



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE

IN

SCIENZE GEOLOGICHE

**DEFORMAZIONE DUTTILE NEI NECKS DI GRANATI
BUDINATI IN FACIES GRANULITICA**

**DUCTILE DEFORMATION WITHIN NECKS OF GARNET
BOUDINS FORMED AT GRANULITE FACIES CONDITIONS**

Relatore: Prof. Richard Spiess

Laureando: Nicolò Sgreva Rubens

ANNO ACCADEMICO 2013 / 2014

INDICE

ABSTRACT.....	5
INTRODUZIONE	6
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	8
1.1 STRATIGRAFIA DELLA CROSTA	8
1.2 EVOLUZIONE GEODINAMICA.....	9
1.3 EVOLUZIONE P-T.....	11
2. METODOLOGIE ANALITICHE	12
2.1 SEM: ELETTRONI RETRODIFFUSI (BSE)	12
2.2 MAPPE CHIMICHE.....	12
2.3 SEM: DIFFRAZIONE DEGLI ELETTRONI RETRODIFFUSI (EBSD)	13
2.4 SEM: CONTRASTO DI ORIENTAZIONE (OC)	14
2.5 MICROSONDA ELETTRONICA (EMPA)	14
3. LAVORO SVOLTO	15
3.1 ANALISI PETROGRAFICA	15
3.2 DEFORMAZIONE DEL GRANATO IN LETTERATURA	17
3.3 ANALISI OC ED EBSD	18
3.3.1 <i>Analisi della parte di granato a destra (Grtdx)</i>	18
3.3.2 <i>Analisi della parte di granato a sinistra (Grtsx)</i>	23
3.4 MAPPE COMPOSIZIONALI.....	25
3.5 MICROSONDA E CPO DEL QUARZO	30
4. CONCLUSIONI	32
BIBLIOGRAFIA.....	33

ABSTRACT

In this work we have studied a sample that comes from a shear zone in Amaroni, in the Calabrian Serre Massif.

In this place there is an outcropping portion of hercynian continental crust with, its deepest part, exhumed by tertiary tectonic. The sample comes from migmatitic paragneiss; the ages obtained by Zircons dating, point the registered metamorphic peak to an age of about 300 My (Schenk 1984; Micheletti *et al.*, 2008).

The metamorphic peak is related to high magmatic activity, with a high emplacement of granitoids magmas in the intermediate crust.

Later, this deep portion was affected and involved in alpine and appenninic orogeny. During this phase, a lot of tectonic nappes of different geologic provenience, have been imbricated during thrusts tectonics. The principal line, as a thrust, was the Curinga-Girifalco Line (CGL) that separates the deep crust from other low-grade alpine nappes.

The sample's composition is a set, in equilibrium, of quartz, garnet, sillimanite, k-feldspar and biotite. Knowing the deformation is related to granulitic facies and that garnet deformation, in this P-T conditions, is not widespread (Papa, 2013), we wanted to verify the behavior of this mineral also on a particular microstructure like boudins' neck.

The analysis has been made with SEM, using crystallographic techniques like EBSD and Orientation Contrast.

The results show how, in the high temperature condition, the ductile deformation is concentrated in the points where the strain is greater, like necks.

INTRODUZIONE

In questo lavoro di tesi è stata studiata una sezione sottile di roccia proveniente da una zona di taglio situata ad Amaroni, nel massiccio delle Serre, Calabria.

In questo luogo è affiorante una porzione di crosta continentale ercinica, compresa la sua parte più profonda, esumata da tettonica cenozoica.

Il campione deriva da un paragneiss migmatitico, la datazione mediante lo studio di zirconi, ha stabilito che il picco metamorfico registrato ha un'età di circa 300 Ma (*Schenk, 1984; Micheletti et al., 2008*) relativo ad una elevata messa in posto di magmi granitoidi nella crosta intermedia.

In seguito, questa porzione profonda è stata interessata dall'orogenesi alpina che ha causato un impilamento a falde, tramite sovrascorrimenti, di unità tettoniche provenienti da zone diverse. La principale linea tettonica attiva come trust durante questo periodo era la Linea di Curinga-Girifalco, comparata da *Schenk (1981)* ad un segmento di linea Insubrica in quanto separa la crosta profonda da unità alpine di basso grado.

In prossimità di questo lineamento tettonico è presente un'altra zona di shear, la Linea di Amaroni. In base alle condizioni di formazione di quest'ultima zona milonitica, si è determinato che la deformazione, avvenuta in condizioni di alta temperatura, è antecedente e non relativa a quella di Curinga-Girifalco (tesi di laurea *Inama, 2013*).

La composizione del campione studiato è data da una associazione di quarzo, granato, sillimanite, k-feldspato e biotite. Sapendo che la deformazione è relativa alla facies granulitica e che la deformazione duttile del granato, in queste condizioni, non è molto diffusa (tesi di laurea *Papa, 2013*), si è voluto verificare il comportamento di questo minerale anche su una microstruttura particolare quale il neck derivato dal boudinage.

Le analisi sono state fatte tramite l'utilizzo del SEM, avvalendosi delle tecniche cristallografiche dell'EBSD e dell'Orientation Contrast.

I risultati mostrano come in condizioni di elevata temperatura, in gneiss migmatitici, la deformazione duttile si concentra nei punti di massima

deformazione (neck di bouden) lasciando le altre zone soggette solo a meccanismi di tipo fragile.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 STRATIGRAFIA DELLA CROSTA

In Calabria è esposta una sequenza completa di crosta continentale ercinica. Si presenta esumata e tiltata di circa 40° verso SE in seguito alla tettonica alpino-appenninica.

Nel Massiccio delle Serre affiora per uno spessore totale di circa 25 km, con il tetto situato a SE ed il letto a NW. Può essere suddivisa in crosta inferiore, intermedia e superiore, rispettivamente di circa 8, 13 e 3 km.

Il reale spessore della porzione di crosta inferiore può essere maggiore di quello misurato in quanto non si hanno evidenze del limite transizionale tra crosta e mantello. Oltretutto la presenza di contatti tettonici fa supporre che non sia una sezione continua.

La crosta superiore, invece, presenta contatto erosivo con depositi i Mesozoici.

La composizione della crosta è descritta, suddivisa e semplificata da *Cagianelli et al., 2013* in quest'ordine:

Crosta superiore (c.a 3 km):

- 1) filladi e ardesie con intercalazioni di meta vulcaniti e marmi;
- 2) micascisti e paragneiss;

Crosta intermedia (c.a 10 km):

- 3) granodioriti da isotrope a debolmente foliate;
- 4) graniti e granodioriti peralluminosi con megacristalli di K-feldspato;
- 5) tonaliti e quarzo-dioriti foliate;

Crosta inferiore (c.a 8 km):

- 6) border zone migmatitica e quarzo-dioriti a granato;
- 7) paragneiss migmatitici;
- 8) granuliti felsiche;
- 9) granuliti mafiche;

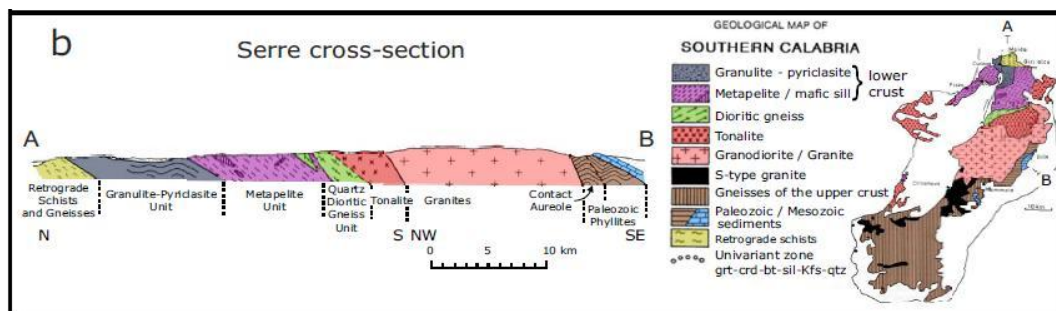


Fig. 1 – Profilo del Massiccio delle Serre orientato N-S, NW-SE (da Caggianelli e al. (2013)). Sono ben visibili le sequenze descritte appartenenti alla crosta superiore, intermedia ed inferiore. L'intera successione manifesta un'immersione verso SE di circa 40°.

Il contatto tra crosta inferiore e granitoidi della crosta intermedia è descritto da una border zone migmatitica. Qui le migmatiti sono affette da metamorfismo d'alto grado e da fusione parziale, con gradi di fusione che hanno raggiunto il 50-60% (Caggianelli et al., 1991).

La crosta calabrese è caratterizzata da una elevata concentrazione di Alluminio e da un basso contenuto di Magnesio e Calcio (Rudnick & Gao, 2013); questa differenza con quanto registrato in altre parti del mondo si riflette sull'abbondanza di metapeliti, sia nella crosta superiore che in quella inferiore e sulla gran quantità di graniti peralluminosi.

1.2 EVOLUZIONE GEODINAMICA

Prima dell'orogenesi Ercinica, la crosta calabrese è stata sottoposta ad importanti eventi geologici dimostrati tramite metodi di datazione radiometrica e paleontologici. Durante il neo-Proterozoico-Cambriano, l'area è stata sottoposta ad un'intensa attività magmatica, con carattere chimico bimodale (mafico e felsico) (e.g. Micheletti et al., 2007; 2008; 2011; Fornelli et al., 2011). L'età è confermata da analisi su zirconi provenienti da rocce meta-sedimentarie e ortogneiss. Questa fase estensiva di messa in posto di magmi termina con l'inizio dell'orogenesi ercinica.

Le datazioni ottenute tramite U-(Th)-Pb su zirconi e monaziti contenuti in rocce della crosta inferiore, sono riferite alla fase finale dell'orogenesi ercinica

caratterizzata da decompressione, intrusioni di granitoidi e metamorfismo di alto grado. Il picco massimo di temperatura si ipotizza essere dovuto a questi eventi di messa in posto di magmi; è datato tramite l'età delle intrusioni a 290 e 305 Ma (Caggianelli *et al.*, 2013). Questi granitoidi, derivanti da un fuso di mantello contaminato da assimilazione crostale, si sono impostati a livelli di crosta intermedia.

