gradiente di deformazione osservato.

# CAPITOLO 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

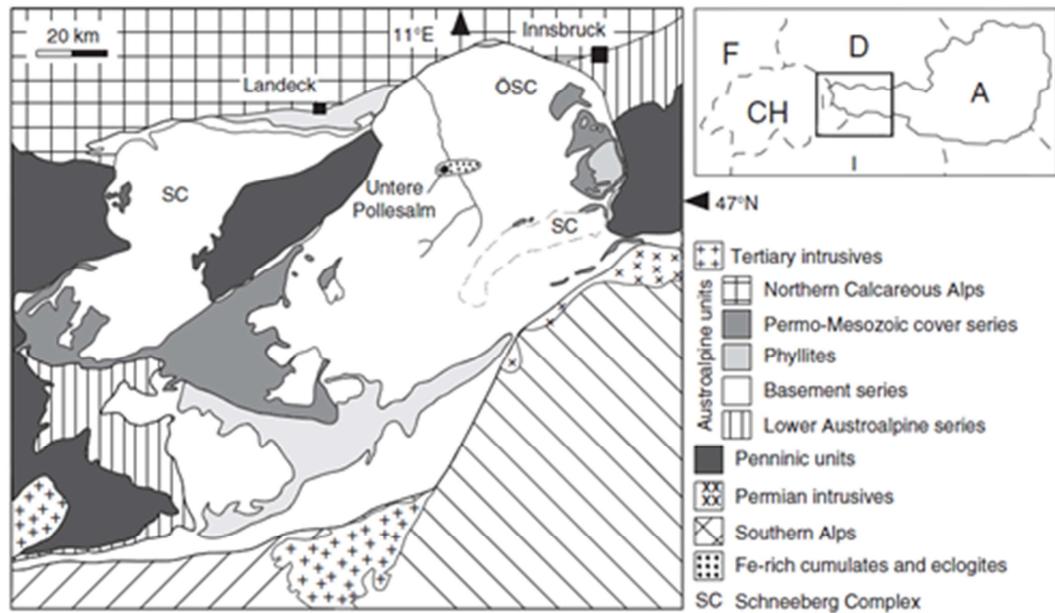
Il complesso cristallino dell'Ötztal-Stubai (ÖSC), di cui fa parte il campione di roccia in studio, rappresenta una tipica sezione del basamento polimetamorfico Austroalpino nelle Alpi orientali ed è composto largamente da paragneiss e micascisti, con abbondanti intercalazioni di metagranitoidi e, più raramente, metabasiti e metacarbonati. La maggior parte delle unità meta-igne intercalate sono di età pre-Varisica (pre-Carbonifero) (Miller & Thöni, 1995; Schweigl, 1995; Hoinkes *et al.*, 1997; Klötzli-Chowanetz, 2001).

Nelle parti settentrionali e occidentali dell'unità dell'Ötztal, zona in cui il campione studiato è stato raccolto (vedi fig. 1.1.2), le rocce hanno preservato maggiormente la sovrimpronta metamorfica pre-Alpina (essenzialmente Varisica) in facies da anfibolitica ad eclogitica e l'associata deformazione polifasica, mostrando solo una debole sovrimpronta metamorfica Alpina. Nel basamento le evidenze di eventi ad alta pressione sono conservati quasi esclusivamente in rocce metabasiche presenti in lenti e corpi allungati, come in rocce ultramafiche a granato (roccia in esame), anche di dimensioni chilometriche, associate a metapeliti. Tali metabasiti mostrano un'affinità chimica a gabbro-basalti appartenenti a *suite* magmatiche di tipo MORB (Maggetti & Galetti, 1984, Miller & Thöni, 1995).

Associazioni eclogitiche composte da granato + onfacite + quarzo sono preservate localmente assieme a suddette lenti come risultato di un riequilibrio incompleto durante l'esumazione successiva al picco metamorfico Varisico. In rari casi la natura dei protoliti è indicata da gabbri relitti e tessiture gabbriche (Miller, 1974, Miller & Thöni, 1995).

Queste rocce di alta pressione formano due unità subparallele con estensione laterale chilometrica nel ÖSC centro-settentrionale e sono composte da anfiboliti a granato, eclogiti e rocce ricche in olivina racchiuse in gneiss pelitici. Tali unità sono state denominate NEZ e SEZ (*Northern & Southern Eclogite Zone*, Miller, 1974; Koziol & Oberhänsli, 1995) (vedi Fig. 1.1.1).

Le condizioni P-T del metamorfismo eclogitico Varisico variano fra 2,5-2,9 GPa e 600-730° C per ÖSC e SC (Maggetti & Galetti, 1988; Miller & Thöni, 1995; Schweinehage & Massonne, 1999). L'età dell'evento HP di 350-360 Ma è stata determinata per le eclogiti metabasiche appartenenti al ÖSC e SC da Miller e Thöni (1995) tramite datazioni Sm-Nd.



**Fig. 1.1.1** Mappa tettonica del complesso Ötztal-Stubai (ÖSC) e cristallino del Silvretta (SC), il campione è stato prelevato poco ad Est della località “untere Pollesalm” all’interno dell’unità eclogitica. Da J. Konzett, C. Miller, R. Armstrong e M. Thöni.



**Fig. 1.1.2** Inquadramento geografico della zona di prelievo del campione.

## CAPITOLO 2: METODOLOGIE ANALITICHE

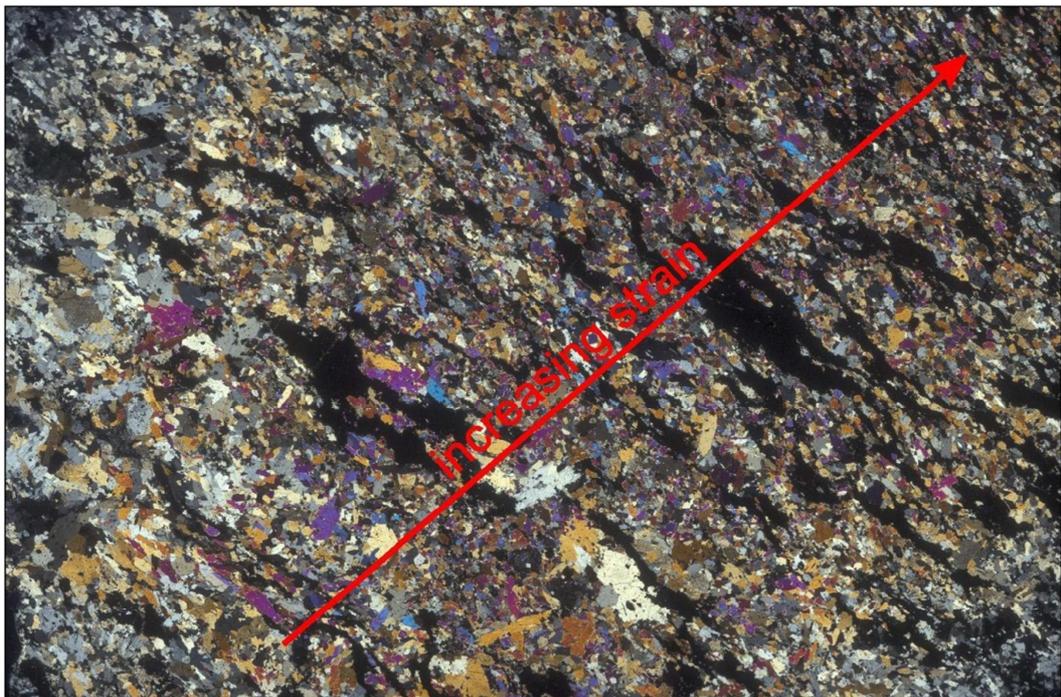
Lo strumento chiave di questa tesi di laurea è stato il microscopio elettronico a scansione (SEM), dispositivo che ha permesso in prima linea l'analisi EBSD (*electron backscatter diffraction*), tecnica fondamentale per il riconoscimento dell'orientazione cristallografica di una qualunque fase mineralogica. I dati sono stati raccolti in maggioranza manualmente, ma anche la mappatura automatizzata è stata sfruttata largamente. Immagini ottenute tramite gli elettroni retrodiffusi (BSE, *backscattered secondary electrons*) hanno permesso una analisi qualitativa del campione e delle microstrutture presenti. La tecnica EDS (*energy dispersive spectroscopy*) è stata sfruttata per fornire analisi composizionali semiquantitative e mappe chimiche. Dato che questa tecnica non usa standard di riferimento, essa è stata integrata dall'analisi alla microsonda elettronica. Un'attento studio al microscopio petrografico ha anteceduto tutto il lavoro analitico quantitativo effettuato.

## CAPITOLO 3: LAVORO SVOLTO

### 3.1 DESCRIZIONE DEL CAMPIONE

È stata studiata in dettaglio una sezione sottile, ricavata da un campione ultrafemico deformato all'interno della *Sulztal shear zone*. In sezione sottile la roccia, tagliata ortogonalmente al piano di foliazione e parallelamente alla lineazione, è composta da anfibolo, granato e clinopirosseno. Seguono diagrammi composizionali delle suddette fasi mineralogiche nel paragrafo 3.2.5. Minerali accessori sono rutilo, titanite e raramente pirite. In base alla mineralogia osservata la roccia è stata definita “*scisto anfibolico a granato*”. Come protolite si offre una roccia ultrafemica magmatica, probabilmente una pirossenite, che è stata fortemente trasformata per via del metamorfismo subito nella zona di subduzione accompagnato dalla percolazione di una notevole quantità di fluidi. Questi hanno consentito la pervasiva trasformazione del pirosseno in anfibolo, che ora costituisce più del 80% della roccia esaminata. Il minerale di primario interesse di questa tesi, il granato, è presunto essere di origine metamorfica, quindi si è formato probabilmente prima di essere stato esumato e deformato assieme alle rocce circostanti.

I colori d'interferenza variano dal grigio al blu del secondo ordine (N.b. i colori d'interferenza più bassi nel lato sinistro della sezione derivano da spessore ridotto). Salta subito all'occhio l'aspetto microstrutturale particolare dei minerali otticamente isotropi. Si tratta di aggregati poligranulari di granato, con granuli di dimensioni dal centinaio a decine di micron. Nella sezione sottile si osserva un forte gradiente di deformazione da SW verso NE. Esso è segnato dalla riduzione della granulometria di tutte le fasi mineralogiche e in particolare degli aggregati di granato che oltre a essere più minuti sono anche più omogeneamente distribuiti nello spazio.

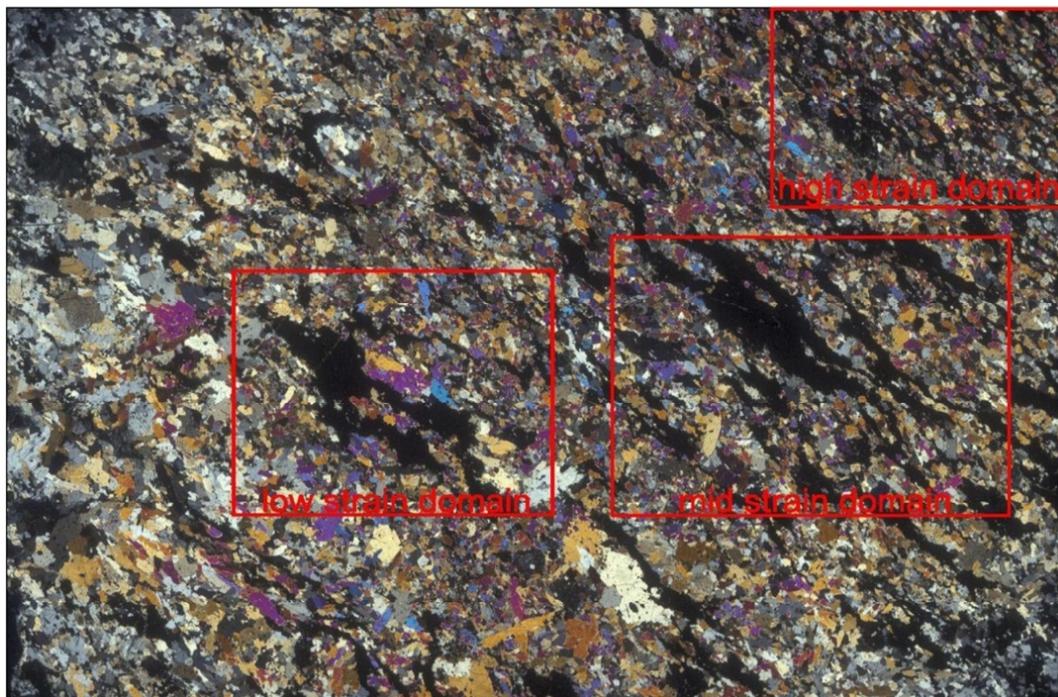


**Fig. 3.1.1** Foto al microscopio petrografico della sezione sottile a nicol incrociati, si noti il gradiente di strain da SW verso NE nella sezione caratterizzato da una generale diminuzione della granulometria delle fasi mineralogiche e in particolare dall'assottigliamento degli aggregati di granato (estinti nell'immagine) che al contempo diventano più minuti e più omogeneamente distribuiti nello spazio.

