



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE
IN
SCIENZE GEOLOGICHE

**IL COMPORTAMENTO DEL GRANATO NEL
COMPLESSO GRANULITICO DELLE SERRE: BRITTLE-
DUCTILE TRANSITION**

**THE BEHAVIOUR OF GARNET IN THE SERRE GRANULITIC
COMPLEX: BRITTLE-DUCTILE TRANSITION**

Relatore: Prof. Richard Spiess

Laureando: Simone Papa

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

INDICE

ABSTRACT	5
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	8
1.1 Stratigrafia della crosta	8
1.2 Evoluzione geodinamica	10
1.3 La linea di Curinga-Girifalco	11
1.4 Evoluzione termobarometrica	12
2. METODOLOGIE ANALITICHE	14
2.1 EBSD	14
2.2 Orientation Contrast	15
3. ANALISI PETROGRAFICA	16
4. ANALISI AL SEM	19
4.1 Deformazione duttile del granato nella letteratura	19
4.2 Osservazioni Orientation Contrast	21
4.3 Analisi EBSD	23
4.4 Osservazioni BSE	28
5. CONCLUSIONI	31
BIBLIOGRAFIA	33

ABSTRACT

In the Serre massif (Calabria - Southern Italy) a circa 8 km thick portion of the variscic lower crust, constituted of migmatitic paragneisses and acid and basic granulites is exposed. The principal metamorphic overprint in the lower crust is due to the variscan orogeny and has been established to have been at granulitic facies p-T conditions. Zircon dating fixed the metamorphic peak at about 300 Ma (e.g. *Schenk, 1984; Micheletti et al., 2008*), when a huge amount of granitoids has been emplaced in the intermediate crust. Later, this deep crustal portion has locally been involved in the alpine/appenninic orogeny. During this orogeny, several tectonic nappes of different geologic provenience, have been imbricated during thrusts tectonics. The principal tectonic thrust is called the Curinga-Girifalco Line (CGL) and separates the hercynian crust section from other low-grade alpine nappes (*Schenk, 1981*).

Close to this tectonic line, near the village of Amaroni (CZ), another shear zone, called the Amaroni Line, crops out. On the basis of quartz CPO analyses, it has been possible to determine that the Amaroni Line has worked in conditions of high temperature. Therefore, the Amaroni Line can be considered antecedent and not related to the Curinga-Girifalco one (bachelor thesis *Carluccio (2013), Inama (2013)*).

The rock sample studied in this thesis comes from the lower crustal migmatitic paragneisses and has been deformed in the Amaroni shear zone. The sample contains an equilibrium mineral assemblage of garnet, quartz, k-feldspar, sillimanite and biotite. Being known that the deformation has taken place at the conditions of the granulite facies, we proceeded with the analysis of the garnet microstructures in order to provide evidence for ductile garnet deformation.

The analysis has been made via the Scanning Electron Microscope, using the EBSD and Orientation Contrast techniques.

The result of the analysis point out that the garnet surely undergoes ductile deformation, but only marginally and limited to little portions. Therefore, we can establish that garnet deformation occurred in the brittle-ductile transition field for the garnet.

ABSTRACT

Nel massiccio delle Serre, in Calabria, affiora una porzione della crosta inferiore varisica spessa circa 8 km e costituita da paragneiss migmatitici e granuliti acide e basiche. La principale sovraimpronta metamorfica che interessa la crosta profonda è avvenuta in condizione della facies granulitica durante l'orogenesi varisica. Datazioni mediante lo studio degli zirconi vincolano il picco metamorfico intorno a 300 Ma (e.g. *Schenk, 1984; Micheletti et al., 2008*) in corrispondenza con la messa in posto di ingenti quantità di magmi granitoidi nella crosta intermedia. Successivamente, questa porzione profonda è stata interessata dall'orogenesi alpina, durante la quale è avvenuto un impilamento tramite dei sovrascorrimenti di unità tettoniche di diversa provenienza. La principale linea tettonica che ha funzionato come thrust durante il periodo alpino è nota come Linea di Curinga-Girifalco (CGL) e separa la sezione di crosta ercinica da unità alpine di basso grado (*Schenk, 1981*).

In prossimità di questo lineamento tettonico, nei pressi del paese di Amaroni (CZ), affiora un'altra zona di shear, detta Linea di Amaroni. In base all'analisi delle CPO del quarzo in campioni provenienti da quest'ultima è stato possibile determinare che la deformazione è avvenuta in condizioni di alta temperatura, quindi la linea di Amaroni si può considerare antecedente e non relazionata con quella di Curinga-Girifalco (tesi di laurea *Carluccio (2013), Inama (2013)*).