In seguito a questi eventi ercinici, conclusi verso la fine del Permiano, la crosta calabrese è stata soggetta a raffreddamento ed esumazione.

I processi di assottigliamento crostale sono dovuti, inizialmente, alla tettonica estensiva Mesozoica che determina l'apertura della Tetide.

Durante il Cretaceo inizia la subduzione della litosfera oceanica europea sotto il margine africano. A fronte di questa subduzione si crea un cuneo di accrezione in cui viene confezionata la tipica struttura a falde della catena alpina. Si ha l'impilamento, tramite sovrascorrimenti, di unità continentali ed oceaniche permettendo l'accoppiamento delle unità di basso e medio grado (Unità di Bagni e Unità di Castagna) con quelle derivanti dal basamento ercinico e con le unità ofiolitiche della litosfera oceanica.

Le datazioni disponibili collocano la deformazione durante l'Eocene medio (Schenk, 1980), testimoniando il coinvolgimento della crosta calabrese durante l'orogenesi alpina (Eocene-Oligocene sup.).

Nelle Serre questo processo ha provocato il sovrascorrimento della sezione crostale ercinica, priva di sovraimpronta alpina, sulle unità di basso e medio grado. La principale linea tettonica attiva durante questo periodo è nota come Linea di Curinga-Girifalco. Questa zona di taglio è caratterizzata da cinetica compressiva e da rocce cataclastiche e milonitiche per uno spessore di più di 400m. La deformazione milonitica è sovraimpressa ai paragneiss migmatitici della crosta profonda, che si trovano nel hanging wall, ed agli ortogneiss della falda alpina posti nel footwall.

L'esumazione finale della crosta ercinica è legata all'estensione per tettonica appenninica.

L'instaurarsi di questa tettonica è dovuto al roll-back dello slab in subduzione, con migrazione del trench verso E. La creazione dei bacini di retroarco, prima il

Ligure-Provenzale e poi il Tirreno, ha permesso la rotazione antioraria ed il posizionamento attuale della Calabria (Faccenna et al., 2001). L'esumazione finale è da attribuire al break-off dello slab con conseguente esumazione della crosta nel settore a NW (Thomson, 1994).

1.3 EVOLUZIONE P-T-t

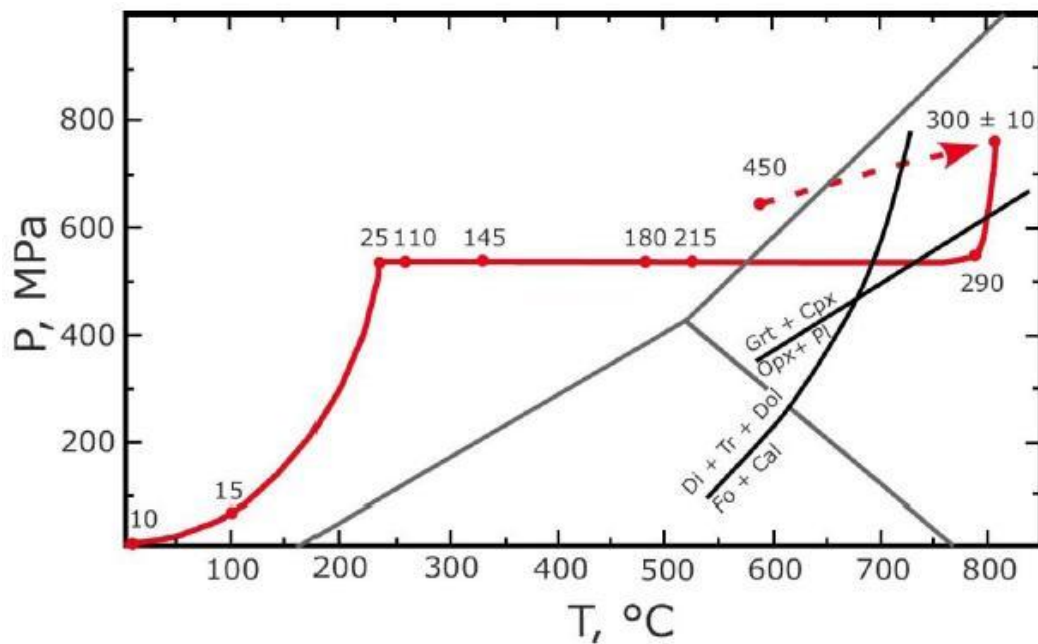


Fig. 2 – Evoluzione P-T-t di livelli crostali profondi; Schenk (1989).

Come mostrato in Fig. 2, il picco metamorfico, registrato dai livelli crostali profondi, è datato a circa 300 Ma ed è avvenuto in facies granulitica a condizioni di temperatura di quasi 800° C e pressioni di 0,8 GPa. L'età del picco è successiva all'ispessimento crostale e collisione dell'orogenesi ercinica: la messa in posto di granitoidi in regime estensionale (Caggianelli et al., 2013) coincide con la fase di decompressione isotermica rappresentata nel diagramma di Schenk (1989.).

Alla fase di decompressione isotermica, terminata 290 Ma, segue una fase di raffreddamento isobarico, fino a 25 Ma, poi interrotta dalla tettonica appenninica che conclude la storia evolutiva della crosta profonda, provocandone una rapida esumazione.

2. METODOLOGIE ANALITICHE

Gli strumenti utilizzati in questo lavoro di tesi sono stati il microscopio ottico a luce trasmessa, il microscopio elettronico a scansione (SEM) e la microsonda elettronica (EMPA).

L'utilizzo del microscopio ottico è stato essenziale per ottenere una scansione chiara della sezione sottile, sia a nicols paralleli che incrociati, da utilizzare in seguito come base per le analisi al SEM.

Al microscopio elettronico a scansione, il campione viene "scannerizzato" da un fascio elettronico prodotto da un filamento di LaB_6 (esaboruro di Lantanio) per fenomeno termoionico. Sono stati sfruttati principalmente gli elettroni backscattered, i quali sono raccolti da specifici detector e ritrasformati in immagini su di uno schermo.

2.1 SEM: ELETTRONI RETRODIFFUSI (BSE)

Gli elettroni retrodiffusi sono elettroni appartenenti al fascio incidente che, dopo aver penetrato il campione, riemergono in seguito ad una o più numerose collisioni. La parte di elettroni incidenti che riemergono dal campione è funzione del numero atomico medio; gli elettroni vengono deflessi lungo il loro cammino nel campione. Più alto è il numero atomico medio, più alta è la deflessione e maggiore è il numero di elettroni retrodiffusi catturati dal rilevatore.

Grazie a questa tecnica è possibile identificare variazioni di composizione che potranno poi essere analizzate chimicamente. Si possono individuare immediatamente minerali diversi, matrici diverse e zonature che mostrano variazione di tonalità di grigio in funzione delle differenze compositive dei minerali costituenti il campione.

2.2 MAPPE CHIMICHE

Raggi X prodotti per l'interazione tra gli elettroni incidenti e gli elementi costituenti i minerali dei campioni studiati al SEM possono essere risolti attraverso un detector a dispersione d'energia e pertanto essere usati per analisi chimiche semiquantitative e per la mappatura chimica di minerali. Gli output file delle mappatura chimica sono immagini a falsi colori con intensità variabile in funzione della concentrazione di un singolo elemento nell'area analizzata. E' quindi possibile studiare le eventuali zonature chimiche di minerali come i granati, soluzioni solide tra i termini estremi di almandino (Fe), piropo (Mg), spessartina (Mn) e grossularia (Ca). Attraverso la mappatura chimica è stata studiata l'eventuale variazione chimica dei granati.

2.3 SEM: DIFFRAZIONE DEGLI ELETTRONI RETRODIFFUSI (EBSD)

Il campione colpito dagli elettroni ad alta energia, se di materiale cristallino, può originare diffrazione. Quando il fascio colpisce il campione, i singoli elettroni del fascio interagiscono con gli atomi che costituiscono il campione. L'interazione più frequente, sfruttata da questa tecnica, è determinata da un urto di tipo elastico tra elettrone del fascio e nucleo dell'atomo del campione. Questo tipo di urto permette all'elettrone incidente di esser deviato (traiettoria tra 0° e 180°) senza perdere eccessiva energia.

Le traiettorie degli elettroni che soddisfano la legge di Bragg sulla diffrazione definiscono due coni di elettroni diffratti. Per ogni piano ci sarà un'orientazione tale che possa avvenire la diffrazione, si genereranno i due coni che avranno l'intensità di diffrazione funzione delle specie atomiche che definiscono il piano. La diffrazione al SEM degli BSE fornisce fondamentali informazioni sull'orientazione dei piani reticolari e quindi sull'orientazione del singolo granulo all'interno di un campione.

Al SEM è inoltre possibile ottenere immagini BSE basate sul contrasto di orientazione (OC) alla scala dei microns permettendo di determinare le microstrutture dei singoli minerali del campione.

2.4 SEM: CONTRASTO DI ORIENTAZIONE (OC)

Posizionando il campione inclinato rispetto al fascio elettronico incidente (c.a. 70°), le immagini a contrasto di densità atomica (“Z contrast”) saranno subordinate a quelle a contrasto di orientazione (“orientation contrast”).

L’immagine ottenuta presenta una scala di grigi dove i contrasti di tonalità sono funzione dell’orientazione cristallografica del minerale e non più del suo numero atomico medio.

I risultati possono essere interpretati solo in chiave qualitativa in quanto l’intensità dei colori non è associata ad una definita orientazione cristallografica.

Con questa tecnica si possono misurare differenze di orientazioni di pochi gradi, permettendo di mappare tutti i boundary di misorientazione in un campione e fornendo una mappa per localizzare le analisi EBSD (*Prior et al, 1999*).

2.5 MICROSONDA ELETTRONICA (EMPA)

La microsonda è uno strumento per analisi micropuntuali (alla scala del micron) per determinazioni elementari quantitative su piccoli volumi di materia (singoli minerali).

Mediante l’interazione tra un fascio elettronico ed il campione, si provoca l’emissione di raggi X.