Le caratteristiche microstrutturali degli aggregati di granato hanno indotto l'idea che questi possano essere il risultato della deformazione marcata subito dalla roccia, malgrado l'apparente similitudine con le microstrutture studiate da Spiess *et al.* (2001). Gli aggregati di granato studiati da questi autori sono da imputare a un processo di nucleazione multipla e successiva coalescenza, processo che dà origine allo sviluppo di una forte CPO (*crystallographic preferred orientation*) per riduzione di energia superficiale al momento in cui durante la crescita i singoli granuli entrano in contatto reciproco.

Diversamente, gli aggregati di granato studiati in questa tesi mostrano invece una spiccata tendenza alla randomizzazione dell'orientazione cristallografica dei singoli granati. Inoltre, come verrà dimostrato nei paragrafi successivi, non si nota un aumento della magnitudine di misorientazione cristallografica tra i granuli con l'aumento dello strain. In più si dimostra che in tutti i clasti analizzati vi è una marcata omogeneizzazione chimica.

Esclusivamente nella zona centrale della sezione sottile (*low strain domain in Fig. 3.1.2*) nei granuli di granato più grossi è preservata una debole zonatura del calcio (vedi Fig. 3.1.11 e 3.1.12).



**Fig. 3.1.2** Sezione sottile a nicol incrociati, sono evidenziati i vari domini deformativi.

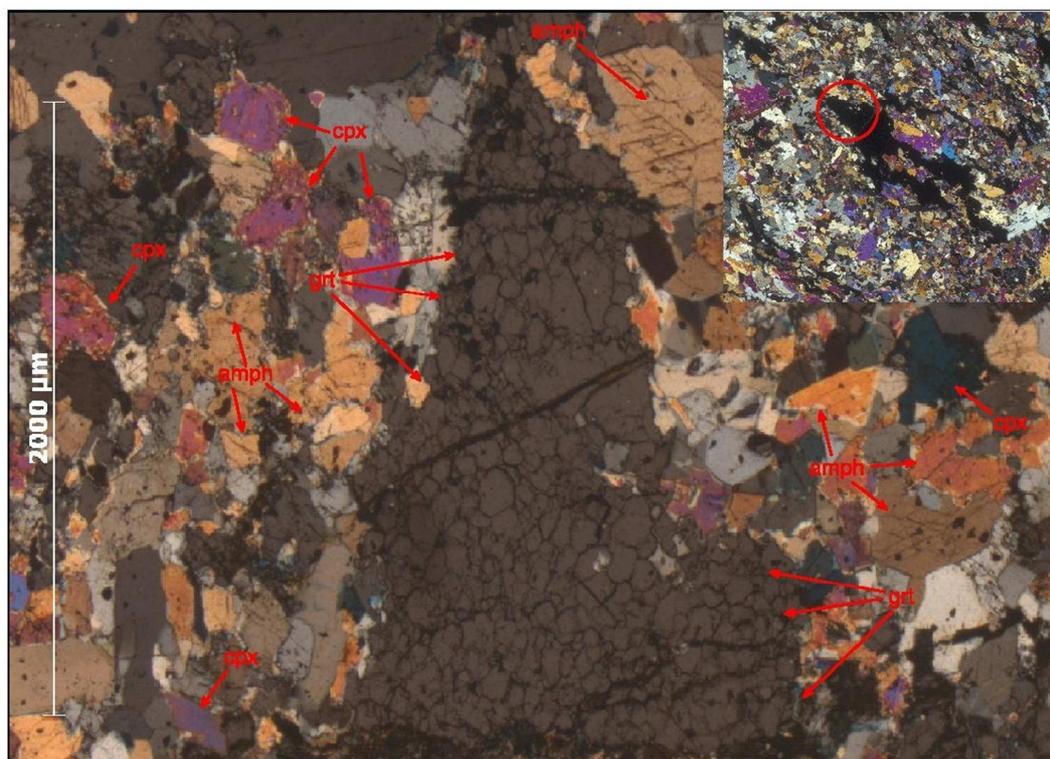
Data la problematica presente è stato deciso di studiare il campione in base ai 3 domini di strain crescente segnati in Fig. 3.1.2 per avere un quadro più completo possibile dei meccanismi deformativi che hanno generato la presente microstruttura.

## 3.2 ANALISI LOW STRAIN DOMAIN

### 3.2.1 Analisi al microscopio petrografico

La figura 3.2.1 mostra una foto al microscopio petrografico a nicol parzialmente incrociati della zona a bassa deformazione. Nella parte centrale si nota che numerosi granuli di granato formano un aggregato in cui la grana è abbastanza omogenea. La maggiorparte dei granuli hanno un diametro attorno ai 100  $\mu\text{m}$ , ma sono presenti anche in minor parte grani più piccoli ( $\sim 10 \mu\text{m}$ ) e più grandi ( $\sim 100 \mu\text{m}$ ).

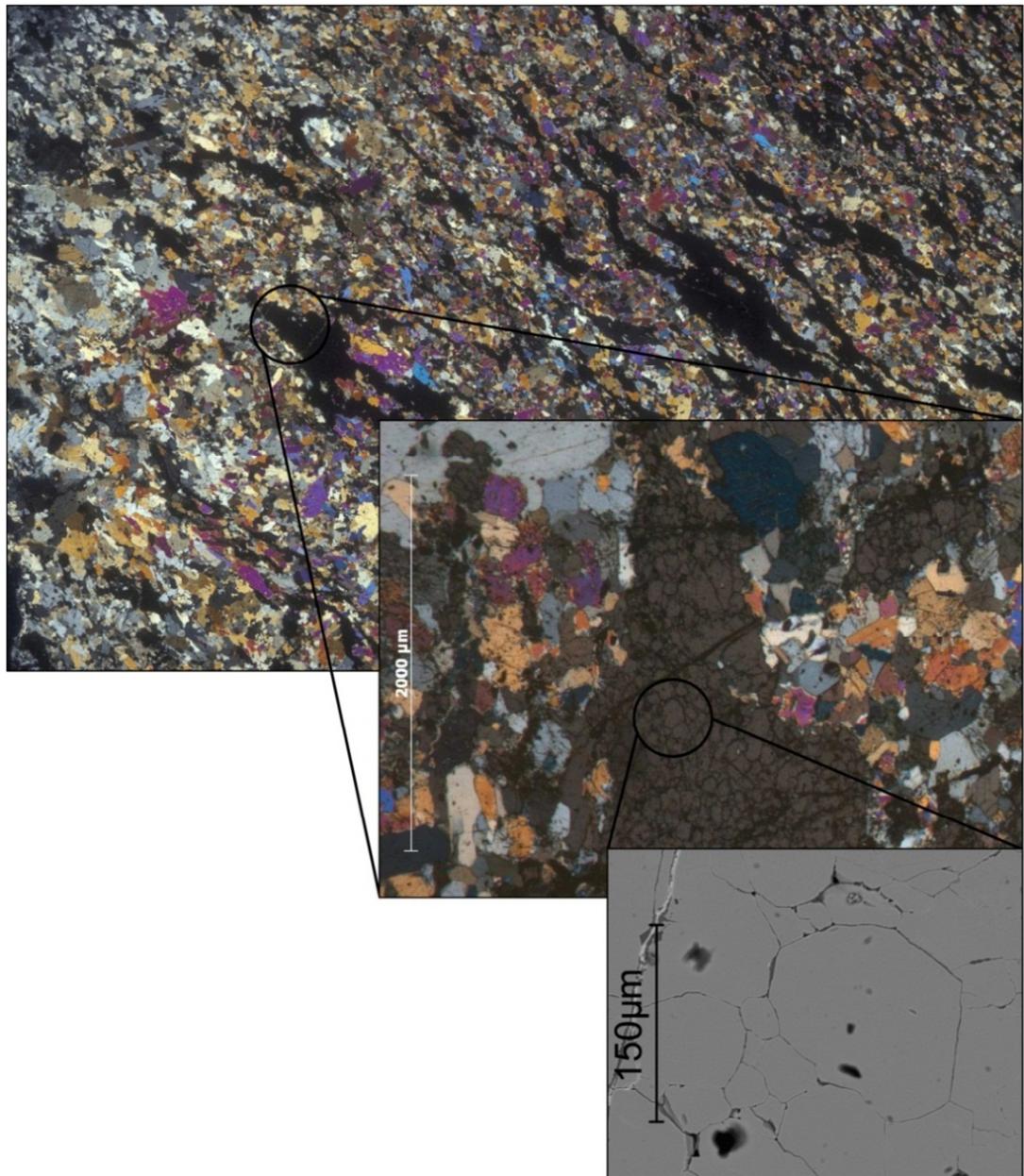
I granuli maggiori rappresentano dei relitti del minerale primario e sono localizzati soltanto all'interno del *low strain domain*, nelle zone più deformate la grana è ancora più omogenea e si aggira attorno alle decine di micron.



**Fig 3.2.1** Foto del low strain domain al microscopio petrografico a nicol semi-incrociati per evidenziare la microstruttura del granato.

Il granato a nicol paralleli si mostra di colore rosa tenue-nocciola ed è facilmente riconoscibile tramite l'alto rilievo e per la sua estinzione a nicol incrociati. I pirosseni si presentano incolori (indicatore di un basso tenore in ferro), le sezioni basali hanno la classica doppia sfaldatura perpendicolare e l'estinzione è inclinata. Generalmente questi inosilicati si presentano alterati e fratturati. Il massimo colore d'interferenza a nicol incrociati è il blu del secondo ordine. Dalle caratteristiche ottiche si può ipotizzare che si tratti di un termine ricco in magnesio della serie diopside-hedenbergite. Gran parte di essi risultano ricristallizzati, ma sono presenti alcuni relitti ora circondati da anfibolo. Quest'ultimo aspetto suggerisce che l'anfibolo si sia formato a scapito del clinopirosseno durante la sovrimpronta metamorfica varisica.

A nicol paralleli gli anfiboli sono incolori e non mostrano alcun pleocroismo, le basali con la caratteristica forma a losanga hanno il classico doppio sistema di sfaldatura a  $120^\circ$  e  $60^\circ$ . A nicol incrociati hanno estinzione inclinata e colori d'interferenza bassi, fino al giallo-brunastro del primo ordine, compatibile con le caratteristiche di un'anfibolo calcico. I minerali accessori sono in parte opachi (ossidi di ferro), altri sono invece di colore marrone-rossastro (quasi opaco) che mascherano i colori d'interferenza, e assieme all'alto rilievo indicano che si tratti di rutilo. La sezione sottile risulta essere priva di plagioclasio e di altri tetrosilicati, fatto che conferma la natura ultrabasica della roccia in esame. La determinazione delle fasi mineralogiche al microscopio ottico infine è stata completata tramite l'analisi alla microsonda elettronica (vedi paragrafo 3.2.5).



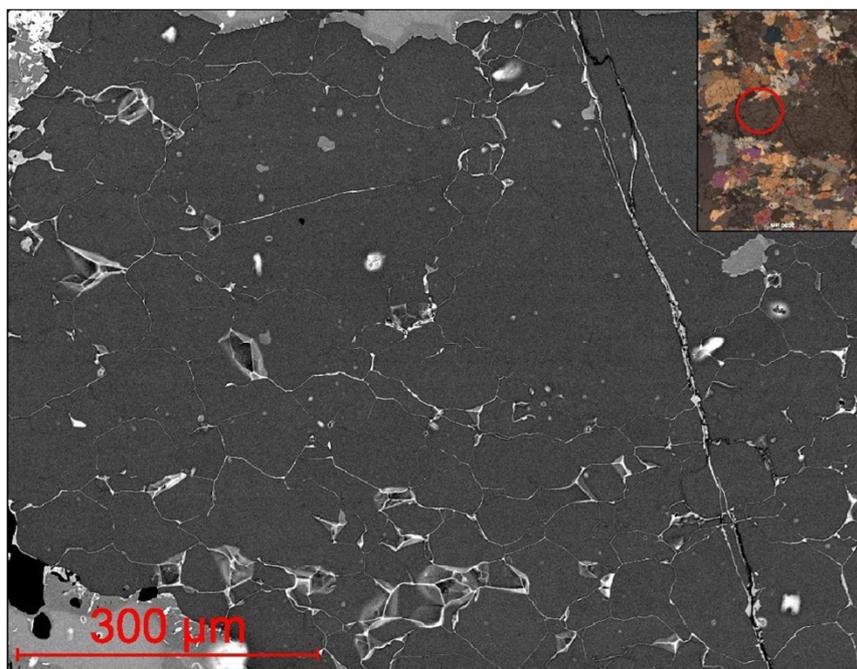
**Fig. 3.2.2** Foto al microscopio petrografico della sezione sottile a nicol incrociati, è cerchiato il low strain domain e infine è rappresentato un dettaglio di microstruttura di granato al SEM. Si noti l'aspetto "incastrato" a mosaico dei singoli granuli in contatto tramite punti tripli di  $120^\circ$ .