Il campione di roccia studiato in questa tesi di laurea proviene dai paragneiss migmatitici della crosta inferiore ed è stato deformato dalla zona di shear di Amaroni. La roccia è costituita principalmente da una associazione di granato, quarzo, k-feldspato, sillimanite e biotite. Essendo noto che la deformazione è avvenuta in condizioni p-T pertinenti la facies granulitica si è proceduto ad analizzare le microstrutture del granato per determinare se si potesse documentare della deformazione di tipo duttile. L'analisi è stata effettuata mediante il SEM, avvalendosi delle tecniche cristallografiche dell'EBSD e dell'Orientation Contrast.

I risultati mostrano che nel granato sono stati attivi meccanismi di deformazione duttile, ma soltanto in modo marginale e in porzioni molto localizzate. Le microstrutture suggeriscono che ci sia stata una incipiente deformazione per

mezzo di dislocation creep e che successivamente l'insufficiente mobilità delle dislocazioni abbia contribuito a lasciare il posto a meccanismi di tipo fragile.

CAPITOLO 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Calabria è uno dei pochi posti al mondo dove è esposta una sezione completa di crosta continentale. Si tratta di una sezione dell'antico basamento ercinico la quale, per effetto della tettonica alpino-appenninica, è stata esumata e tiltata di circa 40° verso SE.

1.1 STRATIGRAFIA DELLA CROSTA

La sezione di crosta continentale esposta nel Massiccio delle Serre è spessa c.a 23 km. Lo spessore reale della crosta originaria era certamente superiore in quanto la crosta superiore è stata erosa e su di essa poggiano sedimenti in contatto erosivo. Anche la crosta inferiore è meno spessa dell'originaria e probabilmente non rappresenta una sezione continua, ma contiene dei contatti tettonici.

Tutta la sezione presenta una scistosità metamorfica principale che immerge costantemente verso SE, con un angolo medio di inclinazione di c.a 40° (*Kruhl and Huntemann, 1991*). Questa inclinazione è dovuta al già citato tilting che l'intera crosta ha subito durante la tettonica appenninica.

Caggianelli et al. (2013) semplifica la crosta continentale del Massiccio delle Serre come segue, dai livelli più superficiali a quelli più profondi (fig. 1.1):

Crosta superiore (c.a 3 km):

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

Crosta intermedia (c.a 10 km):

- 3) granodioriti da isotrope a leggermente 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 con granato;
- 7) paragneiss migmatitici;
- 8) granuliti felsiche;