Lo spettro ottenuto contiene picchi caratteristici degli elementi presenti nel campione che verranno facilmente riconosciuti attraverso il valore della loro lunghezza d’onda o energia fotonica.

Il fascio elettronico viene creato in modo simile a come visto per il SEM: è prodotto da un filamento di Tungsteno per effetto termoionico, poi accelerato e focalizzato sul campione.

Il fascio, a contatto con il campione, eccita i vari elementi che emettono RX i quali, catturati da un cristallo analizzatore, diffrangono permettendo di risolvere l’equazione di Bragg per $n\lambda$ ed il riconoscimento dell’elemento.

3. LAVORO SVOLTO

3.1 ANALISI PETROGRAFICA

La sezione sottile analizzata proviene da un paragneiss migmatitico che ha subito metamorfismo di alto grado. E' stata tagliata perpendicolarmente alla foliazione principale e parallelamente alla lineazione.

Le osservazioni al microscopio ottico sono hanno rivelato le seguenti associazioni mineralogiche: il leucosoma, composto principalmente da quarzo e K-feldaspati e il melanosoma, composto da un insieme di granati, sillimanite e biotite.

L'alto grado metamorfico registrato dal campione è testimoniato dall'elevata concentrazione di sillimanite, silicato d'alluminio largamente diffuso in rocce metamorfiche di alta temperatura.

A queste condizioni si verifica anche la disidratazione della biotite; si destabilizza l'associazione biotite + quarzo producendo acqua e altri minerali tipici di questa facies (granato, cordierite e sillimanite). L'acqua rilasciata favorisce la fusione parziale abbassando la temperatura di fusione del sistema.

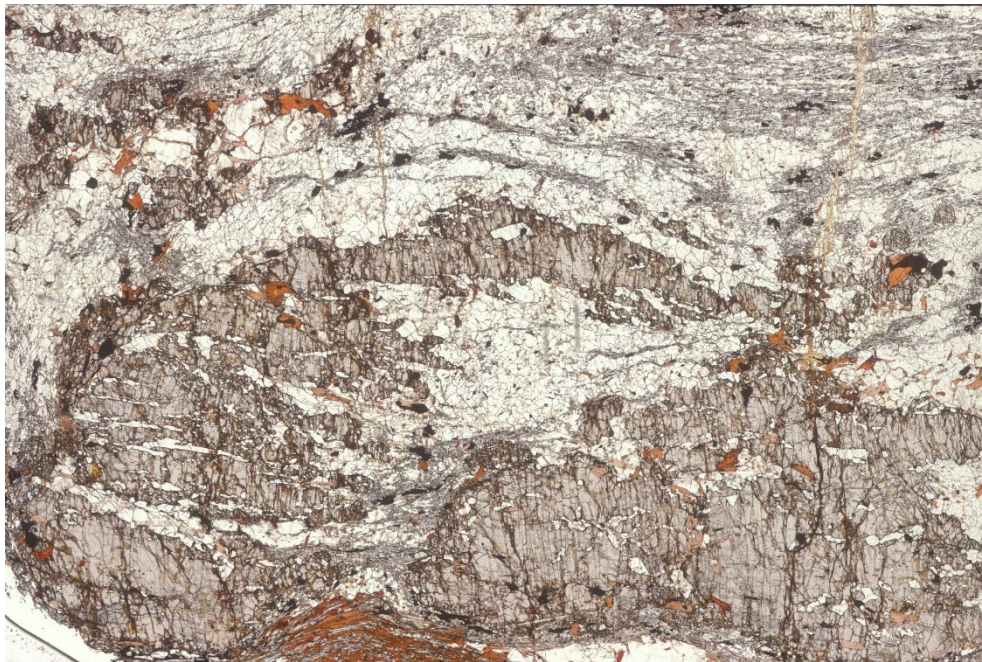


Fig. 3 – Sezione sottile a nicols paralleli

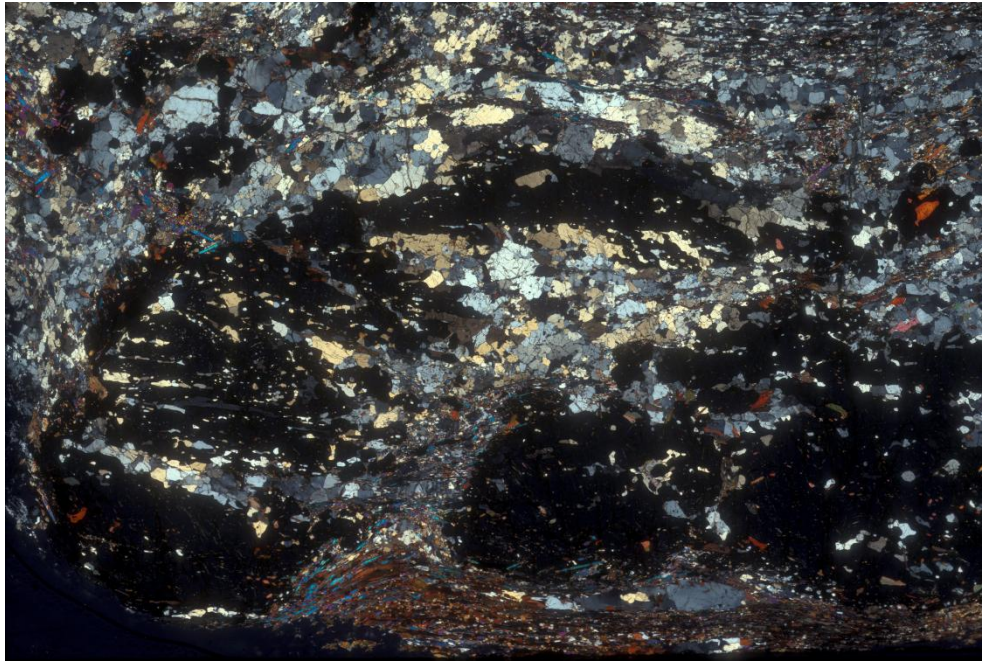


Fig. 4 – Sezione sottile a nicols incrociati. E' ampiamente visibile il cristallo di granato, avvolto da quarzo, sillimanite e biotite.

Il granato è presente come singolo porfiroblasto centimetrino e si presenta fratturato e budinato nella sua parte centrale. Le fratture risultano prevalentemente riempite da quarzo, mentre si trovano localmente inclusioni anche di biotite o minerali accessori. Le microstrutture presenti verranno affrontate nel dettaglio più avanti.

La biotite e la sillimanite formano le porzioni restitiche della roccia; entrambe in cristalli con forma estremamente allungata ad indicare la direzione della foliazione principale, che parzialmente avvolge il granato.

Il quarzo compone vene millimetriche come insieme di granuli submillimetrici. Le dimensioni dei granuli variano in base alla zona e al grado di deformazione subito. Granuli più grandi sono presenti in zone più marginali, mentre granuli submillimetrici sono presenti nelle zone dove la deformazione si è concentrata (zona attorno al neck di granato). Come ben visibile in *Fig. 4*, il quarzo ha estinzione ondulata ed a “mattoncini”, dove ogni singolo dominio estingue a pochi gradi dall'altro perché separato da una parete di dislocazioni. Questi comportamenti sono sinonimi di deformazione duttile del reticolo cristallino tramite meccanismi di alta temperatura.

3.2 DEFORMAZIONE DEL GRANATO IN LETTERATURA

Nel nostro campione il granato si presenta come grande porfiroblasto avvolto in una matrice di quarzo, biotite e sillimanite. E' ben visibile il contrasto di struttura tra granato e matrice; nella matrice è riconoscibile la foliazione principale. Il granato, ad un'analisi al microscopio ottico, si mostra deformato principalmente in modo fragile. Sono riconoscibili più sistemi di fratture e microfratture, con presenza di quarzo e altri minerali al loro interno.

La differenza di aspetto tra granato e matrice è imputata alle loro differenze reologiche: il granato ha una più elevata resistenza al fluire rispetto, ad esempio, al quarzo, che compone gran parte della matrice.

R. Kleinschrodt e A. McGrew (2000), studiando la plasticità del granato in rocce della crosta profonda, hanno dimostrato come il granato è un minerale estremamente forte, con elevata resistenza alla deformazione. Per arrivare a questo risultato sono state studiate le interazioni granato-matrice: risulta che il granato si deforma in matrice quarzosa, come nel nostro caso, mentre è quasi sempre indeformato in matrice feldspatica. Anche in questo caso il comportamento diverso è dovuto dal contrasto di viscosità tra quarzo e feldspato a temperature di circa 800°-900° C.

Un alto grado di deformazione del granato è quindi presente solo quando quest'ultimo è incluso in una matrice a quarzo.

Secondo *Voegelè et al. (1998)*, in seguito ad analisi al TEM di eclogiti provenienti da diverse zone, il limite tra comportamento fragile e quello duttile per il granato è da ricercare attorno ai 600° C. I campioni deformati a temperatura più alta presentano una riduzione di grana e una presenza pervasiva di sub-grain boundaries, mentre a temperature minori di 600° C, i granati rispondono ad applicazioni di stress essenzialmente in modo fragile.

In ogni caso, solo alte temperature permettono al dislocation creep di diventare effettivo e produrre alte deformazioni, partendo da temperature tipiche della facies granulitica fino a temperature più alte (1000° C) dove, probabilmente, sono più rapidi i meccanismi di diffusione.

3.3 ANALISI OC ED EBSD

La sezione in esame, denominata 8AM2, è stata inizialmente sottoposta ad analisi tramite la tecnica dell'Orientation Contrast. Questo ha permesso la individuazione di zone misorientate rispetto al nucleo del cristallo che risulta privo di differenze d'orientazione.

Questa visione d'insieme è servita per concentrare le successive analisi in EBSD nelle zone dove effettivamente era probabile una differenza di orientazione. Per semplificare la raccolta delle analisi si è suddiviso il granato in due parti: la parte destra (Grtdx) e la parte sinistra (Grtsx), separate dal neck riempito in quarzo.