### 3.2.2 Analisi qualitativa al SEM (BSE)

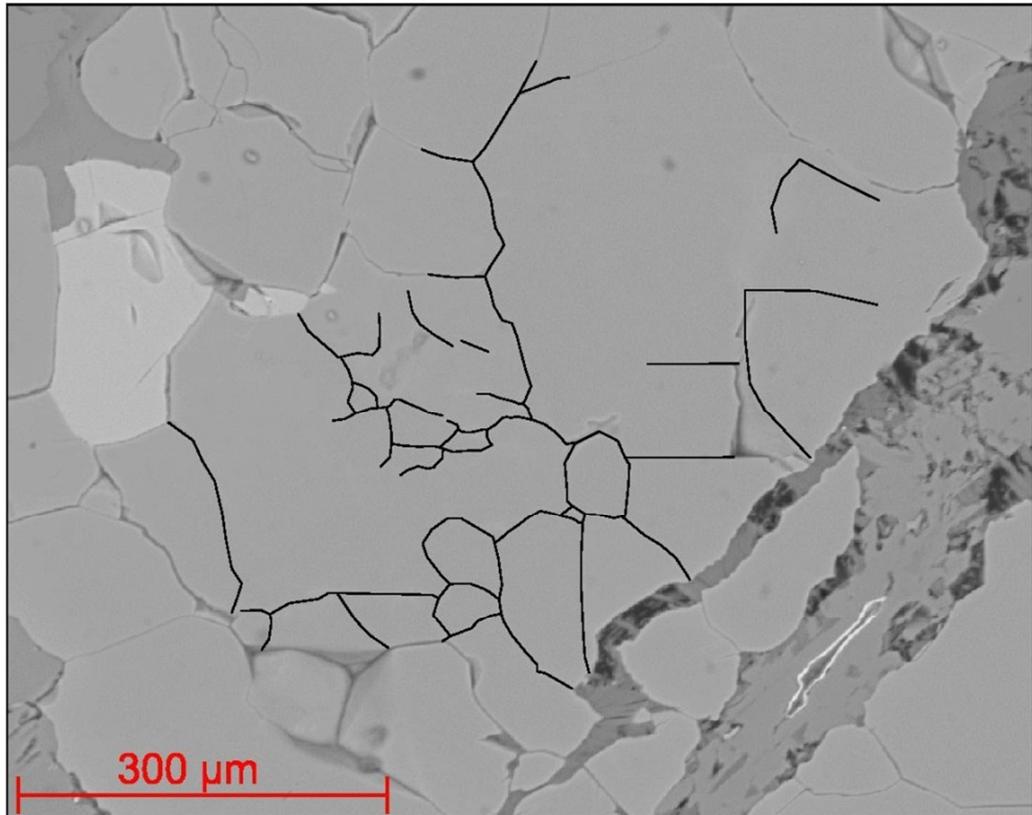
Una prima analisi è stata effettuata tramite un'attenta osservazione al microscopio elettronico a scansione del dominio a più basso strain. Come osservabile nella Fig. 3.2.2, la microstruttura del granato è caratterizzata dalla presenza di numerosi granuli di dimensioni variabili fra 10 a 100  $\mu\text{m}$  che formano un'aggregato confrontabile ad un vero e proprio mosaico.

I contatti fra i singoli granuli sono spesso rettilinei, inoltre si osservano punti tripli ad angoli di  $120^\circ$ , tipica espressione della minimizzazione dell'energia di superficie (Passchier & Trouw, 2005).

La Fig. 3.2.3 mostra un dettaglio al SEM del low strain domain dove sono presenti granuli di dimensioni attorno ai 300 micrometri, abbastanza grandi rispetto a quelli che li circondano. Tali granuli sono i relitti del granato primario dal quale si sono evoluti i numerosi clasti per una continua fratturazione pervasiva con una forte rotazione dei nuovi granuli. Questo processo di *cataclastic flow* ha portato ad una continua riduzione di grana, che, come evidenziato in Fig. 3.2.4, ha portato ad una incipiente fratturazione anche nei granuli più grandi poco deformati.



**Fig. 3.2.3** Dettaglio del low strain domain, sono evidenti varie dimensioni dei granuli, quelli più grandi sono di minore deformazione e probabilmente relitti, ovvero mostrano caratteristiche del granato primario. Sono circondati da granuli più piccoli ove è stata accomodata maggiore deformazione. Si noti come i vari clasti formano un vero mosaico d'incastro.

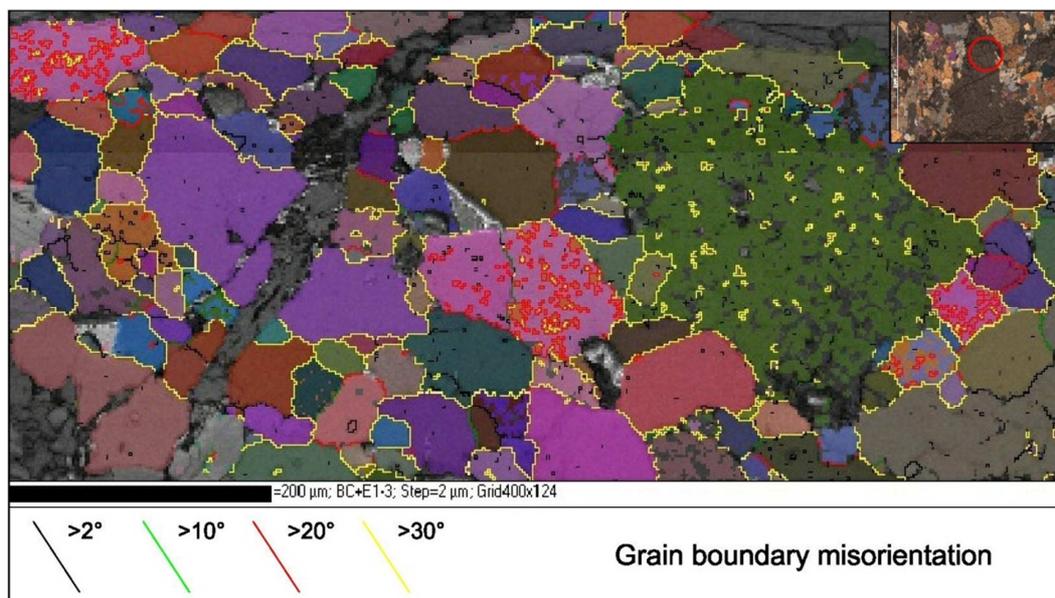


*Fig 3.2.4 Dettaglio del low strain domain caratterizzato da fratturazione incipiente (evidenziata in nero).*

### **3.2.3 Analisi EBSD**

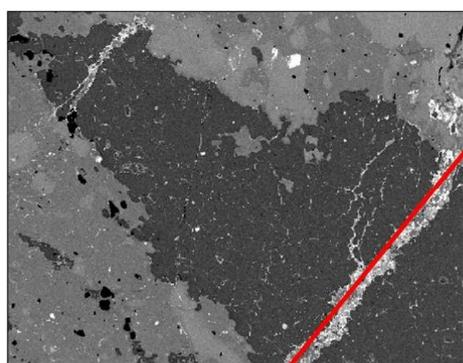
Questa analisi al microscopio elettronico a scansione permette di determinare l'orientazione cristallografica di una qualunque fase mineralogica, e in questo studio è stata effettuata sul granato. La diffrazione degli elettroni retrodiffusi sfrutta il fatto che un campione colpito da elettroni ad elevata energia può originare diffrazione se è costituito da materiale cristallino. I dati raccolti possono essere espressi sotto forma di figure polari o mappe EBSD (Fig. 3.2.5) in cui la differenza di colore esprime il grado di misorientazione fra granuli adiacenti. Bisogna precisare che in casi particolari, questo tipo di rappresentazione grafica può indurre cambiamenti bruschi dei colori senza che questo cambiamento sia accompagnato da una variazione netta delle orientazioni cristallografiche dei granuli.

Per ovviare a questo problema, nelle mappe EBSD mostrate, i limiti tra granuli sono stati codificati con linee colorate che indicano il grado di mis-match cristallografico tra i granuli adiacenti.



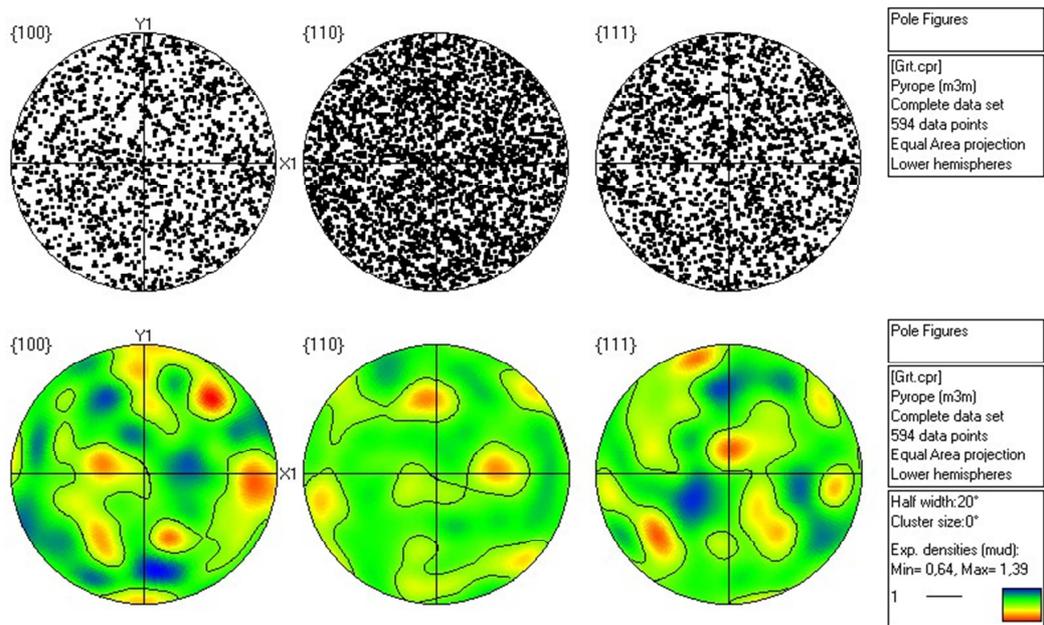
**Fig. 3.2.5** Grain boundary misorientation map, i colori dei limiti stanno per diversi mismatch angolari fra granuli a contatto. Si noti la prevalenza di limiti in giallo, corrispondenti al mismatch di ben  $>30^\circ$  (!) Il grande dominio colorato in verde è il relitto di granato zonato, qui la deformazione è stata di minore entità. N.b. nel caso dei piccoli domini circondati da limiti gialli si tratta di errori analitici d'indicizzazione intrinseci del software. I colori dei granuli stessi danno anche un'informazione sulla bontà dell'indicizzazione (colori grigi indicano l'assenza di indicizzazione).

Pertanto, i vari colori dei limiti granulari riflettono in modo preciso il *mismatch angolare*



fra i granuli a contatto. Le analisi EBSD dimostrano che i granuli di granato presenti nel *low strain domain* del campione hanno una forte discrepanza di orientazione cristallografica, pur essendo fittamente “incastrati” l'uno contro l'altro, come ben si vede in Fig. 3.2.2.

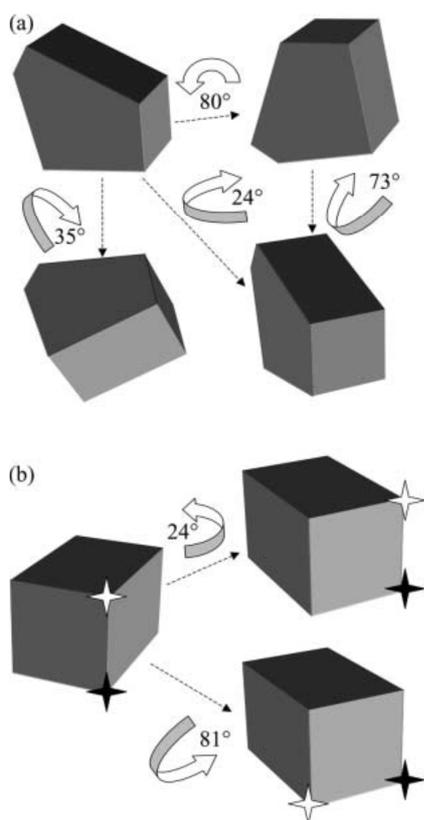
**Fig. 3.2.6** Immagine SEM del low strain domain, i granuli di granato (in grigio scuro) ad ovest della linea rossa hanno fornito i dati sui cui si basano le figure polari in Fig. 3.2.7.



**Fig. 3.2.7** Figure polari da dati ricavati come enunciato in Fig. 3.2.6, sopra vi sono i singoli data points, sotto i dati contornati. Le densità di punti massime sono colorate in rosso, quelle minime in blu. Le figure polari sono in “equal-area”, i dati sono plottati come punto singolo per granulo, il contouring è basato su un cono di conteggio con 20° di apertura. È plottato l'emisfero inferiore. Sono rappresentate {100}, {110} e {111} del granato.

Le figure polari mostrano che i 594 dati ricavati hanno una debole relazione geometrica, quindi non vi è nessuna orientazione cristallografica preferenziale (CPO), infatti la densità massima di *match* angolare è di soli 1.39 (*MUD- mean uniform density*), che vale a dire che la densità massima di isorientazione corrisponde a soli 1.39 volte quella media. Partendo dal presupposto che i granati una volta costituivano un unico cristallo singolo la deformazione/rotazione deve essere stata di intensità notevole. Considerando inoltre che per convenzione il *mismatch* tra granuli adiacenti è il minor angolo di rotazione possibile attorno a un asse che permette di proiettare il reticolo cristallino dell'un granulo su quello adiacente, la rotazione potrebbe essere stata anche maggiore di quella indicata dalla colorazione del limite granulare.