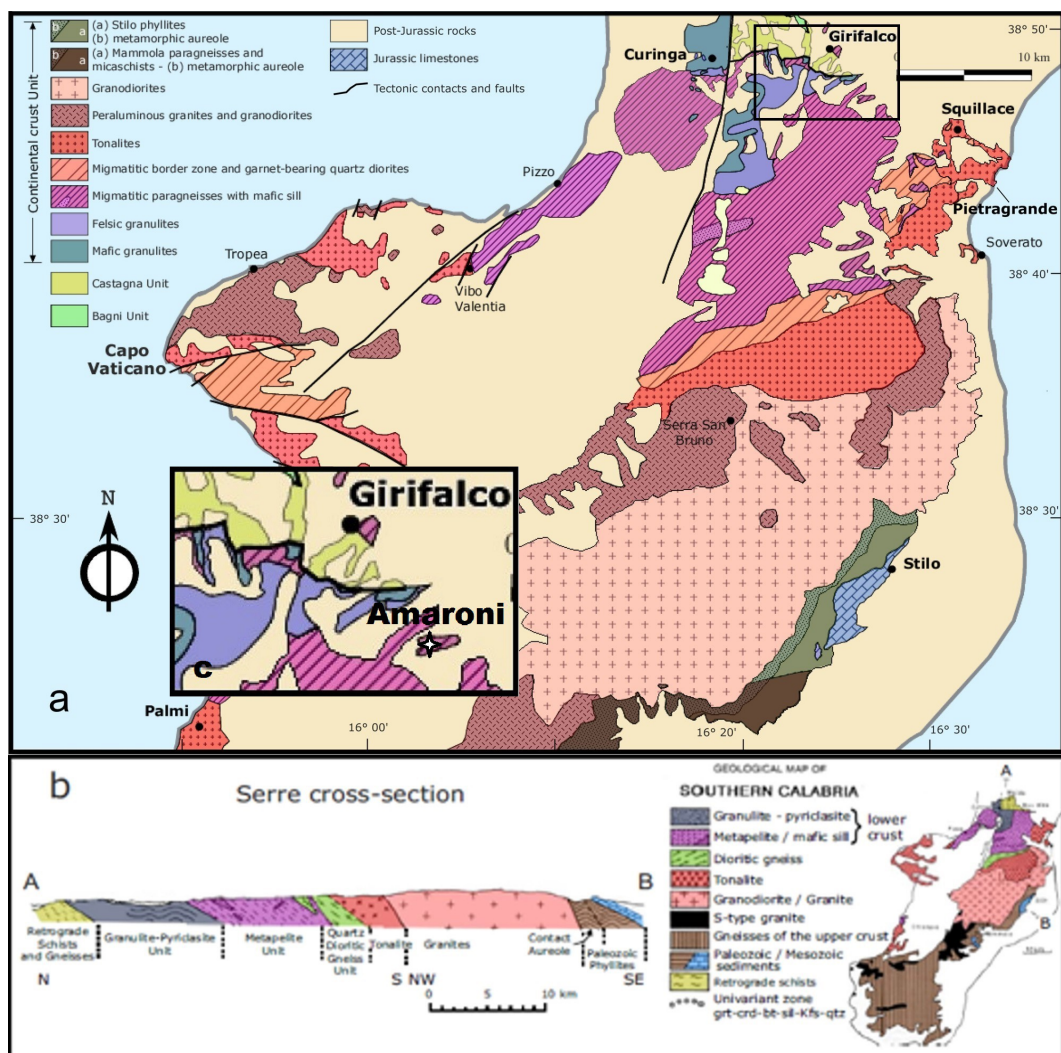


Fig. 1.1: **a)** Sketch geologico di Massiccio delle Serre, Capo Vaticano e promontorio di Sant'Elia. Sono rappresentate tutte le unità di crosta continentale come elencate nel testo. Il contatto tettonico a N con le unità di Bagni e di Castagna è rappresentato dalla Linea di Curinga-Girifalco, mentre a S il contatto con i calcari giurassici dell'Unità di Stilo è erosivo (da Caggianelli et al., 2013; modified from: Borsi et al., 1976; Fornelli et al., 1994; Grässner & Schenk, 1999; Rottura et al., 1991); **b)** Sezione schematica del Massiccio delle Serre (da Caggianelli et al., 2013; modified after Dubois, 1971 and Schenk, 1980); **c)** Ingrandimento dell'area nei pressi di Girifalco con indicazione approssimativa della posizione di Amaroni. Ad Amaroni affiora il lineamento tettonico da cui è stato prelevato il campione di paragneiss migmatitico studiato in questa tesi. Si noti la vicinanza di Amaroni alla Linea di Curinga-Girifalco

9) granuliti mafiche.

Il contatto tra i granitoidi e la crosta inferiore è transizionale e può essere descritto come una border-zone migmatitica. In questa zona le migmatiti hanno raggiunto gradi di fusione anche del 50-60% (*Caggianelli et al., 1991*). Il contatto tra la crosta superiore e i granitoidi è invece netto e caratterizzato da una aureola metamorfica ad andalusite-cordierite (*Colonna et al., 1973*).

1.2 EVOLUZIONE GEODINAMICA

Nella crosta calabrese le età ottenute dagli zirconi contenuti in rocce metasedimentarie e ortogneiss, rivelano una diffusa attività magmatica tra il Cambriano e il neo-Proterozoico. Questo magmatismo ha carattere chimico bimodale (mafico-felsico) ed è stato documentato in maniera estensiva in Calabria (e.g. *Micheletti et al., 2007; 2008; 2011; Fornelli et al., 2011*).

Le datazioni U-(Th)-Pb effettuate a partire dal 1980 su zirconi, monaziti e xenotimi delle rocce della crosta inferiore, sono relative all'ultima fase dell'orogenesi ercinica caratterizzata da decompressione, metamorfismo di alta temperatura e intrusione di granitoidi. La maggiore concentrazione di età cade tra 290 e 305 Ma. L'attività magmatica appare sincrona rispetto al picco del metamorfismo registrato nella crosta profonda. Infatti le età dei granitoidi intrusi nella crosta intermedia cadono anch'esse tra i 290 e 305 Ma (*Caggianelli et al., 2013*).