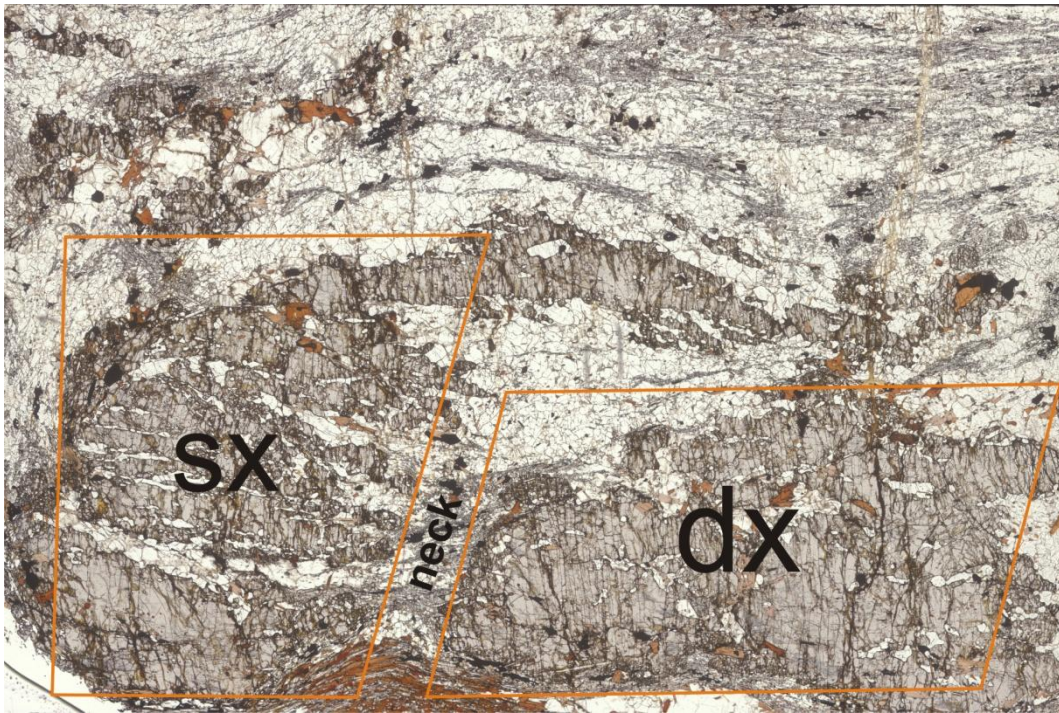


Fig. 5 – Divisione del granato in due parti: parte destra al collo e parte sinistra. E' indicato anche il neck generato durante il boudinage, indice della zona dove si è concentrato lo sforzo durante la deformazione.

3.3.1 Analisi della parte di granato a destra (Grtdx)

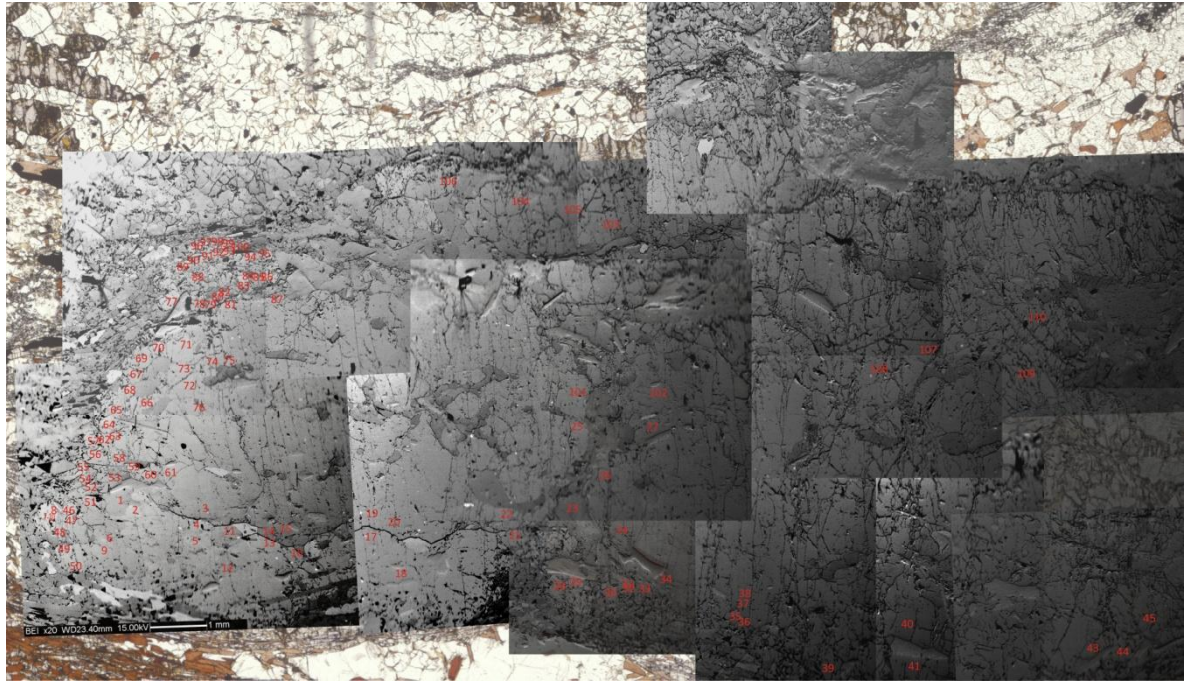


Fig. 6 – Scansione della sezione sottile di Grtdx con sovrapposte le immagini OC e i punti di analisi in EBSD.

In questa parte sono stati fatti 110 punti di analisi. La distribuzione di queste analisi non è omogenea ma è stata redatta in base alle immagini OC ottenute in precedenza. L'attenzione è rivolta alle zone di bordo del cristallo, principalmente vicino al neck, per verificare se la scarsa diffusione della deformazione duttile del granato fosse presente anche in questa particolare microstruttura.

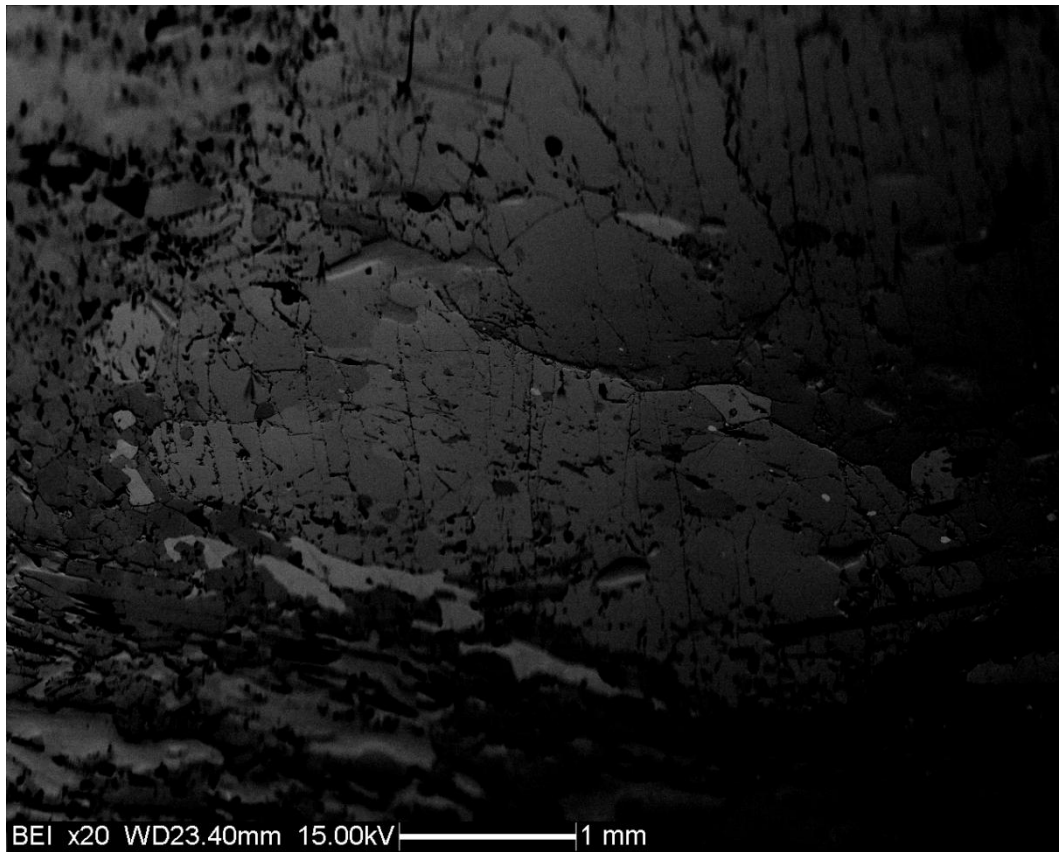


Fig. 7 – Parte inferiore di Grtdx. E' ben visibile la differenza di orientazione tra la parte più meridionale rispetto l'interno del granato. E' ipotizzabile questa differenza di orientazione sia da imputare a deformazione.

Da tutte le analisi emerge che le uniche zone che presentano una differenza di orientazione sono zone marginali. In particolare, dai dati EBSD risulta che la zona mostrata in *Fig. 6* ha un pattern di orientazioni completamente diverso da quello raccolto nella parte centrale del granato. Risulta una delle poche zone con orientazione significativamente diversa dalla media statistica di tutti i dati raccolti, con misorientazioni che superano abbondantemente i 20° di differenza.

Ne deriva che la deformazione è stata ripartita verso l'esterno del granato in un contesto che ha portato al successivo boudinage del minerale.

Dalle immagini OC è emersa un'altra interessante microstruttura: in una parte più alta, il granato crea una protuberanza, al di sopra della matrice, dove sono visibili un insieme di piccoli granuli.