Riflettendo sul fatto che per la simmetria intrinseca del granato (cubico m3m) la massima misorientazione fisicamente possibile è di 62.8° (oltre a tale angolo la rotazione corrisponde ad una rotazione minore in direzione opposta) assieme al dato che gran parte dei granuli adiacenti hanno una misorientazione maggiore di 30°, si può immaginare l'entità della deformazione e di *strain rate* subito dal campione.



**Fig. 3.2.8** Da Wheeler, Prior et al.2001, in a) è rappresentato un corpo di bassa simmetria; si vede che le varie rotazioni sono univocamente determinate. In b) è mostrato un corpo cubico, che può subire infinite rotazioni che possono portare al medesimo risultato; convenzionalmente è indicato l'angolo di rotazione minimo.

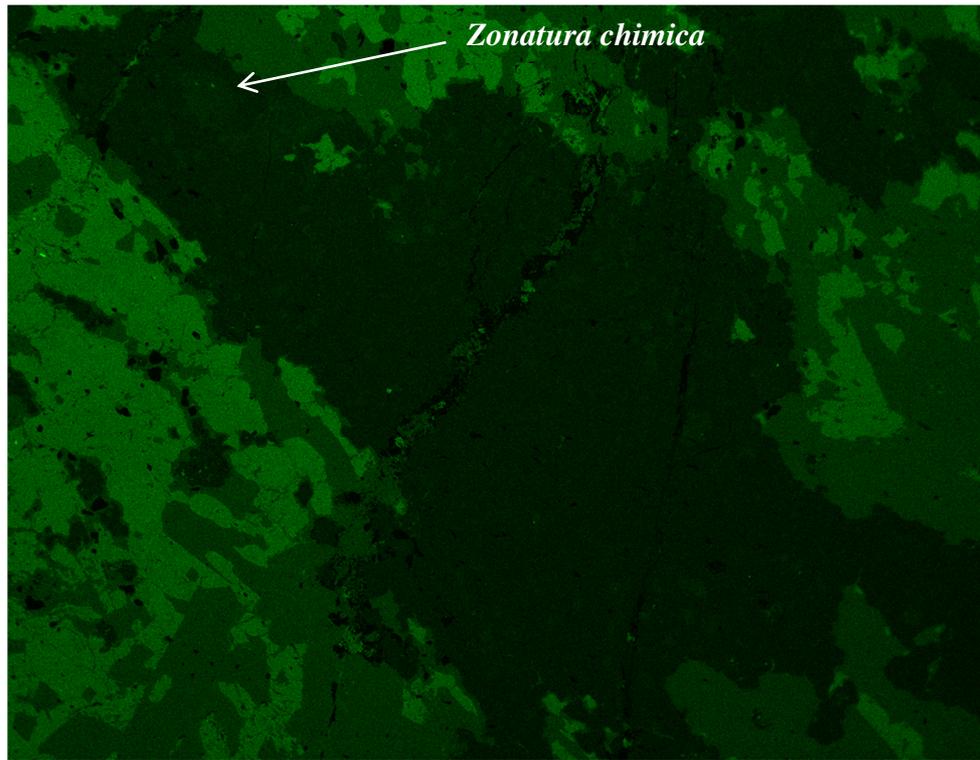
Ne segue che, qualora l'effettiva rotazione eccede il massimo valore teorico di  $62.8^\circ$ , essa non potrà essere rilevata. Pertanto, la misura è soltanto relativa.

I dati delle figure polari sono rappresentate in modalità "equal-area". Questo tipo di proiezione garantisce che ugali aree nella figura polare corrispondano a uguali aree nel campione. Pertanto è possibile contornare le distribuzioni spaziali di un specifico elemento strutturale (come p.e. un asse cristallografico specifico) e confrontare le diverse densità all'interno di una figura polare. Tale confronto è fondamentale per l'esecuzione di studi cinematici.

### 3.2.4 Analisi EDS

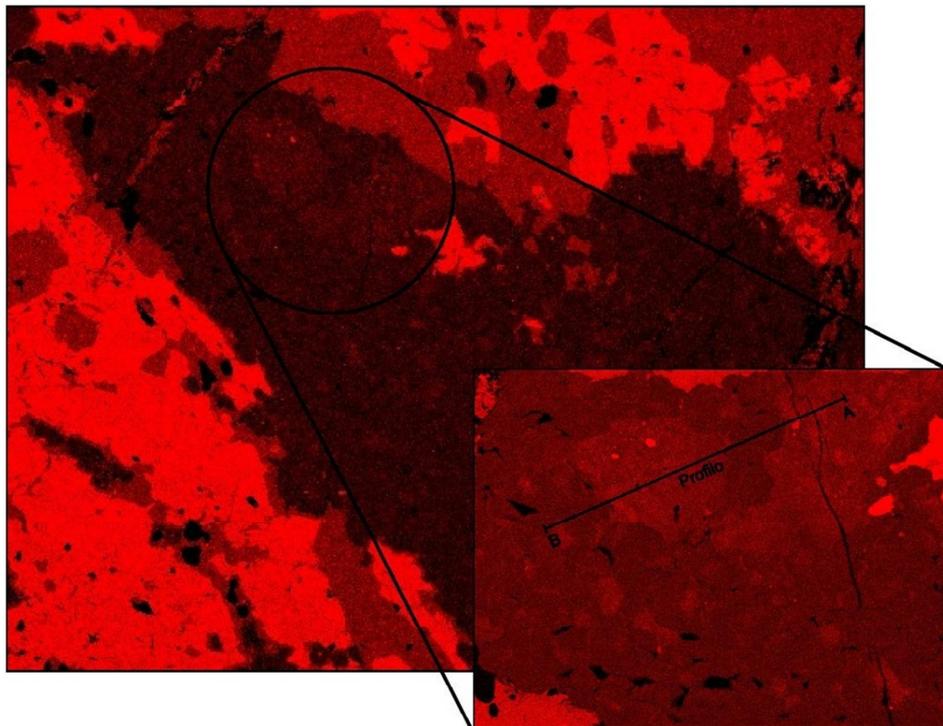
La spettroscopia a dispersione energetica permette un'analisi chimica semiquantitativa non standardizzata che sfrutta l'emissione di uno spettro di raggi X caratteristico dell'elemento analizzato. Un detector raccoglie lo spettro uscente dal campione e lo trasforma in impulsi elettrici che saranno proporzionali all'energia dei fotoni X misurati.

Sono state elaborate più mappe chimiche per vari elementi, ma dato che la maggiorparte di esse non mostrano un'importante zonatura chimica è stata riportata soltanto la mappa per il calcio, che mostra un'eterogeneità chimica più evidente (vedi Fig. 3.2.9 e 3.2.10):



*Fig 3.2.9* Mappa chimica del low strain domain per il calcio. È presente una debole zonatura del granato nella zona in alto a sinistra, come evidenziato dalla freccia.

Per una migliore comprensione è stato evidenziato il dettaglio della mappa chimica riguardante il calcio:

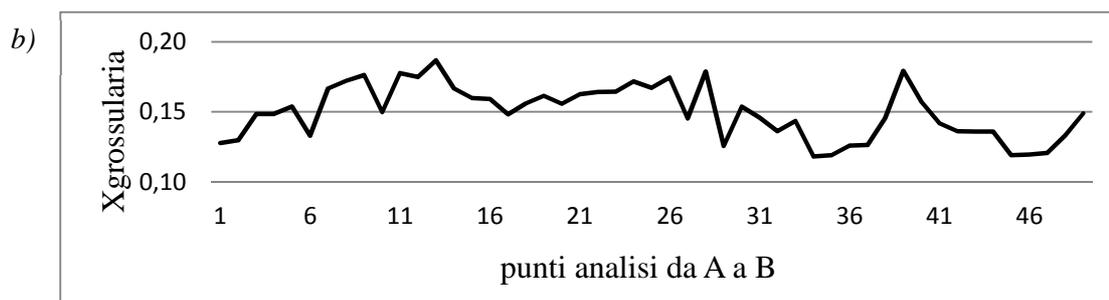
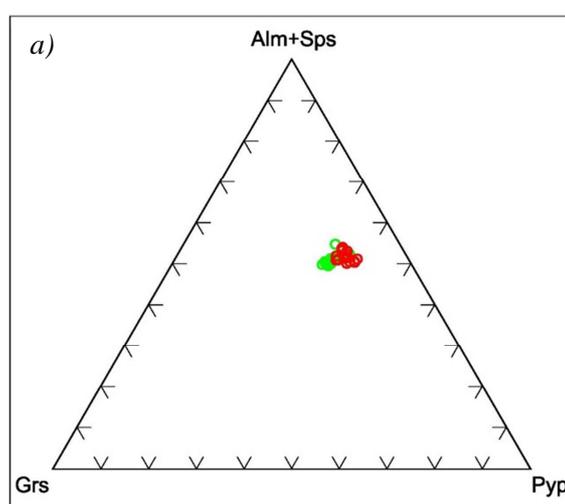


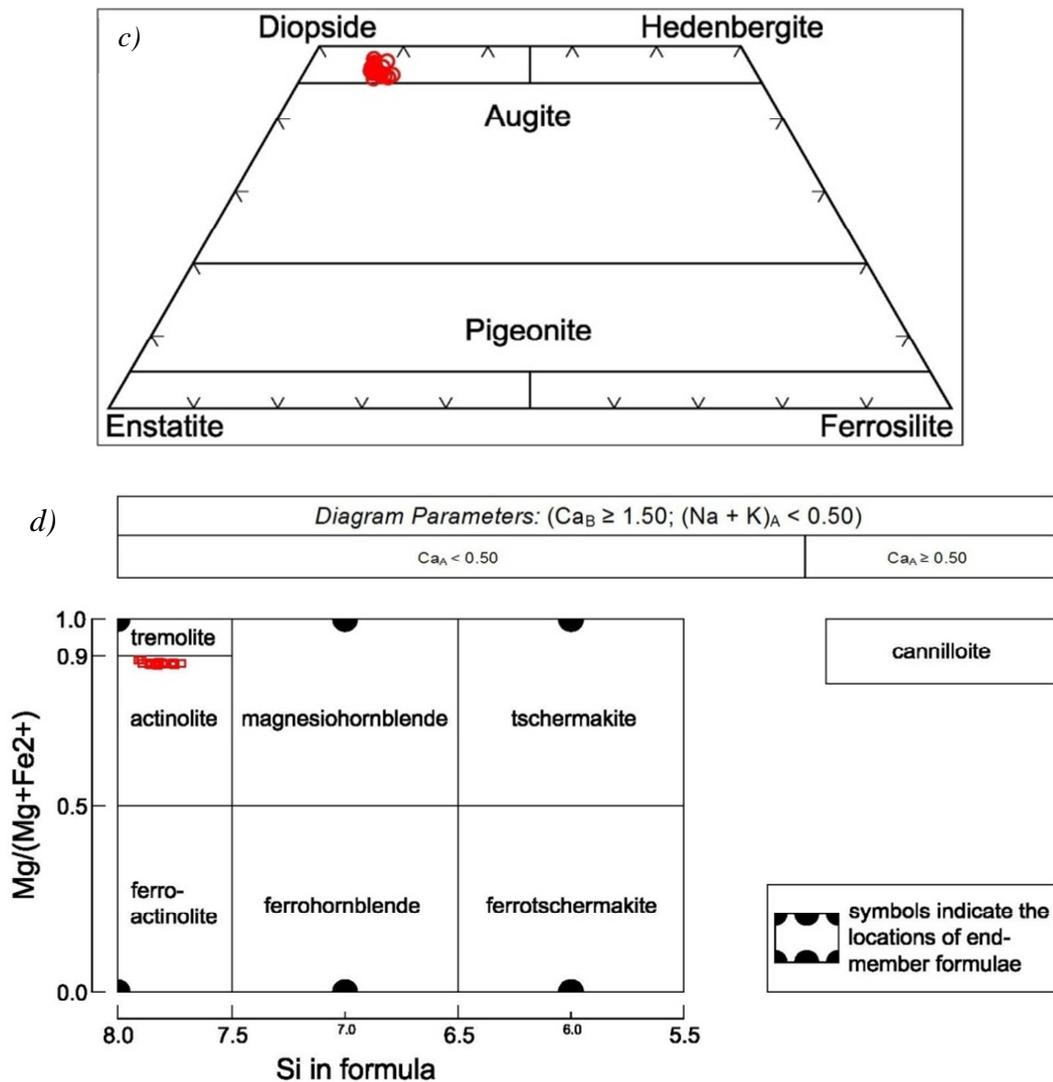
**Fig 3.2.10** Dettaglio della mappa chimica per il calcio, l'area zonata rappresenta un relitto del granato primario che conserva in parte il chimismo iniziale più ricco in Ca, preservato nei granuli di dimensioni maggiori che hanno accomodato minore deformazione rispetto a quelli più piccoli che gli circondano. I granuli di minore dimensione risultano omogeneizzati per via della più efficace diffusione nei granuli maggiormente sminuzzati. È tracciato il profilo della zonatura effettuato tramite l'analisi in microsonda, i cui dati sono plottati in Fig. 3.2.11 d) e consultabili in tabella 1 riportata nell'appendice.