Dopo gli eventi ercinici la crosta calabrese è stata soggetta a raffreddamento e esumazione.

Un primo episodio di assottigliamento crostale ha avuto luogo durante il rifting continentale del Mesozoico, che portò all'apertura della Tetide e i cui effetti sono riscontrabili in Calabria fin dal Permo-Triassico (e.g. *Liberi et al., 2011*).

Già nel Cretaceo superiore però, la litosfera oceanica della Tetide Piemontese comincia ad andare in subduzione al di sotto del margine africano. Alla fronte della zona di subduzione si genera un prisma di accrezione dove cominciano ad appiarsi le unità continentali e oceaniche. In questo modo delle unità di basso e

medio grado (Unità di Bagni e Unità di Castagna) vengono accoppiate con l'unità di basamento ercinica e con le unità ofiolitiche provenienti dalla litosfera oceanica, tramite dei sovrascorrimenti. Le datazioni radiometriche disponibili per questo evento indicano che la deformazione è avvenuta durante l'Eocene medio (*Schenk, 1980*). Questo processo porta alla formazione della catena alpina, di cui la crosta continentale calabrese faceva parte durante l'Eocene-Oligocene sup. (*Rossetti et al., 2001, 2004; Langone et al., 2006; Heymes et al., 2010*).

L'esumazione finale della crosta ercinica è dovuta alla tettonica estensionale appenninica. Datazioni Ar-Ar effettuate su delle pseudotachiliti indicano che la tettonica estensionale era già attiva in Calabria fin dal Oligocene inf. (33.55 ± 0.21 Ma; *Grande et al., 2009*). L'instaurarsi di questa tettonica è determinato dalla migrazione verso E del fronte della subduzione ionica a causa del *roll-back* dello slab. Ciò porta alla formazione di bacini di retroarco a cui è associato il tipico magmatismo e alla rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso e della Calabria (*Faccenna et al., 2001*). In seguito all'apertura del bacino tirrenico, la Calabria si è poi separata dal blocco sardo-corso e ha continuato a migrare verso sud negli ultimi 5 Ma.

Nei terreni calabresi l'estensione è associata ad una rapida erosione. Esumazione ed erosione hanno luogo durante un tilting generale verso SE del basamento calabro, forse dovuto ad uno slab break-off, che produce un elevato tasso di esumazione nel settore a NW, dove affiora la crosta profonda (*Thomson, 1994*).

1.3 LA LINEA DI CURINGA-GIRIFALCO

Durante il periodo alpino si è verificato come detto un impilamento di diverse unità tettoniche di differente provenienza. Nelle Serre questo processo ha provocato il sovrascorrimento della sezione crostale ercinica sulle unità di medio e basso grado dette Unità di Castagna e Unità di Bagni. La principale linea tettonica che ha funzionato come thrust durante il periodo alpino è nota come Linea di Curinga-Girifalco (CGL). *Schenk (1981)* ha comparato la CGL alla Linea Insubrica delle Alpi, in quanto separa una unità di basamento quasi priva di una

sovraimpronta alpina (la sezione crostale ercinica) da delle unità che invece mostrano una significativa sovraimpronta alpina seppure di medio o basso grado (le unità di Castagna e di Bagni).

La CGL è una zona di taglio spessa anche 400 m caratterizzata da rocce cataclastiche e milonitiche. La milonitizzazione ha interessato i paragneiss migmatitici della crosta inferiore che si trovano all'hanging wall e gli ortogneiss granitoidi dell'unità alpina di Castagna che si trova al footwall. Datazioni Rb-Sr sulla biotite degli ortogneiss milonitici forniscono un'età eocenica (43 ± 1 Ma), confermando che la CGL è una zona di shear generatasi durante l'evento alpino.