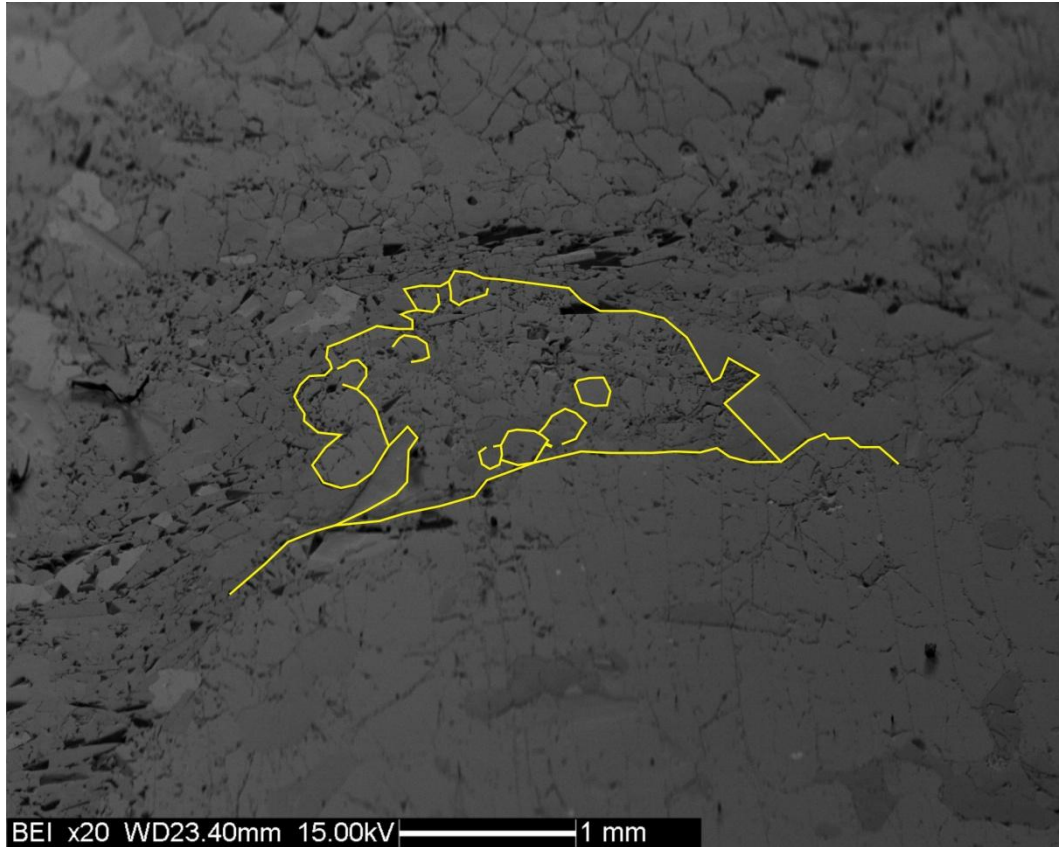


Fig. 8 – Immagine OC della protuberanza del granato sopra a quarzo e sillimanite in cui sono stati evidenziati alcuni limiti granulari ben distinguibili. Dai dati EBSD non risultano misorientazioni caratteristiche di questa zona rispetto al cuore del granato.

Dalle analisi EBSD non risultano orientazioni discordanti con il resto del granato, questa zona risulta, quindi, non deformata. La struttura è interpretata come accrescimento del granato dopo la deformazione, nucleando epitassialmente sul granato preesistente.

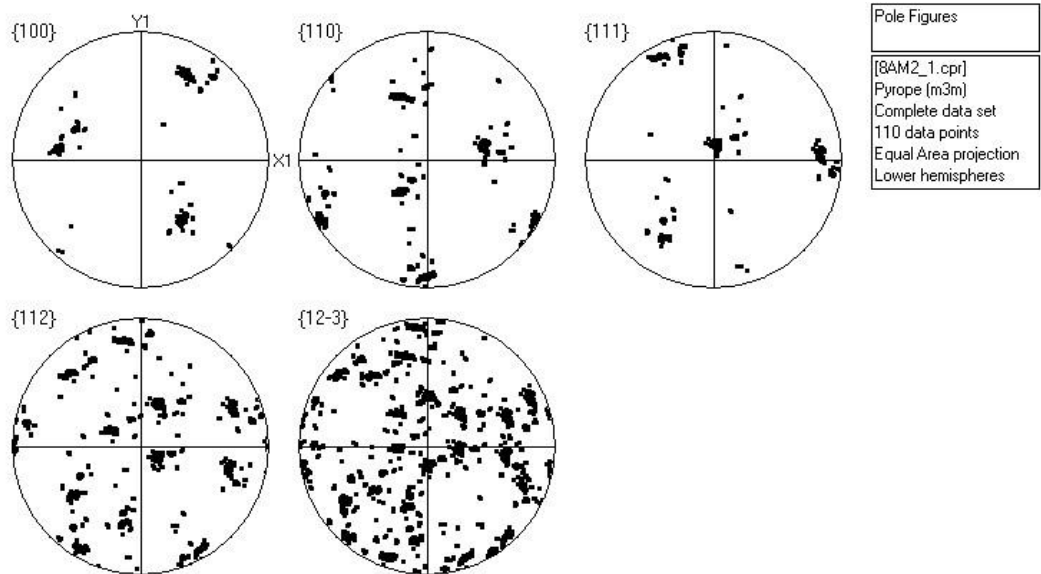


Fig. 9 – Stereogrammi risultati dalle analisi in EBSD su Grtdx. Prendendo come riferimento la famiglia di piani {100} si nota come la loro orientazione nello spazio risulta uniforme tranne che in poche misure, relative ai granuli deformati localizzati in prossimità del neck.

3.3.2 Analisi della parte di granato a sinistra (Grtsx)

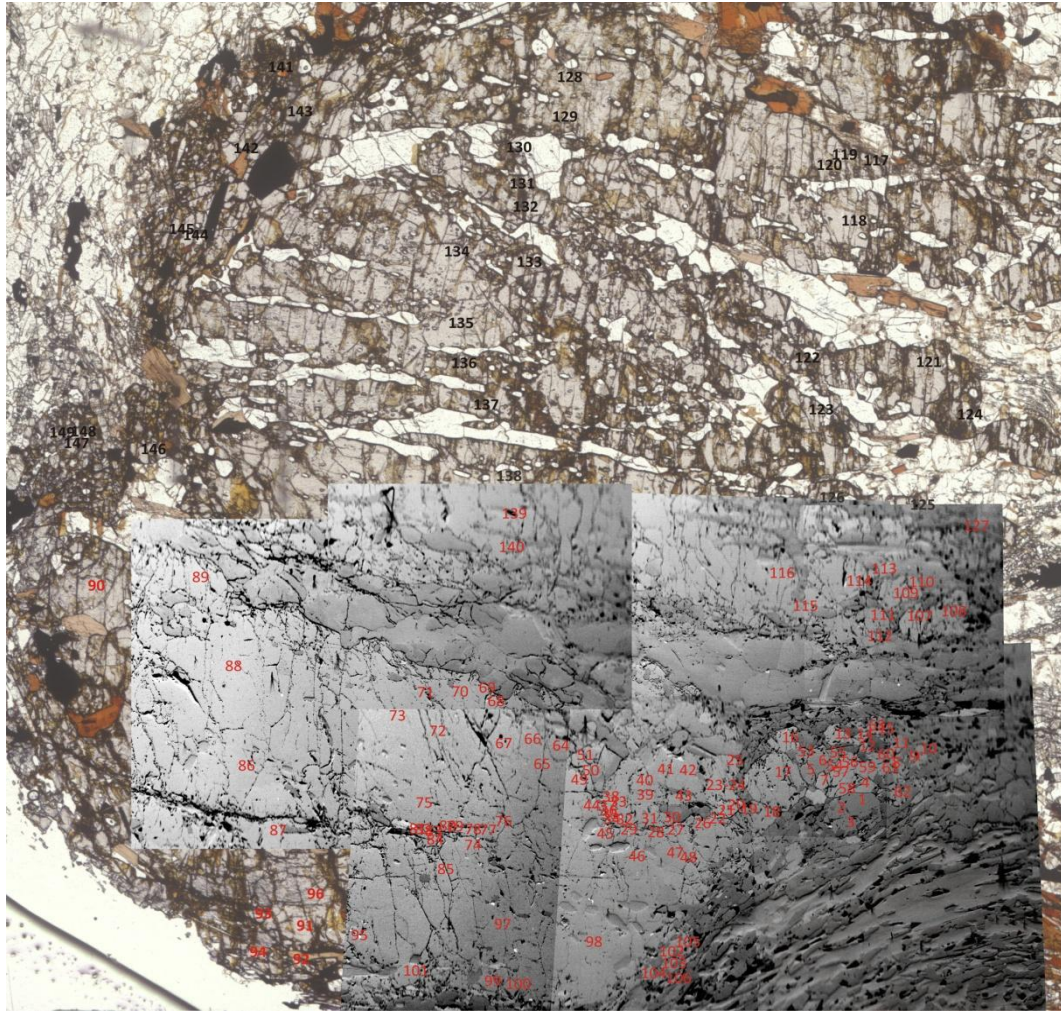


Fig. 10 – Scansione della sezione sottile di Grtsx con sovrapposte le immagini OC e i punti di analisi in EBSD.

I dati raccolti (149 punti di analisi) in questa parte del granato sono congruenti con quanto osservato sulla parte destra. Si osserva una orientazione principale, riscontrata sulla gran totalità del granato, uguale a quella misurata sul nucleo dell'altra porzione.

Anche in questo caso la deformazione è confinata nelle zone marginali del cristallo, principalmente localizzata ai confini con il neck.