### 3.2.5 Analisi in microsonda elettronica

La microsonda elettronica è uno strumento che permette determinazioni elementari qualitative e quantitative su piccoli volumi di materia ( $\approx 1 \mu\text{m}^3$ ) allo stato solido mediante bombardamento con un fascio elettronico opportunamente focalizzato. Tale fascio, colpendo il campione in studio, provoca l'emissione di raggi X; lo spettro risultante conterrà linee caratteristiche degli elementi presenti nel campione che verranno riconosciute attraverso il valore della loro lunghezza d'onda o energia fotonica.

Sono state compiute analisi chimiche puntuali in varie aree ritenute indicative ed è stato tracciato il profilo chimico segnato nella figura 3.2.10. I risultati sono riportati nelle tabelle dell'appendice e plottati in Fig. 3.2.11 a), b), c) e d) negli appositi diagrammi composizionali delle fasi mineralogiche analizzate:





**Fig 3.2.11** Diagrammi composizionali delle fasi fondamentali, in colore i dati plottati raccolti tramite la microsonda elettronica. a) diagramma ternario dei granati, è stato deciso di sommare le frazioni molari di almandino e spessartina in quanto quest'ultima costituisce in minima parte la soluzione solida dei granati in questione ( $X_{SpS}=0.01$ ). Il granato presente è principalmente una soluzione solida fra almandino e piropo, con una minore quantità di grossularia. La frazione uvarovitica tende a zero, classico per granati di alta pressione. In rosso sono plottati i dati dei minerali omogeneizzati, in verde vi sono le composizioni corrispondenti al profilo del granato relitto, tracciato in Fig. 3.2.10. b) profilo chimico del relitto di granato entro il low strain domain lungo la traccia segnata in precedenza. Il profilo è stato completato con un dettaglio di un punto analisi ogni 10  $\mu m$ . La zona è più ricca in grossularia (Ca) per una minore omogeneizzazione chimica per un ridotto tasso di deformazione rispetto alla maggiorparte del granato presente. c) quadrilatero dei pirosseni, spicca la marcata omogeneità chimica poiché i dati composizionali cadono su un'area ridotta del diagramma. Il clinopirosseno in questione è un diopside ricco in magnesio (elemento diffuso in rocce ultrabasiche).

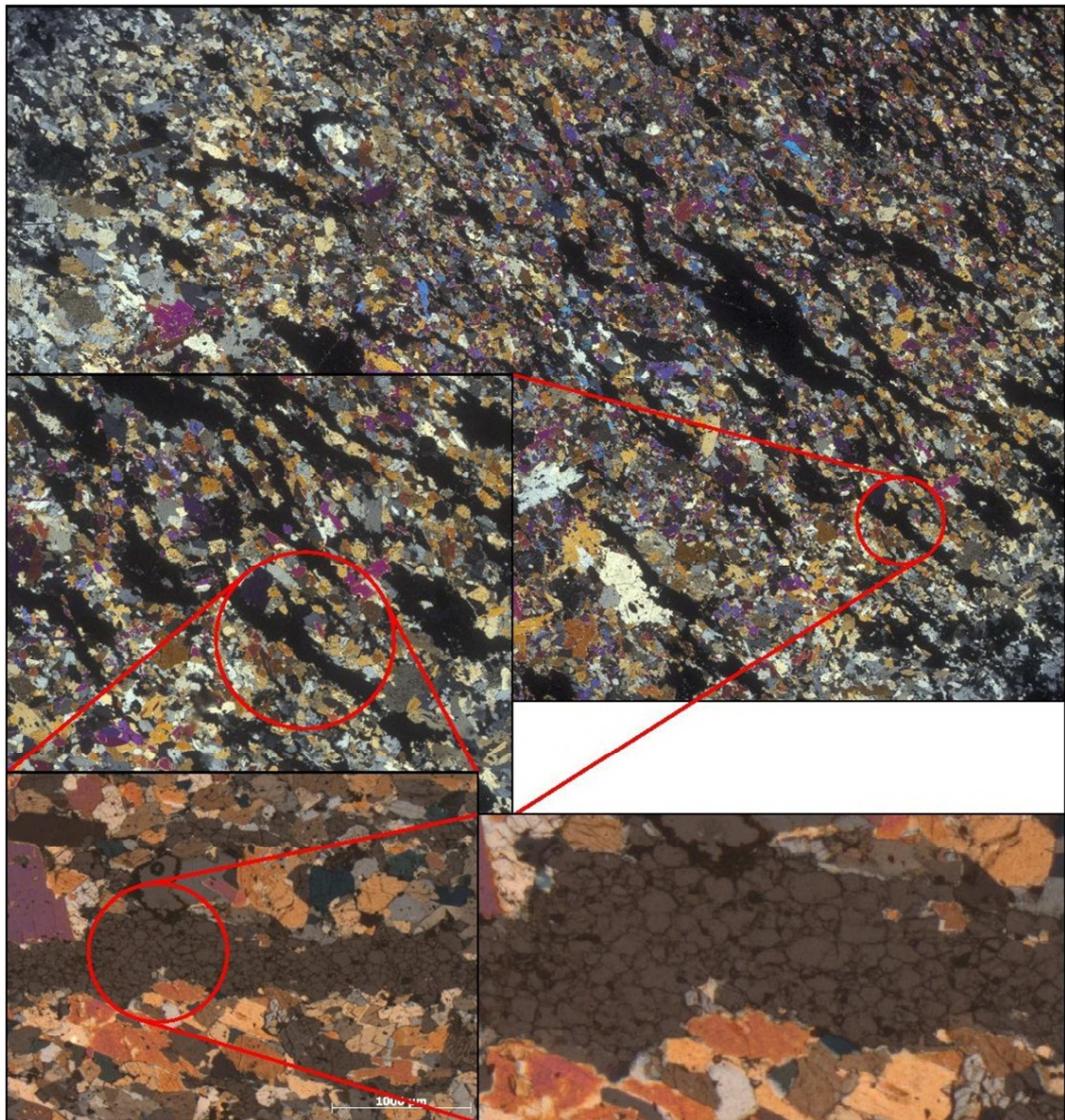
*Dato che i dati plottati si riferiscono sia ai pirosseni ricristallizzati che a quelli relitti, è evidente che tutti i pirosseni hanno composizioni simili. d) diagramma composizionale degli anfiboli calcici secondo B. E. Leake et al. (1997), che definisce il gruppo come anfiboli calcici in quanto  $(Ca+Na)_B \geq 1.00$  e  $Na_B$  risulta fra 0.50 e 1.50; in genere  $Ca_B \geq 1.50$ . L'anfibolo presente è un actinolite alto-magnesiaca ( $Mg/(Mg+Fe^{2+}) \approx 0.90$ ) Tutti i dati su cui si basano i diagrammi sono riportati nelle tabelle elencate nell'appendice.*

I diagrammi composizionali riportati in alto sono rappresentativi per tutto il campione, poichè i dati plottati derivano da tutti e tre i domini deformativi (*low-, mid-, e high strain domain*) e non mostrano, eccetto la zonatura del calcio precedentemente descritta, alcuna zonatura chimica all'interno della sezione sottile. Anzi, la generale omogeneizzazione chimica pervasiva dovuta a diffusione per la pesante deformazione subita viene ulteriormente confermata, in quanto la composizione delle singole fasi mineralogiche presente è pressochè omogenea.

Seguono i dati del *mid-* e *high strain domain* che saranno trattati nel medesimo modo come quelli riguardanti il *low strain domain*.

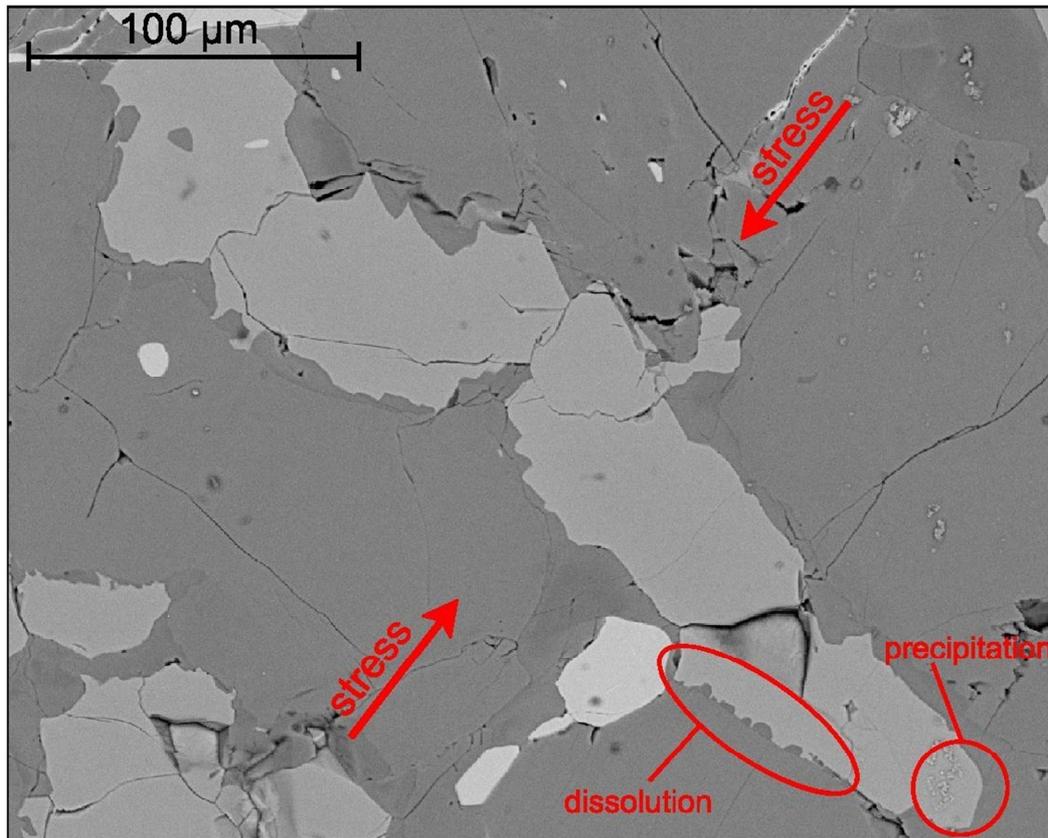
### 3.3 ANALISI MID STRAIN DOMAIN

Nel dominio intermedio fra la zona ad alta e bassa deformazione non vi sono differenze mineralogiche sostanziose, bensì cambia la morfologia degli aggregati di granato; essi si presentano in modo decisamente più allungato. Inoltre, come evidenziato in Fig. 3.3.1, si nota che la granulometria del granato è di poco minore rispetto al *low strain domain*, ma rispetto a quest'ultimo la granulometria risulta più omogenea. Manca ogni evidenza di granuli relitti. La morfologia dei granuli stessi è leggermente più allungata rispetto a quelli del *low strain domain*, ovvero il loro *aspect ratio* (lato lungo/lato corto) aumenta.



**Fig 3.3.1** Foto della sezione sottile al microscopio petrografico a nicol incrociati e dettaglio a nicol semi-incrociati per evidenziare la morfologia dei granuli di granato.

Ancor'più che nel *low strain domain* è osservabile l'accentuata azione della deformazione subita dal campione. Infatti, non vi è stata osservata alcuna zonatura chimica nel granato (Fig. 3.2.11 a) Con l'ausilio del microscopio elettronico a scansione è stata osservata la seguente microstruttura particolare:

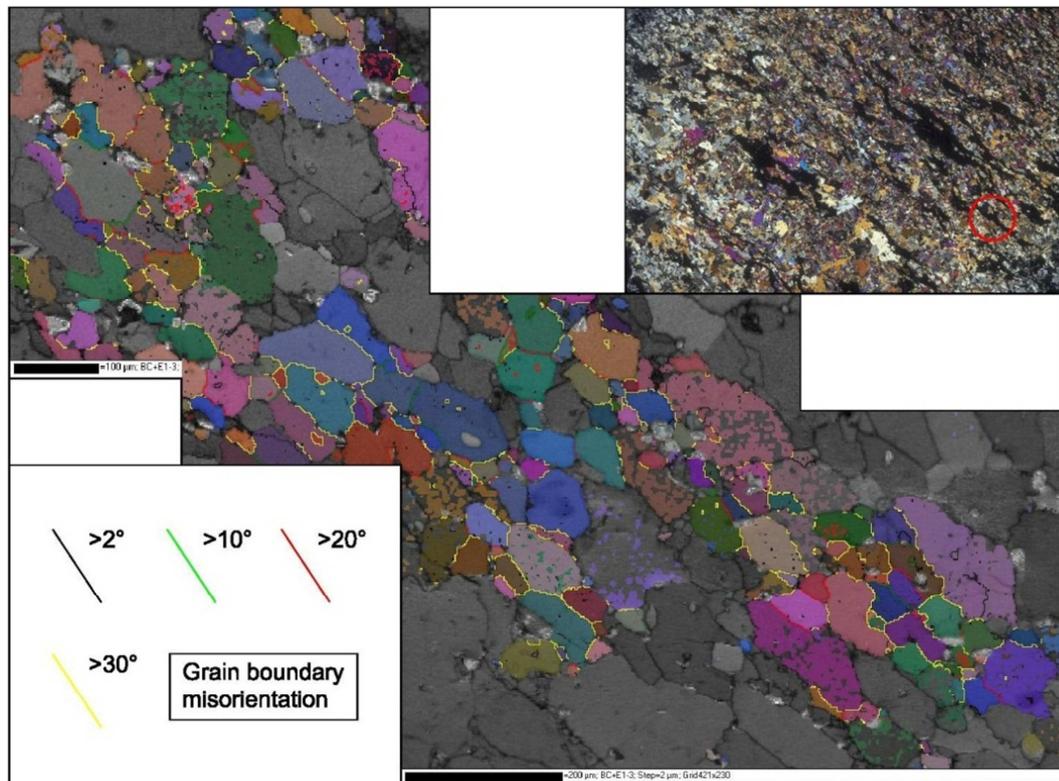


**Fig 3.3.2** Immagine al SEM della microstruttura localizzata entro il *mid strain domain*. Il granato è il minerale di colore grigio chiaro. Spicca la morfologia “dentellata” presso il lato lungo dei clasti, che è stata attribuita ad una dissoluzione preferenziale del granato a causa dello stress compressivo, mentre avviene precipitazione del minerale precedentemente disciolto nella direzione dello stress tensivo.