1.4 EVOLUZIONE TERMOBAROMETRICA

Il classico p-T-t path di *Schenk (1989, fig.1.2)* è caratterizzato da un picco metamorfico di 790 ± 30 °C e 750 ± 50 MPa a 300 ± 10 Ma per la crosta inferiore. *Schenk (1980)* per primo ha documentato la decompressione della crosta profonda calabrese e, analizzando le microstrutture di reazione preservate nelle rocce granulitiche, ha ipotizzato una evoluzione termobarometrica caratterizzata da una decompressione isotermica seguita da un raffreddamento isobarico. Il

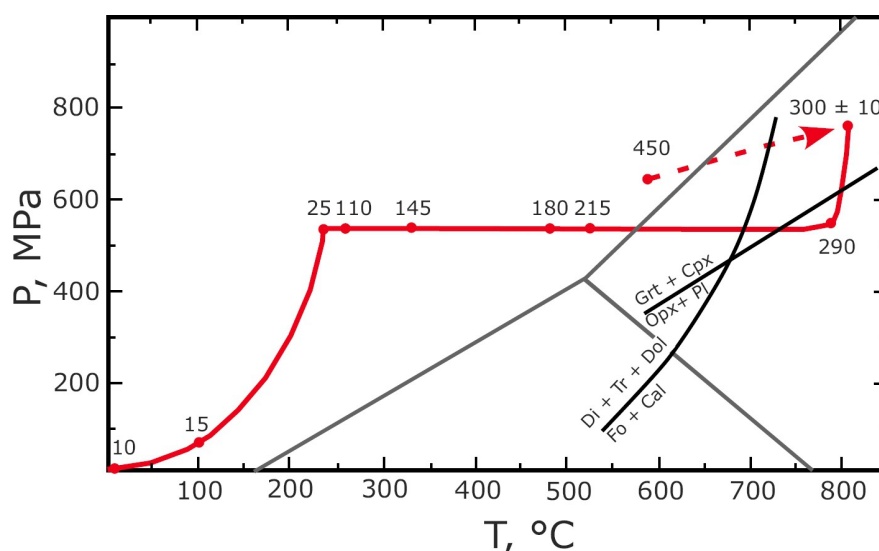


Fig. 1.2: Classico P-T-t path definito da *Schenk (1989)* per il livello più profondo della crosta inferiore delle Serre. Età indicate in Ma (*Caggianelli et al., 2013*)

precedente episodio di ispessimento con metamorfismo di tipo barroviano è indicato nella crosta inferiore da alcune fasi relitte (*Schenk, 1984*), ma è stato in genere sovrainpresso dal metamorfismo granulitico. Secondo *Schenk (1980, 1984, 1989, 1990)* e *Graeßner et al. (2000)* il riscaldamento fino alle condizioni della facies granulitica è dovuto alla messa in posto di grandi quantità di magma nella crosta intermedia in un contesto collisionale 300 Ma fa.

Acquafredda (*Acquafredda et al. 2006*) ha proposto un p-T-t path differente in cui il picco di pressione di c.a 0,8 GPa si ha durante l'ispessimento crostale alla temperatura di c.a 650°. Il picco di temperatura di c.a 730° viene raggiunto invece successivamente in condizioni di pressione decrescente.

Caggianelli (*Caggianelli et al. 2007*), tramite modellizzazione numerica ha dimostrato che questa traiettoria è consistente con l'intrusione di magma in ambiente distensivo al contrario di quanto sostenuto in precedenza da Schenk. Questo modello sostiene che il picco del metamorfismo sia avvenuto in un regime estensionale caratterizzato da assottigliamento crostale, anatessi e denudazione tettonica tra 300 e 280 Ma fa.

Secondo *Schenk (1989)*, alla fase relativamente veloce di decompressione isoterma, terminata 290 Ma fa, segue un raffreddamento isobarico molto lento fino a 25 Ma fa quando la tettonica appenninica porta ad una rapida esumazione finale.

CAPITOLO 2. METODOLOGIE ANALITICHE

Per questo lavoro di tesi sono stati utilizzati il microscopio ottico a luce trasmessa e il microscopio elettronico a scansione (SEM). La microscopia ottica rappresenta il metodo analitico base per qualsiasi analisi petrografica ed è stata utilizzata per uno studio preliminare della nostra roccia. Tuttavia molti dati, in particolari quelli riguardanti l'orientazione cristallografica dei minerali, sono inaccessibili usando la microscopia ottica, a maggior ragione se i minerali studiati, nel nostro caso il granato, sono isotropi. Le immagini in luce trasmessa a nicols paralleli e incrociati delle sezioni sottili, sono state scansionate e utilizzate per localizzare tutte le analisi al SEM.

Il SEM, con l'utilizzo dei backscattered electrons (BSE), consente di ottenere immagini della microstruttura della roccia, con risoluzione sub-micrometrica, basate sul contrasto tra materiali di differente composizione (contrasto di numero atomico). Utilizzando le tecniche dell' Orientation Contrast (OC) e dell'Electron BackScatter Diffraction (EBSD) è possibile inoltre ottenere dal SEM informazioni qualitative e quantitative sull'orientazione cristallografica delle fasi mineralogiche.