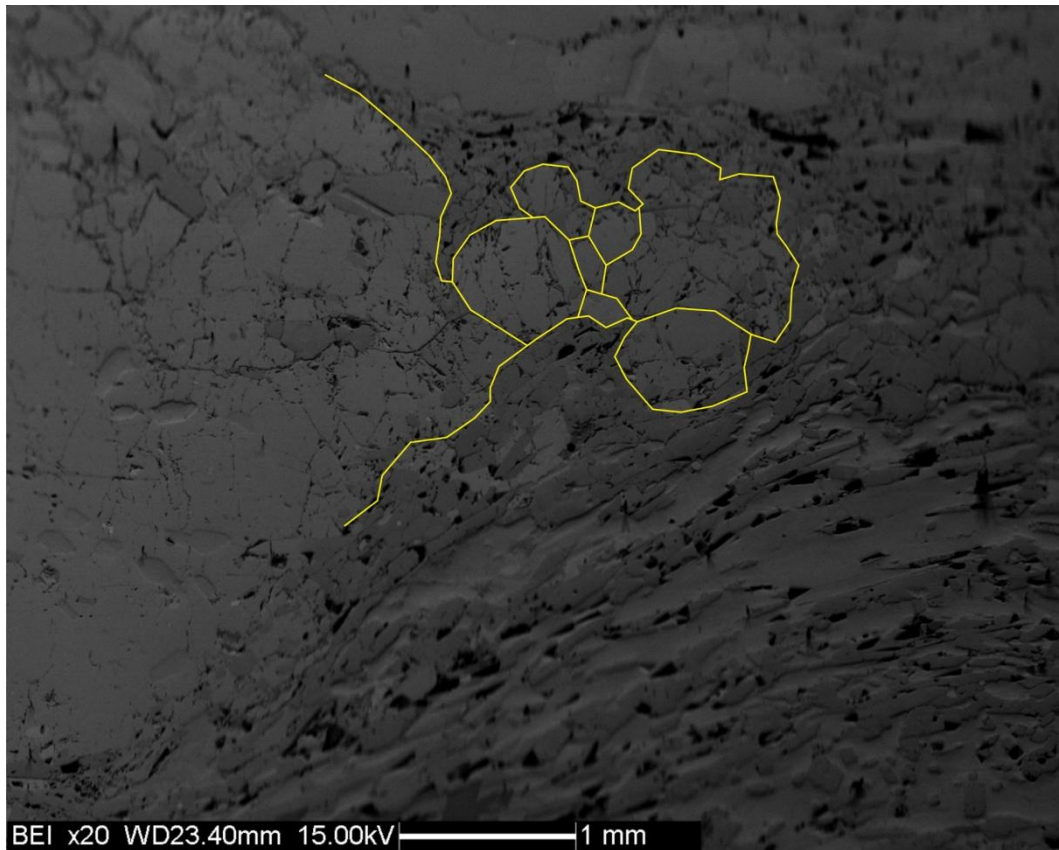


Fig. 11 – Immagine della zona a contatto con il neck del granato a sinistra. Questa parte, ripresa anche in zone più alte, si presenta con un insieme di subgrain orientati in modo diverso.

I punti di analisi fatti nei subgrain in *Fig. 10* presentano orientazioni uguali a quelle trovate nella parte bassa del granato a destra. Questa parte potrebbe essere la stessa di quella già osservata prima, separate in seguito dall'elevato grado di deformazione che ha portato al boudinage.

La ricristallizzazione è difficile da ipotizzare in quanto sono presenti set di orientazioni varie, le uniche parti che potrebbero essere ricristallizzate sono quelle estremamente terminali.

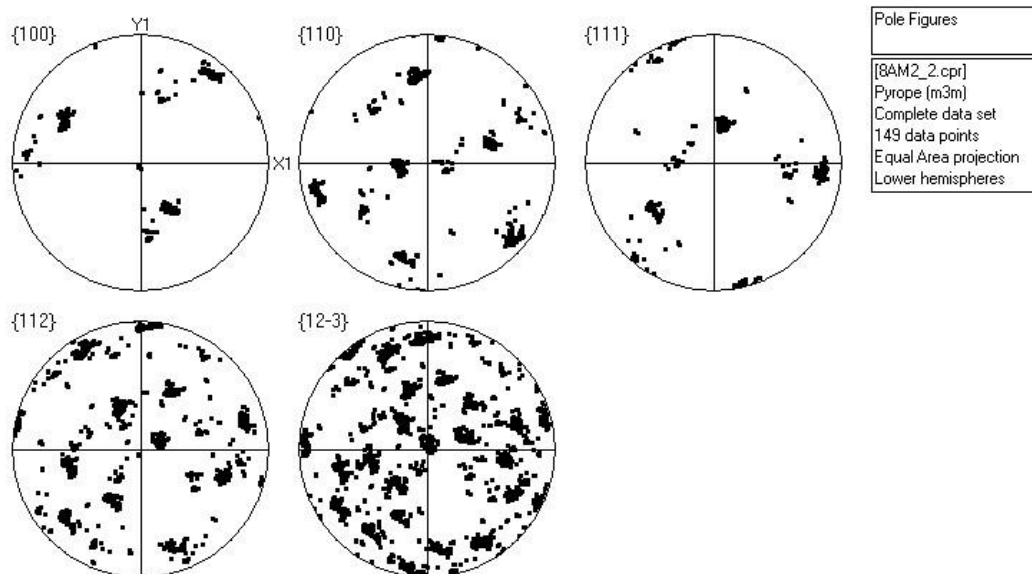


Fig. 12 - Stereogrammi risultati dalle analisi in EBSD su Grtsx. Sono visibili più sistemi di orientazione discordanti con le misure ottenute dal centro del cristallo rappresentate dalla zona a più alta densità di risultati.

3.4 MAPPE COMPOSIZIONALI

Si tratta di una spettroscopia a raggi X nella quale un detector solido raccoglie i raggi X uscenti dal campione e li trasforma in impulsi elettrici proporzionali all'energia dei fotoni X misurati.

Questa tecnica viene usata per analisi chimiche elementari di tipo qualitativo in quanto permette di ottenere delle mappe composizionali.

Le mappe composizionali sono un insieme di analisi continue, per un breve intervallo di lunghezza, utili nel mostrare la distribuzione di un particolare elemento all'interno di un composto. L'utilizzo delle mappe è molto importante per evidenziare zonature all'interno di un cristallo.

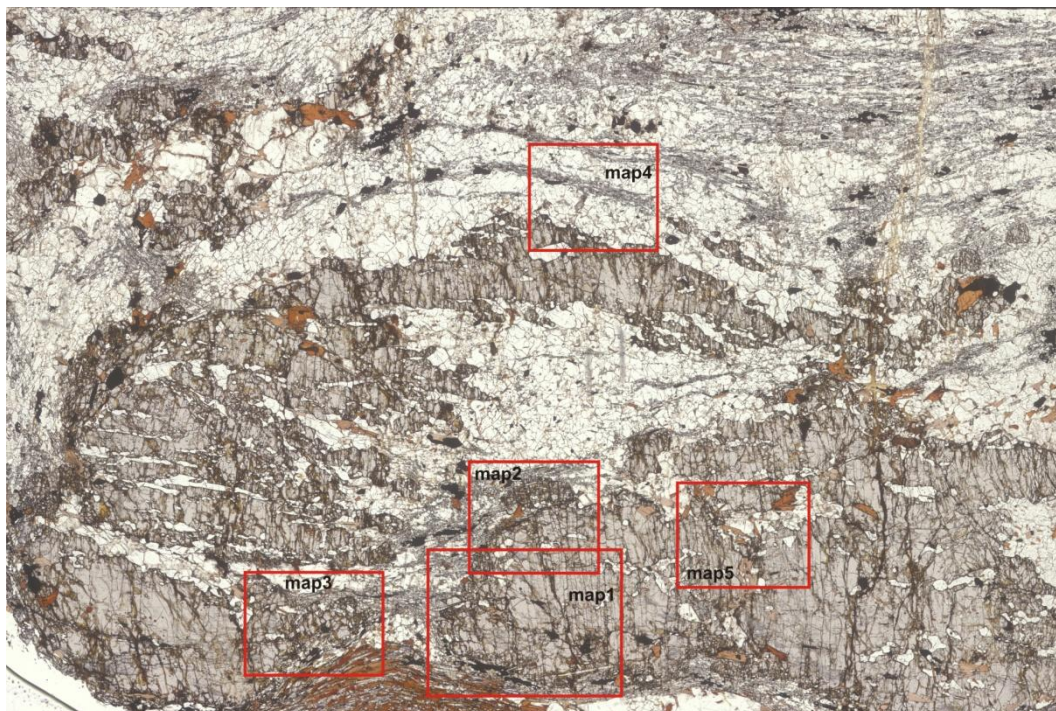


Fig. 13 – Localizzazione delle cinque mappe composizionali fatte sul campione. Ci si è concentrati soprattutto sull'interpretazione delle prime tre; le mappe 4 e 5 sono state fatte come controllo in altri punti lontani dal neck.

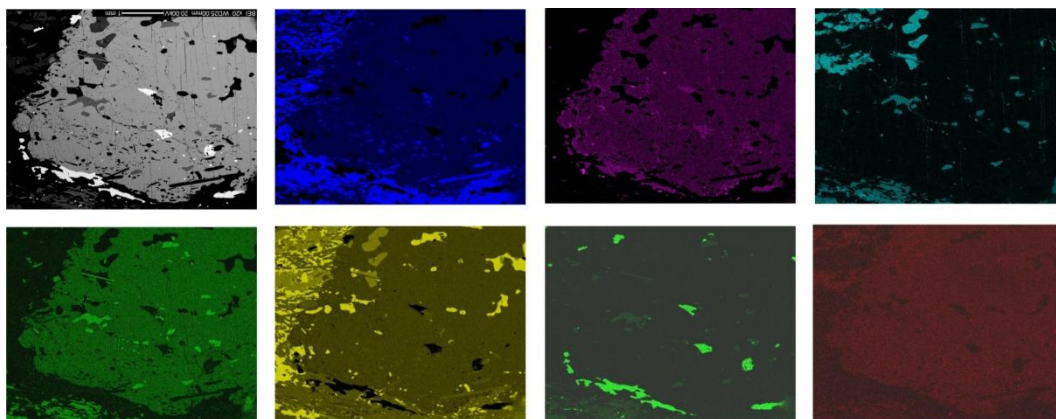


Fig. 14 - Map1: il primo riquadro è la semplice immagine ad elettroni backscattered: è utile per un'indicazione generale della composizione chimica. La luminosità è funzione della densità atomica, per questo motivo le parti più luminose risultano essere gli ossidi (ilmenite) mentre quelle più scure rappresentano il quarzo. Gli altri riquadri sono, nell'ordine, le mappe composizionali riferite ai seguenti elementi: Al, Fe, K, Mg, Si, Ti, Ca.