Tale microstruttura è presunta essere testimone del meccanismo a capo del continuo allungamento dei granuli di granato. I “denti” presenti lungo il lato dei granuli inducono l’idea che vi sia stata dissoluzione preferenziale del minerale in direzione parallela allo sforzo compressivo con una successiva riprecipitazione in punti sottoposti a sforzo distensivo.

Questo meccanismo noto come *dissolution-precipitation creep* è presunto essere responsabile dell'allungamento dei singoli cristalli e quindi degli aggregati stessi ed è ipotizzato essere causa della spiccata omogeneizzazione chimica rilevata. Un altro effetto del *DP-creep* è il risanamento delle fratture precedentemente generate dal meccanismo di *cataclastic flow*, fatto ora osservabile dalla prevalenza di punti tripli a  $120^\circ$  fra i singoli granuli, che così formano un "mosaico" pur mostrando un notevole *mismatch* cristallografico come precedentemente descritto.

Come per il *low strain domain* sono state completate delle mappe EBSD anche per il *mid strain domain*:

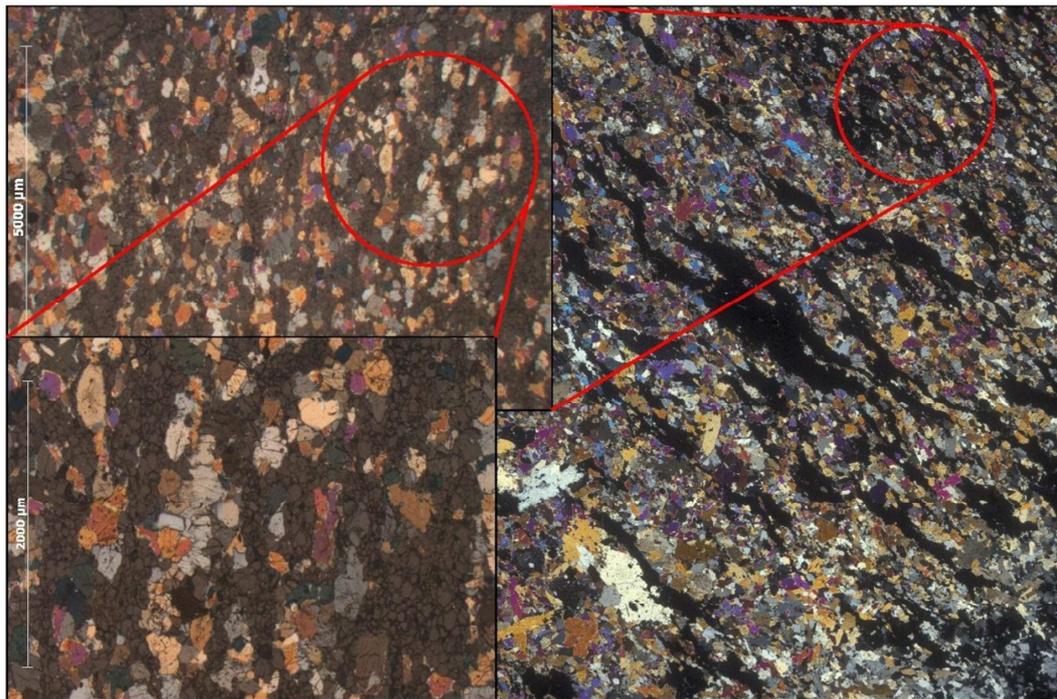


**Fig 3.3.3** Grain boundary misorientation map del *mid strain domain*, confrontando con la mappa completata per il *low strain domain* si nota la similitudine delle due mappe. Anche in questo caso vi è una prevalenza di limiti in giallo, corrispondenti al mismatch di ben  $>30^\circ$  (!) N.b. nel caso dei piccoli domini circondati da limiti gialli si tratta di errori analitici d'indicizzazione intrinseci del software.

Come osservato nel dominio di basso *strain* i singoli granuli mostrano una spiccata randomizzazione dell'orientazione cristallografica assieme alla ben nota morfologia "a mosaico" delle microstrutture. Un'altra testimonianza della misorientazione sono le figure polari completate per i dati del *mid- e low strain domain* riportate in Fig. 3.4.3.

### 3.4 ANALISI HIGH STRAIN DOMAIN

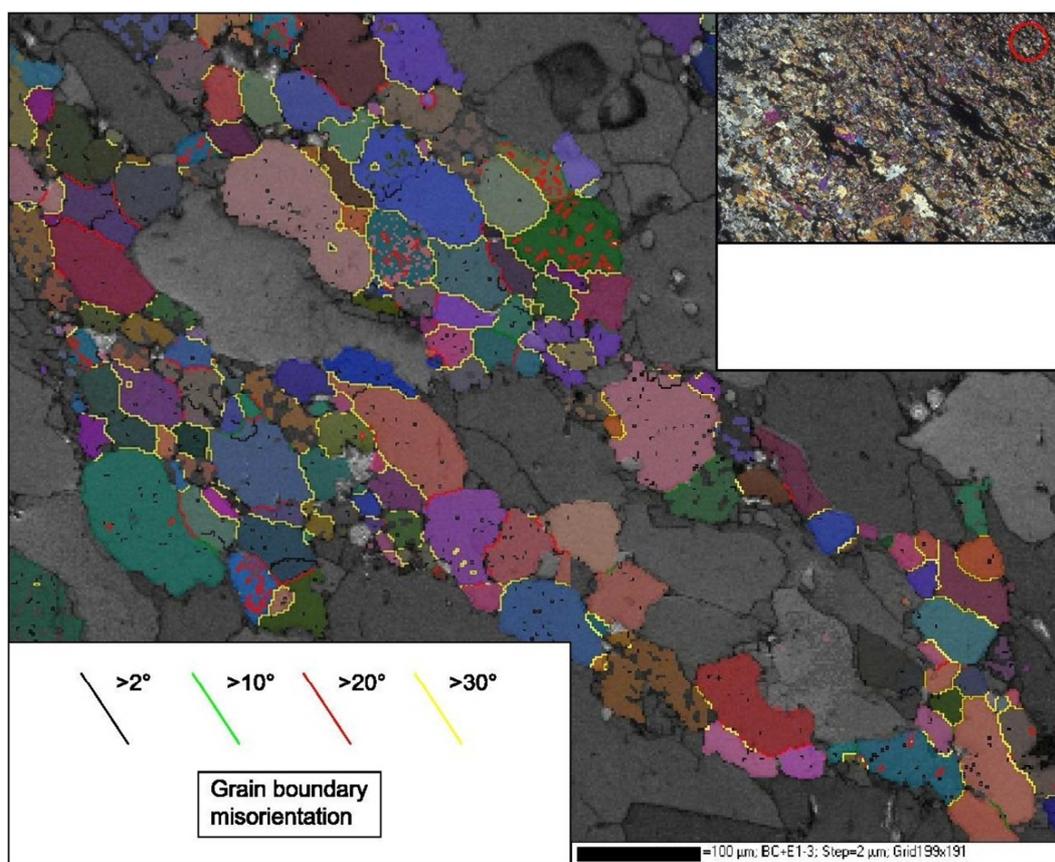
Come per gli altri due domini deformativi anche per il high strain domain la mineralogia e l'omogeneizzazione chimica rimane la medesima. Come unica differenza si nota un'ulteriore allungamento dei singoli cristalli di granato e degli aggregati stessi assieme ad una spiccata omogeneizzazione granulometrica con una distribuzione più uniforme del granato stesso:



**Fig 3.4.1** Foto della sezione sottile al microscopio petrografico a nicol incrociati e dettagli del high strain domain fotografati a nicol semi-incrociati per rendere evidente la microstruttura.

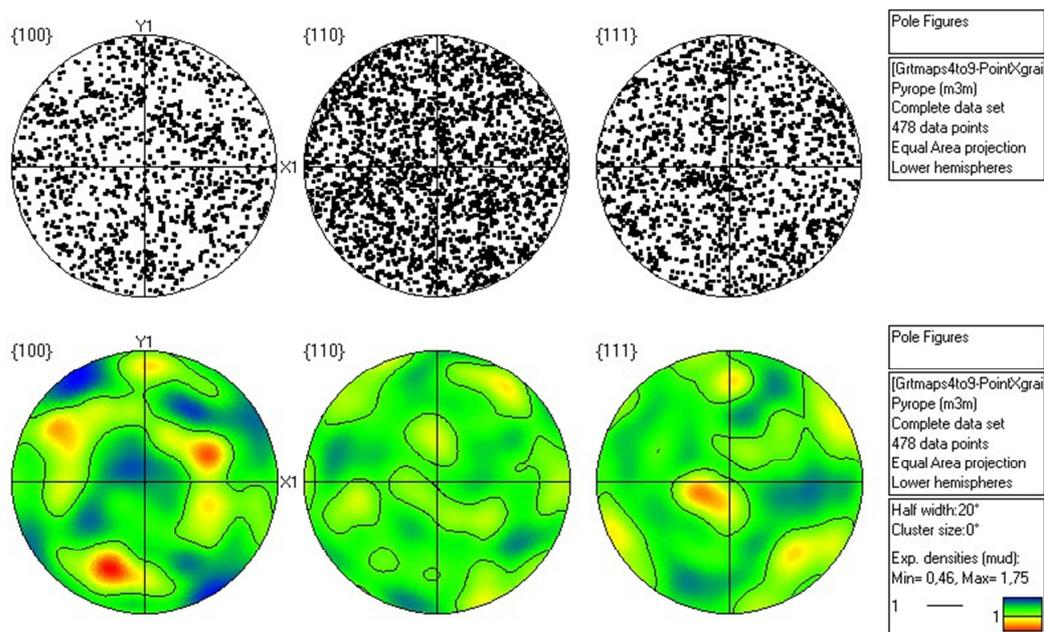
Si nota il successivo assottigliamento degli aggregati di granato e una distribuzione decisamente più omogenea rispetto ai domini deformativi precedenti. La granulometria è uniforme ma non nettamente inferiore a quella osservata in precedenza nel dominio “mid strain”. Il chimismo primario dei granati (e delle altre fasi mineralogiche) è stato completamente obliterato, per tale motivo non vengono riportate mappe chimiche.

Segue la mappa EBSD del *high strain domain* :



**Fig 3.4.2** Mappa EBSD del *high strain domain*, come previsto anche in questo caso prevalgono grandi mismatch cristallografici (limiti in giallo, >30°), come negli altri domini analizzati.

Pur essendo il dominio di massima deformazione, non vi è un incremento apprezzabile nel *mismatch* cristallografico, anche se l'effetto della randomizzazione dell'orientazione cristallografica dei singoli granuli dovrebbe essere più marcata rispetto agli altri domini deformativi.



**Fig 3.4.3** Figure polari completate per 478 dati ricavati dalle mappe EBSD di Fig. 3.3.3 e 3.4.2 riguardanti il mid- e il high strain domain. Come nelle pole figures precedenti le densità di punti massime sono colorate in rosso, quelle minime in blu; il contouring è basato su un cono di contagio di un'apertura angolare di 20°. Viene confermata ulteriormente la randomizzazione cristallografica del granato.

### 3.5 APPLICAZIONI TERMOMETRICHE

Per avere una stima delle temperature dell'omogeneizzazione chimica delle fasi mineralogiche è stato scelto di servirsi del geotermometro “garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg” di E. Krogh Ravna (2000), poiché le due fasi su cui si basa sono specialmente abbondanti nel campione in studio. Per eseguire i calcoli sono stati scelti i dati composizionali di granato e clinopirosseno presunti essere in equilibrio chimico, ricavati con l'ausilio della microsonda elettronica. I dati composizionali di 9 granuli di granato e di 27 clinopirosseni sono stati mediati e poi applicati al calcolo della temperatura.

Per determinare la temperatura è stata fissata la pressione arbitrariamente a 10 kbar, considerando che le rocce studiate dovevano essere state coinvolte nel processo di subduzione responsabile della formazione delle eclogiti nel complesso dell'Ötztal. La temperatura di equilibrio ottenuta è di 512°C. Considerando che il geotermometro usato è stato calibrato su granuliti con temperature minime di 600°C (Råheim & Green, 1974), è probabilmente che l'estrapolazione verso le temperature più basse sia affetta da errore.

Inoltre non è noto il rapporto  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  nelle fasi mineralogiche considerate. Rispettando tali restrizioni si può dire che le condizioni termiche ricavate non sono ben vincolate, ma sono in linea con la stabilità dell'anfibolo actinolitico nella roccia studiata.

## CAPITOLO 4: CONCLUSIONI

I dati analitici raccolti suggeriscono che il campione studiato abbia subito una rapida esumazione a temperature relativamente basse durante l'orogenesi Varisica 350-360 Ma fa lungo la *Sulztal shear zone*. Le microstrutture di granato osservate inducono che abbiano agito fondamentalmente due processi deformativi, probabilmente in successione o con parziale sovrapposizione:

Il processo di *cataclastic flow* ha provocato la spiccata riduzione di grana per fratturazione continua di preesistenti porfiroblasti di granato con dissoluzione di continuità ma senza perdita di coesione. Il processo ha portato ad una pervasiva fratturazione e ad un'accesa rotazione dei singoli granuli, causando l'eccezionale randomizzazione delle orientazioni cristallografiche rilevata. Questo meccanismo è presunto essere collocato al limite fra il dominio fragile e quello duttile (*brittle-ductile transition-BDT*). Il meccanismo di *dislocation creep* attribuibile al dominio di *crystal plasticity* è stato escluso per la presenza di fratture pervasive e per la netta mancanza di una CPO che tale meccanismo dovrebbe creare, considerando che il movimento delle dislocazioni avviene su piani cristallografici ben definiti e in direzioni cristallografiche specifiche. Un cospicuo contributo di dislocazioni è stato perciò escluso. Si ipotizza che le condizioni al contorno termiche e bariche, ma soprattutto in termini di velocità deformativa, non abbiano permesso una deformazione di reologia duttile.

Il processo di *dissolution-precipitation creep* ha portato alla dissoluzione preferenziale in zone sottoposte a stress compressivi e la successiva riprecipitazioni del granato nelle zone a stress tensivo. Questo meccanismo ha contribuito al continuo allungamento dei singoli granuli e agli aggregati stessi assieme al perfetto incastro dei singoli granuli generando così la finale microstruttura "a mosaico" con i punti tripli di 120°. Un ulteriore effetto di questo meccanismo deformativo è stata la quasi completa omogenizzazione del chimismo delle fasi mineralogiche.

Infatti, tranne rare eccezioni, il granato (ma anche le altre fasi mineralogiche) non mostra alcuna zonatura per nessun elemento chimico. L'omogeneizzazione chimica, oltre ad essere il risultato della forte riduzione della granulometria delle fasi mineralogiche, deve anche essere merito di un massiccio flusso di fluidi durante il processo metamorfico stesso.

Per quanto riguarda la tempistica dell'azione dei due meccanismi di deformazione si può perlomeno ipotizzare che la fratturazione e la rotazione imposta dal *cataclastic flow* siano state più rapide che l'effetto di risanamento associato al *dissolution-precipitation creep*. Le stime geotermometriche indicano che questa deformazione sia avvenuta alle condizioni comprese tra la bassa facies anfibolitica e l'alta facies degli scisti verdi. Si rammenta che non sono state osservate alcune tracce di metamorfismo eclogitico, quindi si ipotizza che il campione non abbia mai raggiunto tali condizioni.

L'insieme dei dati analitici raccolti e lo studio delle particolari microstrutture presenti portano alla conclusione che il campione e quindi le rocce affioranti lungo la *Sulztal shear zone* abbiano subito un'esumazione estremamente rapida che è avvenuta probabilmente in concomitanza con una subduzione di età Varisica, datata a 350-360 Ma da Miller & Thöni (1995). Esumazione e subduzione sono ipotizzate coeve poiché le notevoli quantità di fluidi necessarie per permettere la velocità deformativa presunta e la pervasiva trasformazione di pirosseno in anfibolo sono più facilmente incontrabili in un ambiente di subduzione. Le date condizioni al contorno hanno posto le circostanze necessarie per imporre al granato i meccanismi deformativi ipotizzati a capo delle microstrutture presenti. La natura cubica del granato assieme alla sua resistenza alla deformazione fragile ipotizzata indicano infatti uno *strain rate* eccezionale. Si è arrivati alla conclusione che i fluidi presunti essere stati particolarmente diffusi durante l'esumazione stiano a capo della concentrazione preferenziale della deformazione. Infatti nella sezione sottile (Fig. 3.1.1) è riconoscibile un forte gradiente deformativo che raggiunge il suo picco in presenza della presunta massima concentrazione di fluidi metamorfici. Tanto è vero che i fluidi hanno un notevole effetto sulla reologia delle rocce, riducono sostanzialmente la resistenza allo stress, quindi, facilitando la deformazione, creano zone di preferenziale accomodamento di essa.

# APPENDICE

## TABELLE- dati microsonda elettronica

Tabella 1: Granati, composizione chimica in percentuale di ossidi e frazioni molari degli *end-members*.

% Ox	n1	n2	n3	n4	n5	n6	n7	n8	n9
SiO <sub>2</sub>	39,339	39,263	39,082	39,057	39,255	39,381	39,177	39,539	38,978
TiO <sub>2</sub>	0,015	0,004	0,016	0,023	0,034	0,033	0,020	0,008	0,051
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,018	21,884	21,627	21,589	22,255	22,333	21,953	22,071	22,106
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,148	0,175	0,322	0,266	0,000	0,033	0,084	0,038	0,169
FeO	24,899	24,666	25,227	25,393	24,469	23,968	24,074	23,804	24,108
MnO	0,449	0,526	0,504	0,620	0,463	0,440	0,442	0,396	0,508
MgO	9,585	9,846	9,529	9,084	10,330	10,313	10,328	9,861	10,307
CaO	4,696	4,807	4,522	4,683	4,216	4,445	4,481	5,095	4,427
Totale	101,147	101,215	100,829	100,740	101,022	100,972	100,580	100,834	100,654
X <sub>Alm</sub>	0,514	0,504	0,520	0,527	0,502	0,494	0,495	0,493	0,495
X <sub>Sps</sub>	0,009	0,011	0,011	0,013	0,010	0,009	0,009	0,008	0,011
X <sub>Psp</sub>	0,353	0,359	0,350	0,336	0,378	0,379	0,378	0,364	0,378
X <sub>Grs</sub>	0,124	0,126	0,119	0,124	0,111	0,117	0,118	0,135	0,117
X <sub>Uvr</sub>	0,004	0,005	0,010	0,008	0,000	0,001	0,003	0,001	0,005
Fe/(Fe+Mg)	0,593	0,584	0,598	0,611	0,571	0,566	0,567	0,575	0,567

% Ox	n10	profilo A	profilo 2	profilo 3	profilo 4	profilo 5	profilo 6	profilo 7	profilo 8
SiO <sub>2</sub>	39,358	38,994	38,855	39,109	38,957	39,150	39,119	39,239	38,904
TiO <sub>2</sub>	0,034	0,015	0,041	0,015	0,000	0,062	0,010	0,024	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,807	21,716	21,852	21,684	21,681	21,553	21,662	21,832	21,790
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,090	0,025	0,008	0,073	0,021	0,036	0,251	0,029	0,046
FeO	24,307	25,171	25,417	24,666	24,484	24,153	24,203	24,242	23,694
MnO	0,442	0,566	0,514	0,506	0,534	0,496	0,513	0,444	0,476
MgO	10,139	9,031	9,276	9,073	9,360	9,177	9,532	8,958	8,925
CaO	4,866	4,786	4,941	5,627	5,674	5,812	4,996	6,350	6,507
Totale	101,042	100,334	100,926	100,753	100,732	100,475	100,310	101,117	100,349
X <sub>Alm</sub>	0,495	0,525	0,521	0,508	0,500	0,498	0,503	0,497	0,489
X <sub>Sps</sub>	0,009	0,012	0,011	0,011	0,011	0,010	0,011	0,009	0,010
X <sub>Ptp</sub>	0,368	0,336	0,339	0,333	0,341	0,338	0,353	0,327	0,329
X <sub>Grs</sub>	0,127	0,128	0,130	0,148	0,148	0,154	0,133	0,167	0,172
X <sub>Uvr</sub>	0,003	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,008	0,001	0,001
Fe/(Fe+Mg)	0,574	0,610	0,606	0,604	0,595	0,596	0,588	0,603	0,598

% Ox	profilo 9	profilo 10	profilo 11	profilo 12	profilo 13	profilo 14	profilo 15	profilo 16	profilo 17
SiO <sub>2</sub>	38,882	38,890	38,800	38,875	39,164	39,046	38,917	39,009	39,298
TiO <sub>2</sub>	0,033	0,028	0,046	0,026	0,035	0,038	0,029	0,076	0,027
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,753	21,654	21,472	21,296	21,723	21,665	21,543	21,485	21,576
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,027	0,067	0,017	0,048	0,011	0,000	0,033	0,040	0,065
FeO	23,757	24,167	24,089	23,759	23,717	24,043	24,550	24,377	24,167
MnO	0,466	0,479	0,364	0,456	0,454	0,427	0,449	0,536	0,480
MgO	9,010	9,276	9,012	8,782	8,588	9,013	9,019	8,995	9,199
CaO	6,727	5,665	6,831	6,596	7,079	6,324	6,102	6,055	5,573
<b>Totale</b>	<b>100,657</b>	<b>100,240</b>	<b>100,689</b>	<b>99,838</b>	<b>100,771</b>	<b>100,561</b>	<b>100,644</b>	<b>100,571</b>	<b>100,388</b>
X <sub>Alm</sub>	0,486	0,499	0,489	0,492	0,488	0,494	0,502	0,500	0,501
X <sub>Sps</sub>	0,010	0,010	0,007	0,010	0,009	0,009	0,009	0,011	0,010
X <sub>Ptp</sub>	0,328	0,341	0,326	0,324	0,315	0,330	0,329	0,329	0,340
X <sub>Grs</sub>	0,176	0,150	0,178	0,175	0,187	0,167	0,160	0,159	0,148
X <sub>Uvr</sub>	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002
Fe/(Fe+Mg)	0,597	0,594	0,600	0,603	0,608	0,599	0,604	0,603	0,596

---

% Ox	profilo 18	profilo 19	profilo 20	profilo 21	profilo 22	profilo 23	profilo 24	profilo 25	profilo 26
SiO <sub>2</sub>	38,927	39,164	39,003	39,227	38,838	39,070	39,030	39,091	38,914
TiO <sub>2</sub>	0,024	0,011	0,004	0,059	0,050	0,068	0,035	0,016	0,032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,719	21,799	21,640	21,435	21,502	21,521	21,320	21,726	21,628
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,096	0,077	0,042	0,000	0,073	0,006	0,004	0,000	0,021
FeO	24,314	24,333	24,092	24,536	24,139	24,146	24,044	23,773	23,991
MnO	0,489	0,459	0,541	0,474	0,405	0,404	0,477	0,478	0,517
MgO	9,034	8,929	9,062	8,891	8,990	8,876	8,827	9,004	8,760
CaO	5,902	6,113	5,868	6,191	6,223	6,201	6,515	6,316	6,621
<b>Totale</b>	<b>100,509</b>	<b>100,885</b>	<b>100,253</b>	<b>100,814</b>	<b>100,220</b>	<b>100,294</b>	<b>100,261</b>	<b>100,418</b>	<b>100,494</b>
X <sub>Alm</sub>	0,502	0,501	0,499	0,503	0,497	0,500	0,495	0,491	0,494
X <sub>Sps</sub>	0,010	0,010	0,011	0,010	0,008	0,008	0,010	0,010	0,011
X <sub>Ptp</sub>	0,332	0,328	0,334	0,325	0,330	0,327	0,324	0,332	0,321
X <sub>Grs</sub>	0,156	0,161	0,156	0,163	0,164	0,164	0,172	0,167	0,174
X <sub>Uvr</sub>	0,003	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe/(Fe+Mg)	0,602	0,605	0,599	0,608	0,601	0,604	0,604	0,597	0,606