La map1 è stata molto importante in quanto comprende sia la parte di granato deformato, sia parti di granato accresciuto dopo la deformazione.

Dalla distribuzione degli elementi risulta non esserci una zonatura netta.

Dalla mappa del Fe risulta la presenza di una differenza di concentrazione di Fe in prossimità delle biotiti incluse, ed una leggera differenza tra la parte centrale e la parte esterna del granato, praticamente impercettibile nella mappa. Per questo motivo si è deciso di fare una traversa analitica in microsonda per avere analisi quantitative tra il passaggio nucleo/periferia.

Dalla mappa composizionale del Ca si percepisce che il contenuto in Ca nel granato è molto basso (più basso che nel K-feldspato) e la sua distribuzione è omogenea.

Dalle mappe a Mg e K sono ben visibili i cristalli di K-feld, non ancora osservati fino a questo momento. Sono ricchi in Al, come il granato, ma completamente privi di Mg. In assenza di una variazione composizionale di Ca e del Mn, si aspetta che nel granato le zone più ricche in Fe siano impoverite in Mg. Si nota, in effetti, una lieve differenza di concentrazione di questo elemento attorno le biotiti, dovuto, evidentemente, ad uno scambio cationico molto localizzato con la biotite che si arricchisce in Mg).

In conclusione, dalle mappature chimiche, risulta non esserci una zonatura chimica ma è comunque ben visibile una zonatura micro strutturale dovuta alla diversa concentrazione di inclusioni di minerali.

E' visibile un limite microstrutturale (*Fig. 11*) tra il settore inferiore e quello superiore, riconoscibile dalla presenza di sillimanite solo nel settore meridionale del granato.

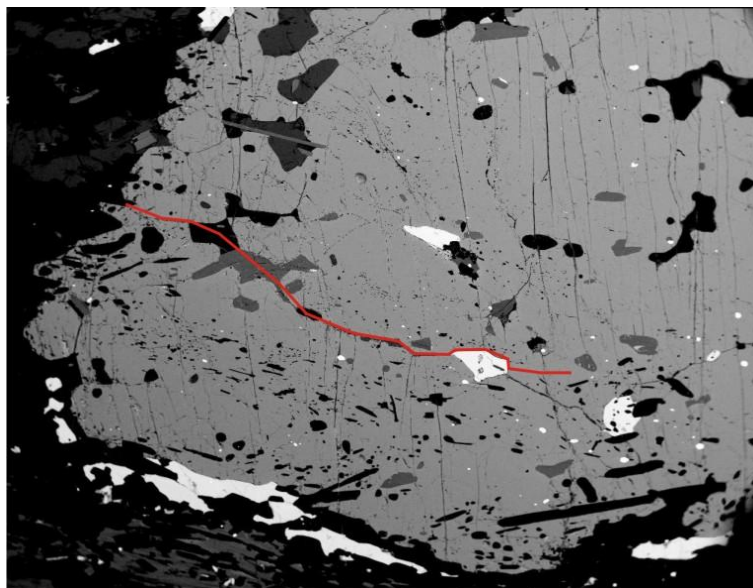


Fig. 15 – In rosso è indicato il limite strutturale tra il dominio ricristallizzato (parte inferiore) e quello “vecchio”. La parte inferiore è caratterizzata dalla presenza di cristalli di sillimanite (qua di color nero), visibili bene anche nella mappa compositiva ALK.

E' documentata la crescita del granato sulla foliazione che lo avvolge ed è tracciata dalla sillimanite. La deformazione è concentrata sul dominio superiore, sempre nella zona del limite strutturale.

Dopo la cristallizzazione della porzione di granato più marginale, praticamente indeformata, la deformazione si è concentrata sulla foliazione esterna. Il tutto è avvenuto ad elevate temperature che hanno permesso una buona diffusione degli elementi, generando un granato non zonato.

Questo accrescimento è simile a quello visto precedentemente sulla protuberanza, nella parte superiore. In quel caso era cresciuto su una matrice di quarzo a grana grossa (indice di alta temperatura) e non mostrava segni di cambio di orientazione, indice di crescita successiva alla deformazione.

Un altro aspetto portato alla luce dalle mappe di composizione chimica riguarda l'interazione di scambio ionico tra biotite e granato. La biotite si mostra molto povera in contenuto in Fe, arricchita in Ti, come tipico per questi minerali ad alte temperature. L'ambiente di alta temperatura è confermato dal geotermometro biotite-granato di *Ferry and Spear (1978)* che indica come il granato diventa più ricco in Fe a discapito della biotite alle alte temperature (superiori ai 700° C).

Attorno alle biotiti si nota come il Fe tenda ad andare nel granato, creando così una micro zonatura attorno questi minerali.

Le altre mappe composizionali non rivelano altre particolari strutture e confermano ciò che è descritto per la prima mappa (map1).

Interessante è il contenuto assente di Mn nel granato. Il Mn si arricchisce alle basse temperature e di solito è presente ai bordi come testimonianza di retrocessione di temperatura. In questo caso è totalmente assente a dimostrazione che il granato è stato deformato ad alta temperatura (HT) dove è stato omogeneizzato.

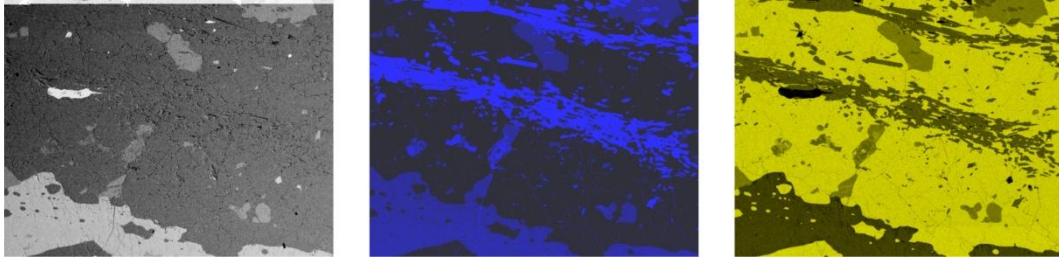


Fig. 16 – Map 4, nell'ordine: immagine generale ad elettroni retrodiffusi, mappa composizionale ad Al, mappa composizionale a Si. Con questa mappa si è voluto investigare anche la composizione della matrice che avvolge il granato. Risultano presenti: quarzo, sillimanite e K-feld; totalmente assente è invece il plagioclasio.

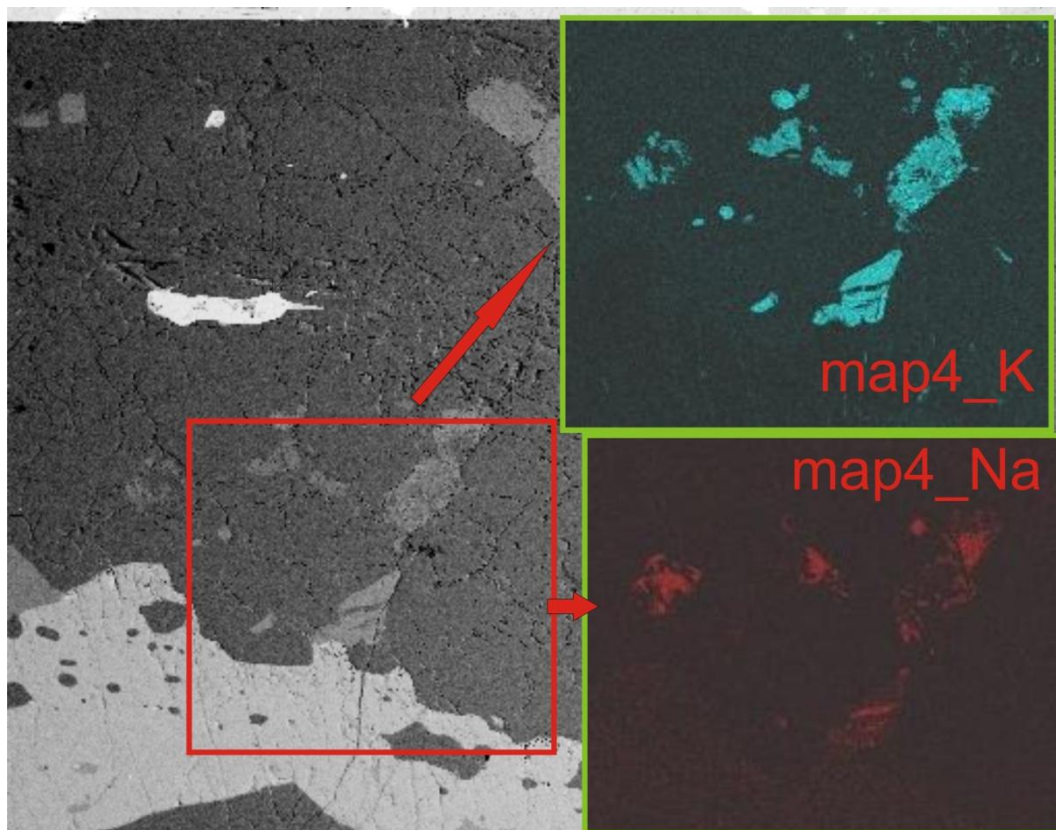


Fig. 17 – Map4: cristallo di K-feldspato all'interno della matrice quarzosa. Sono distinguibili lamelle di albite (dove precipita Na). Sono ortoclasti leggermente pertitici visibili bene nella mappa composizionale a K (lamelle scure) e a Na (lamelle più luminose).

3.5 MICROSONDA E CPO DEL QUARZO

Le analisi chimiche ottenute dalla microsonda sono un valido supporto ai dati qualitativi delle mappe composizionali fatte al SEM.

Quello che interessava osservare era l'esatta composizione chimica dei granati, per far questo è stato necessario preparare il campione, lucidandolo e rendendolo poi conduttore (tramite deposizione di una pellicola di un elemento conduttore).

La mappa chimica è stata fatta sul granato a destra, prendendo porzioni di granato ricristallizzato e porzioni non accresciute. I risultati sono riportati sulle tabelle in *Fig. 14*.