---

% Ox	profilo 27	profilo 28	profilo 29	profilo 30	profilo 31	profilo 32	profilo 33	profilo 34	profilo 35
SiO <sub>2</sub>	39,043	38,872	39,769	39,264	39,204	39,199	39,126	39,063	38,349
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,039	0,018	0,024	0,046	0,000	0,000	0,013	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,873	20,899	22,274	22,015	21,568	21,983	21,902	21,870	21,044
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,061	0,220	0,029	0,017	0,013	0,013	0,033	0,158	0,094
FeO	24,738	23,791	24,854	24,136	24,312	24,514	24,393	24,993	24,624
MnO	0,478	0,479	0,514	0,539	0,537	0,506	0,513	0,514	0,565
MgO	9,363	8,530	9,394	9,111	9,396	9,357	9,399	9,792	9,912
CaO	5,560	6,702	4,724	5,796	5,553	5,133	5,447	4,495	4,520
<b>Totale</b>	<b>101,128</b>	<b>99,734</b>	<b>101,576</b>	<b>100,914</b>	<b>100,648</b>	<b>100,734</b>	<b>100,825</b>	<b>100,933</b>	<b>99,112</b>
X <sub>Alm</sub>	0,504	0,495	0,516	0,499	0,499	0,508	0,501	0,513	0,506
X <sub>Sps</sub>	0,010	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,012
X <sub>Ptp</sub>	0,340	0,316	0,348	0,336	0,344	0,345	0,344	0,358	0,363
X <sub>Grs</sub>	0,145	0,179	0,126	0,154	0,146	0,136	0,143	0,118	0,119
X <sub>Uvr</sub>	0,002	0,007	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,005	0,003
Fe/(Fe+Mg)	0,597	0,610	0,597	0,598	0,592	0,595	0,593	0,589	0,582

---

% Ox	profilo 36	profilo 37	profilo 38	profilo 39	profilo 40	profilo 41	profilo 42	profilo 43	profilo 44
SiO <sub>2</sub>	39,163	39,179	39,174	39,234	38,988	38,957	37,581	38,830	39,059
TiO <sub>2</sub>	0,012	0,009	0,008	0,024	0,036	0,012	0,049	0,036	0,055
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,812	21,993	21,996	21,917	21,710	21,803	20,648	21,753	21,102
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,202	0,209	0,050	0,046	0,004	0,054	0,120	0,140	0,245
FeO	24,802	24,402	24,512	23,947	24,363	24,790	26,055	24,487	25,823
MnO	0,550	0,510	0,498	0,469	0,463	0,499	0,570	0,554	0,515
MgO	9,640	9,758	9,254	8,698	9,126	9,411	7,813	9,380	8,551
CaO	4,780	4,778	5,521	6,808	5,973	5,422	4,990	5,125	5,104
<b>Totale</b>	<b>100,971</b>	<b>100,842</b>	<b>101,018</b>	<b>101,174</b>	<b>100,663</b>	<b>100,950</b>	<b>97,919</b>	<b>100,373</b>	<b>100,461</b>
X <sub>Alm</sub>	0,510	0,504	0,505	0,492	0,500	0,506	0,555	0,507	0,537
X <sub>Sps</sub>	0,011	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,012	0,012	0,011
X <sub>Ptp</sub>	0,353	0,359	0,340	0,319	0,334	0,342	0,297	0,346	0,317
X <sub>Grs</sub>	0,126	0,126	0,146	0,179	0,157	0,142	0,136	0,136	0,136
X <sub>Uvr</sub>	0,006	0,006	0,002	0,001	0,000	0,002	0,004	0,004	0,008
Fe/(Fe+Mg)	0,591	0,584	0,598	0,607	0,600	0,596	0,652	0,594	0,629

---

% Ox	profilo 45	profilo 46	profilo 47	profilo 48	profilo B
SiO <sub>2</sub>	39,117	39,113	39,353	39,015	39,318
TiO <sub>2</sub>	0,023	0,027	0,027	0,025	0,050
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,671	21,690	21,589	21,609	21,525
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,204	0,119	0,302	0,098	0,370
FeO	24,830	24,918	25,037	24,308	24,553
MnO	0,471	0,532	0,521	0,456	0,573
MgO	9,847	9,954	9,937	9,601	9,072
CaO	4,521	4,580	4,639	5,024	5,638
<b>Totale</b>	<b>100,685</b>	<b>100,942</b>	<b>101,423</b>	<b>100,143</b>	<b>101,109</b>
X <sub>Alm</sub>	0,510	0,508	0,509	0,503	0,506
X <sub>Sps</sub>	0,010	0,011	0,011	0,010	0,012
X <sub>Ptp</sub>	0,361	0,362	0,360	0,354	0,333
X <sub>Grs</sub>	0,119	0,120	0,121	0,133	0,149
X <sub>Uvr</sub>	0,006	0,004	0,009	0,003	0,011
Fe/(Fe+Mg)	0,586	0,584	0,586	0,587	0,603

Tabella 2: Clinopirosseni, composizione in percentuale di ossidi e percentuale molare degli *end-mebers* wollastonite, enstatite e ferrosilite.

% Ox	n1	n2	n3	n4	n5	n6	n7	n8	n9
SiO <sub>2</sub>	54,206	54,229	52,331	54,314	54,167	53,902	54,269	54,483	54,333
TiO <sub>2</sub>	0,051	0,048	0,940	0,113	0,141	0,138	0,257	0,030	0,037
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,544	1,234	2,515	2,392	2,326	1,823	2,195	1,921	1,313
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,176	0,101	0,053	0,028	0,014	0,044	0,119	0,078	0,039
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	4,734	4,927	5,122	4,652	4,717	4,486	5,183	5,099	4,660
MnO	0,034	0,021	0,041	0,000	0,046	0,029	0,042	0,009	0,035
MgO	15,248	15,556	13,814	15,116	15,081	15,363	14,484	14,756	15,538
CaO	21,912	22,109	21,432	21,801	22,162	23,232	21,648	21,165	22,119
Na <sub>2</sub> O	1,547	1,483	1,300	1,581	1,396	0,931	1,877	1,997	1,539
K <sub>2</sub> O	0,005	0,015	0,124	0,009	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000
Totale	119,457	99,723	98,670	102,007	103,054	99,953	100,073	109,539	110,613
Wo	46,771	46,433	47,965	46,921	47,291	48,267	47,186	46,330	46,662
En	45,283	45,457	43,015	45,264	44,775	44,411	43,925	44,942	45,607
Fs	7,946	8,110	9,020	7,815	7,934	7,322	8,889	8,728	7,731

% Ox	n10	n11	n12	n13	n14	n15	n16	n17	n18
SiO <sub>2</sub>	54,351	53,228	52,835	54,739	54,678	54,460	54,270	54,495	54,078
TiO <sub>2</sub>	0,047	0,082	0,028	0,049	0,040	0,000	0,014	0,017	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,479	2,475	1,502	1,910	1,350	1,275	1,456	1,216	1,704
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,044	0,228	0,082	0,126	0,057	0,062	0,062	0,066	0,014
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	4,855	5,374	4,846	5,187	4,776	4,859	4,742	5,235	6,025
MnO	0,026	0,036	0,050	0,037	0,053	0,049	0,005	0,014	0,047
MgO	15,411	15,774	15,368	14,796	15,397	15,292	15,540	15,740	14,626
CaO	21,840	20,929	21,889	21,195	21,922	22,073	22,805	21,826	21,181
Na <sub>2</sub> O	1,742	1,142	1,550	2,024	1,526	1,346	1,313	1,168	2,056
K <sub>2</sub> O	0,012	0,009	0,017	0,000	0,007	0,000	0,000	0,005	0,001
Totale	111,806	112,278	112,167	115,063	99,805	99,415	144,207	146,782	99,730
Wo	46,378	44,436	46,481	46,217	46,530	46,784	47,380	45,639	45,777
En	45,531	46,598	45,404	44,890	45,469	45,096	44,922	45,794	43,981
Fs	8,090	8,966	8,115	8,892	8,001	8,120	7,699	8,567	10,242

% Ox	n19	n20	n21	n22	n23	n24	n25	n26	n27
SiO <sub>2</sub>	54,184	54,344	54,733	54,516	54,460	54,684	54,707	54,093	54,673
TiO <sub>2</sub>	0,044	0,009	0,036	0,024	0,009	0,022	0,007	0,058	0,031
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,415	1,260	2,134	1,591	1,617	1,439	1,341	1,623	1,468
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,036	0,000	0,164	0,016	0,098	0,071	0,105	0,039	0,012
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	6,268	5,283	5,617	4,895	5,471	4,971	5,000	4,560	4,582
MnO	0,042	0,012	0,039	0,067	0,044	0,032	0,037	0,022	0,012
MgO	14,480	15,298	14,423	15,129	14,971	15,402	15,302	15,105	15,332
CaO	21,460	22,029	20,776	21,601	21,505	22,132	21,932	22,494	22,155
Na <sub>2</sub> O	1,854	1,544	2,256	1,772	1,845	1,571	1,416	1,468	1,527
K <sub>2</sub> O	0,013	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000
Totale	99,797	99,780	100,182	99,619	100,019	100,323	99,850	99,465	99,790
Wo	46,118	46,429	45,905	46,429	46,108	46,627	46,511	47,771	47,065
En	43,296	44,860	44,339	45,244	44,662	45,146	45,152	44,632	45,319
Fs	10,585	8,711	9,755	8,327	9,230	8,227	8,338	7,597	7,616

Tabella 3: Anfiboli, composizione chimica in percentuale di ossidi.

% Ox	n1	n2	n3	n4	n5	n6	n7	n8	n9	n10	n11
SiO <sub>2</sub>	55,971	55,564	54,591	56,937	56,377	56,563	56,761	56,344	56,514	56,439	56,485
TiO <sub>2</sub>	0,148	0,227	0,068	0,026	0,041	0,037	0,022	0,053	0,070	0,053	0,036
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,471	2,028	3,654	1,332	1,701	1,411	1,281	1,733	1,877	1,769	2,065
FeO	5,367	5,290	6,212	4,894	5,263	5,202	5,461	5,401	5,266	5,429	5,220
MnO	0,011	0,049	0,002	0,009	0,037	0,041	0,019	0,026	0,004	0,022	0,011
MgO	21,301	21,175	20,087	21,738	21,675	21,735	21,920	21,463	21,462	21,961	21,611
CaO	11,685	12,093	11,334	11,664	11,546	11,661	11,717	11,423	11,453	11,602	11,706
Na <sub>2</sub> O	0,762	0,573	0,919	0,546	0,651	0,624	0,397	0,679	0,658	0,584	0,627
K <sub>2</sub> O	0,086	0,102	0,086	0,093	0,085	0,081	0,093	0,147	0,126	0,128	0,107
Totale	97,802	97,100	96,953	97,239	97,375	97,355	97,670	97,267	97,431	97,985	97,868

---

% Ox	n12	n13	n14	n15	n16	n17	n18
SiO <sub>2</sub>	56,567	56,520	56,865	55,602	56,149	56,252	55,546
TiO <sub>2</sub>	0,036	0,028	0,301	0,170	0,066	0,050	0,080
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,827	1,490	1,857	2,672	1,833	1,777	2,408
FeO	5,394	4,770	5,094	5,199	5,133	5,616	5,128
MnO	0,016	0,050	0,047	0,078	0,000	0,032	0,006
MgO	21,206	21,271	20,761	21,151	21,630	21,872	21,304
CaO	11,638	11,466	11,537	12,013	11,544	10,929	11,618
Na <sub>2</sub> O	0,573	0,563	0,596	0,607	0,631	0,551	0,690
K <sub>2</sub> O	0,126	0,147	0,138	0,098	0,118	0,113	0,121
Totale	97,382	96,305	97,194	97,589	97,102	97,191	96,902

## BIBLIOGRAFIA

J. Konzett, C. Miller, R. Armstrong and M. Thöni. "Metamorphic evolution of iron- rich mafic cumulates from the Ötztal-Stubai crystalline complex, eastern alps, Austria." *Journal of petrology*, volume 46, number 4, pages 717-747, 2005

E. Krogh Ravna. "The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg geothermometer: an updated calibration". *J. metamorphic Geol.*, 2000, 18, 211-219

B.E. Leake *et al.*, "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names". *The Canadian Mineralogist*, Vol. 35, pp. 219-246 (1997)

C. Miller, M. Thöni, "Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics". *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 122 (1995) 199-225

D. J. Prior, A. P. Boyle, F. Brenker, M. C. Cheadle, A. Day, G. Lopez, L. Peruzzo, G. J. Potts, S. Reddy, R. Spiess, N. E. Timmis, P. Trimby, J. Wheeler and L. Zetterström. "The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks". *American Mineralogist*, Volume 84, pages 1741–1759, 1999.

R. Spiess, L. Peruzzo, D. J. Prior and J. Wheeler. "Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations". *J. metamorphic Geol.*, 2001, 19, 269–290.

C. D Storey and D. J. Prior. "Plastic deformation and recrystallization of garnet: a mechanism to facilitate diffusion creep". *Journal of petrology*, volume 46, number 12, pages 2593-2613, 2005.

M. Thöni, C. Miller. "Ordovician meta-pegmatite garnet (N-W Ötztal basement, Tyrol, eastern alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization". *Chemical Geology* 209 (2004) 1-26

S. Tumiati, G. Godart, S. Martin, U. Klötzli, D. Monticelli. "Fluid-controlled crustal metasomatism within a high-pressure subducted mélange (Mt. Hochwart, eastern Italian alps)". *Lithos* 94 (2007) 148-167

J. Wheeler, D. J. Prior, Z. Jiang, R. Spiess, P. W. Trimby. "The petrological significance of misorientation between grains". *Contrib mineral petrol* (2001) 141: 109-124 DOI 10.1007/s00410000225