Sample	3-GR1	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00	18.00	19.00	20.00	21.00
SiO ₂	37.00	38.27	38.30	38.29	38.37	38.26	38.61	38.18	38.11	38.42	38.29	38.40	38.13	38.41	38.44	37.81	37.92	0.03	0.05	38.30	38.44	38.52
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.06	53.06	52.84	0.04	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	20.61	21.93	22.01	21.96	21.83	21.92	21.96	21.78	21.83	22.09	22.06	21.80	21.79	22.22	22.06	21.77	22.13	0.00	0.00	21.86	21.96	21.96
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.05	0.10	0.00	0.06	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	0.01	0.00
FeO	38.24	30.97	30.73	31.06	30.80	31.32	30.62	31.08	31.36	30.82	30.86	30.64	30.82	30.65	30.38	30.68	30.99	46.17	46.21	30.77	30.92	31.05
MnO	0.68	0.43	0.36	0.35	0.37	0.40	0.37	0.39	0.36	0.34	0.35	0.39	0.39	0.40	0.36	0.32	0.36	0.07	0.20	0.35	0.36	0.37
MgO	2.93	7.59	7.52	7.56	7.47	7.72	7.55	7.55	6.96	7.54	7.63	7.67	7.72	7.74	7.75	7.66	7.61	0.71	0.66	7.69	7.61	7.78
CaO	0.47	1.13	1.11	1.09	1.13	1.03	1.03	1.03	1.14	1.07	1.07	0.95	1.07	0.99	1.04	1.02	1.00	0.02	0.00	1.04	0.99	1.05
Total	99.96	100.37	100.07	100.37	100.02	100.71	100.15	100.06	99.80	100.32	100.28	99.94	100.02	100.41	100.10	99.27	100.08	100.08	100.02	100.07	100.31	100.75
X _{Alm}	0.85	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.69	0.67	0.67	0.67	0.66	0.66	0.66	0.67	0.67	0.97	0.97	0.67	0.67	0.67
X _{Spn}	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
X _{Enp}	0.12	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.27	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.29	0.03	0.02	0.30	0.29	0.30
X _{Grs}	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03

Fig. 18 – Tabelle con i risultati dell'analisi chimica alla microsonda. I dati relativi ai punti 17.00 e 18.00 sono, con ogni probabilità, riferiti ad ilmeniti (altissimo contenuto in Fe e Ti, assenza di Si).

Come si evince da queste tabelle, la composizione del granato risulta essere uguale in tutti i punti. Il granato è costituito da una frazione abbondante di almandino (c.a 70%) e in minor parte da piropo (c.a 30%).

Da queste analisi si ha un ulteriore riscontro sull'assenza di zonatura nel granato a testimoniare l'alta temperatura durante la deformazione.

La temperatura è stimata dallo studio delle CPO del quarzo e dalle attività dei suoi sistemi di slip (Spiess, 2014, dati non pubblicati).

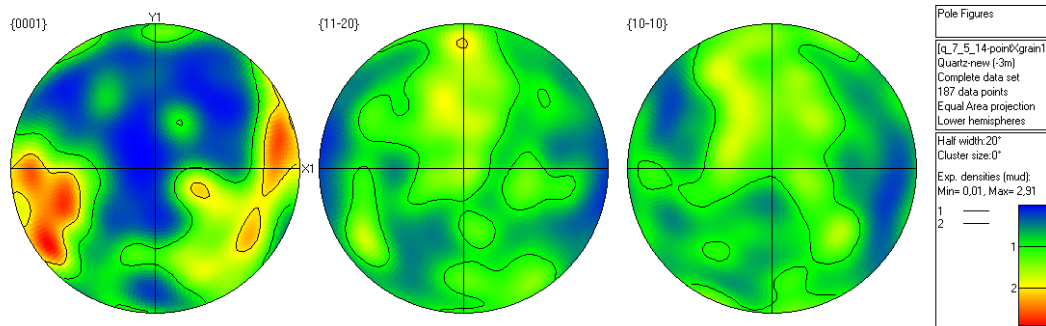


Fig. 19 – Figure polari relative alle analisi sul quarzo (tesi Tacchetto, 2014). Sono mostrati i punti relativi alla direzione $\langle c \rangle$ $\{0001\}$ e alle facce prismatiche $\{11-20\}$ e $m \{10-10\}$.

La distribuzione dei dati evidenzia un'orientazione preferenziale dei granuli di quarzo. Grazie a queste CPO siamo in grado di determinare il sistema di slip attivo durante la deformazione del quarzo; nello specifico la figura relativa alla $\{0001\}$ indica l'asse $\langle c \rangle$ come direzione di slip.

Complessivamente, queste figure polari mostrano l'attivazione dei sistemi di slip prismatici a ed m in direzione $\langle c \rangle$. Questi sistemi di slip sono attivi solo alle alte temperature, in particolare si attivano solo in facies granulitica.

4. CONCLUSIONI

Dalle varie analisi si è osservato come, in questa sezione di gneiss migmatitico, il granato risulta deformato in modo duttile. Sono chiare le differenze di contrasto di orientazione tra alcuni granuli rispetto al nucleo del cristallo, tali differenze di contrasto sono spiegabili attraverso l'attivazione del dislocation creep.

Si sono osservate anche altre microstrutture particolari, una delle quali è legata ad una sicura cristallizzazione del granato post deformazione. Sono presenti insiemi di granuli che sono accresciuti sulla foliazione principale di quarzo e sillimanite, in modo epitassiale sul granato preesistente. Questo particolare è ben visibile nelle mappe composizionali ad Al, dove si notano sillimaniti, orientate macroscopicamente come nella matrice, interne solo in certe parti del granato. Il granato presenta quindi zone di crescita a scapito di quarzo e sillimanite.

Sempre dalle mappe chimiche è mostrata l'assenza di zonatura chimica, il granato è stato deformato ad alta temperatura quando la diffusione degli elementi è molto efficace.

Da queste osservazioni se ne ricava che la deformazione, nel sistema granato, anche in queste condizioni di elevata temperatura nei gneiss migmatitici, è presente ma non pervasiva: si è concentrata sulla matrice composta da quarzo, K-feldspato e sillimanite, minerali che oppongono meno resistenza allo strain.

Il granato si è deformato ai limiti della sua zona fragile-duttile, con deformazione ripartita verso l'esterno ed i bordi del cristallo. Questo contesto ha portato al boudinage del granato e alla localizzazione dei subgrains deformati dutilmente solo nel neck dei boudains.

BIBLIOGRAFIA

- Acquafredda P., Fornelli A., Paglionico A. & Piccarreta G. (2006) – Petrological evidence for crustal thickening and extension in the Serre granulite terrane (Calabria, Southern Italy). *Geol. Mag.*, 143, 145-163.
- Caggianelli A., Del Moro A., Paglionico A., Pinarelli L., Piccarreta G. & Rottura A. (1991) - Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy). *Eur. J. Mineral.*, 3, 159-180.
- Caggianelli A., Liotta D., Prosser G., Ranalli G. (2007) Pressure-temperature evolution of the Late Hercynian Calabria continental crust: compatibility with postcollisional extensional tectonics. *Terra Nova*, 19, 502-514.
- Caggianelli A., Prosser G., Festa V., Langone A., Spiess R. (2013) From the upper to the lower continental crust exposed in Calabria. *Geological Field Trips*, Vol.5 No.1.
- Carluccio R. (2013) Tesi di laurea, studio sull'orientazione preferenziale degli assi c del reticolo cristallino del quarzo in una milonite granulitica della Calabria.
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L. & Rossetti F. (2001) - History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 145, 809-820.
- Festa V., Fornelli A., Paglionico A., Pascazio A., Piccarreta G., Spiess R. (2012) Asynchronous extension of the late-Hercynian crust in Calabria. *Tectonophysics*, 518-521, 29-43.
- Grassner T., Schenk V., Brocker M. & Mezger K. (2000) – Geochronological constraints on timing of granitoid magmatism, metamorphism and postmetamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria. *J. Metam. Geol.*, 18, 409-421.
- Inama R. (2013), Tesi di laurea.: Evidenze di slip prismatico in direzione c in una zona di shear granulitica
- Lister and Dornsiepen (1982) Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, 4, 81-92
- Kleinschrodt R. and McGrew A. (2000) Garnet plasticity in the lower continental crust: implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology*, 22, 795-809.

Kleinschrodt R. and Duyster J.P. (2002) HT-deformation of garnet: an EBSD study on granulites from Sri Lanka, India and the Ivrea Zone. *Journal of Structural Geology*, 24, 1829-1844.

Micheletti F., Barbey P., Fornelli A., Piccarreta G. & Deloule E. (2007) - Latest Precambrian to Early Cambrian U-Pb zircon ages of augen gneisses from Calabria (Italy), with inference to the Alboran microplate in the evolution of the peri-Gondwana terranes. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 5, 843-860.

Rossetti F., Faccenna C., Goffe B., Monie P., Argentieri A. & Funicello R. (2001) -Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola nappe stack (Calabria, Italy): insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics*, 20, 112-133.

Schenk V. (1980) - U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, Southern Calabria (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 23-38.

Schenk V. (1981) - Synchronous uplift of the lower crust in the Ivrea Zone and of Southern Calabria and its possible consequences for the Hercynian orogeny in Southern Europe. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 305-320.

Schenk V. (1984) – Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *J. Petrol.*, 25, 255-298.

Schenk V. (1989) - P-T-t paths of the lower crust in the Hercynian fold belt of Southern Calabria. In: Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. (Eds.) *Evolution of metamorphic belts*. Geol. Soc. of London, Spec. Publ., 43, 337-342.

Storey C.D., Prior D.J. (2005) Plastic deformation and recrystallization of garnet: a mechanism to facilitate diffusion creep. *Journal of Petrology*, Vol.46, No.12, 2593.

Tacchetto T., tesi di laurea (2014).

Voegele V., Cordier P., Sautter V., Sharp T.G., Lardeaux J.M., Marque F.O. (1998) Plastic deformation of silicate garnets II. Deformation microstructures in natural samples. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, 319–338.

Wang and Ji (1999) Deformation of silicate garnets Brittle ductile transition and its geological implications. *Canadian Mineralogist* 37, 525-541.