2.1 EBSD

La tecnica dell'EBSD si basa sui pattern di diffrazione generati dai BSE. Le traiettorie degli elettroni che soddisfano la legge di Bragg sulla diffrazione definiscono due coni di elettroni diffratti. Ogni piano cristallografico genera due coni di diffrazione e l'intensità della diffrazione dipende dalle specie atomiche che definiscono il piano. Siccome l'angolo di Bragg è molto piccolo per elettroni accelerati a decine o centinaia di keV, i coni di diffrazione approssimano dei piani e ciò che appare nei pattern di diffrazione sono delle bande più o meno intense che si intersecano in punti che rappresentano la zona di un asse cristallografico.

L'EBSD permette la misura dell'orientazione cristallografica di minerali di dimensione inferiore ad 1 μm e il calcolo di assi e angoli di misorientazione tra due punti. La misura può essere effettuata manualmente oppure si possono

realizzare delle mappe in cui una parte della sezione viene indicizzata automaticamente. Durante il nostro lavoro entrambe le tecniche sono state utilizzate.

2.2 ORIENTATION CONTRAST

L'effetto noto come OC è dovuto al fatto che l'intensità del segnale dato dai BSE varia al variare dell'orientazione cristallografica dei domini all'interno del campione. Quando il raggio incidente è posto ad alto angolo rispetto alla normale alla superficie del campione e i detector del segnale sono posti nella posizione di forescattering, il contrasto di numero atomico è subordinato all'OC.

Le immagini di OC non sono quantitative, mostrano soltanto variazioni in una scala di grigi. Cambiamenti netti nella tonalità di grigio sono dovuti a cambiamenti nell'orientazione cristallografica (grain o sub-grain boundaries) o nella struttura (phase boundaries). Con l'OC si possono determinare sub-grain boundaries che hanno misorientazioni di meno di $0,5^\circ$, troppo piccole per essere risolte con l'EBSD. Le immagini di OC quindi permettono di mappare tutti i boundary di misorientazione in un campione e forniscono una mappa per localizzare le analisi EBSD (*Prior et al. 1999*).

CAPITOLO 3. ANALISI PETROGRAFICA

La roccia analizzata proviene dai paragneiss migmatitici della crosta inferiore. L'analisi petrografica e microstrutturale al SEM è stata effettuata su due sezioni sottili tagliate perpendicolarmente alla foliazione principale e parallelamente alla lineazione.

I paragneiss migmatitici vengono descritti da *Festa et al. (2012)* come caratterizzati da un alternanza di layers leucocratici e melanocratici alla scala centimetrica. La paragenesi all'equilibrio è costituita da granato, biotite, sillimanite, plagioclasio, feldspato alcalino, quarzo $\pm$ cordierite, mentre la cianite è una fase relitta. Nella roccia in esame non è stata però evidenziata la presenza di cordierite o di cianite relitta.

Il granato forma grossi porfiroblasti di dimensione centimetrica e forma anedrale, ed è ricco di inclusioni di quarzo, biotite e altri minerali. È pervasivamente fratturato e le sue microstrutture saranno analizzate in dettaglio in seguito.

La biotite caratterizza i layer melanocratici della roccia assieme alla sillimanite. L'allineamento di questi cristalli, fortemente allungati in una direzione, determina la foliazione principale della roccia che in alcuni casi può essere deflessa dai porfiroclasti di granato.

Il quarzo costituisce delle vene quasi monomineraliche spesse alcuni mm e lunghe diversi cm. La grana è submillimetrica, ma può essere anche minore in zone che hanno subito uno strain più elevato e quindi ricristallizzazione più invasiva. La direzione delle vene può essere parallela alla foliazione principale, ma talvolta è obliqua; i cristalli mostrano estinzione ondulata e "a scacchiera", evidenze di deformazione del reticolo cristallino.

Il K-feldspato costituisce assieme al quarzo la porzione leucocratica della roccia. È presente in cristalli anedrali, con dimensione anche di qualche mm, che mostrano una netta alterazione superficiale. Al contatto tra quarzo e feldspato si possono osservare dei limiti granulari lobati.

La presenza di abbondante sillimanite e l'assenza di muscovite indica che la reazione di breakdown della muscovite è andata a completamento. Questa

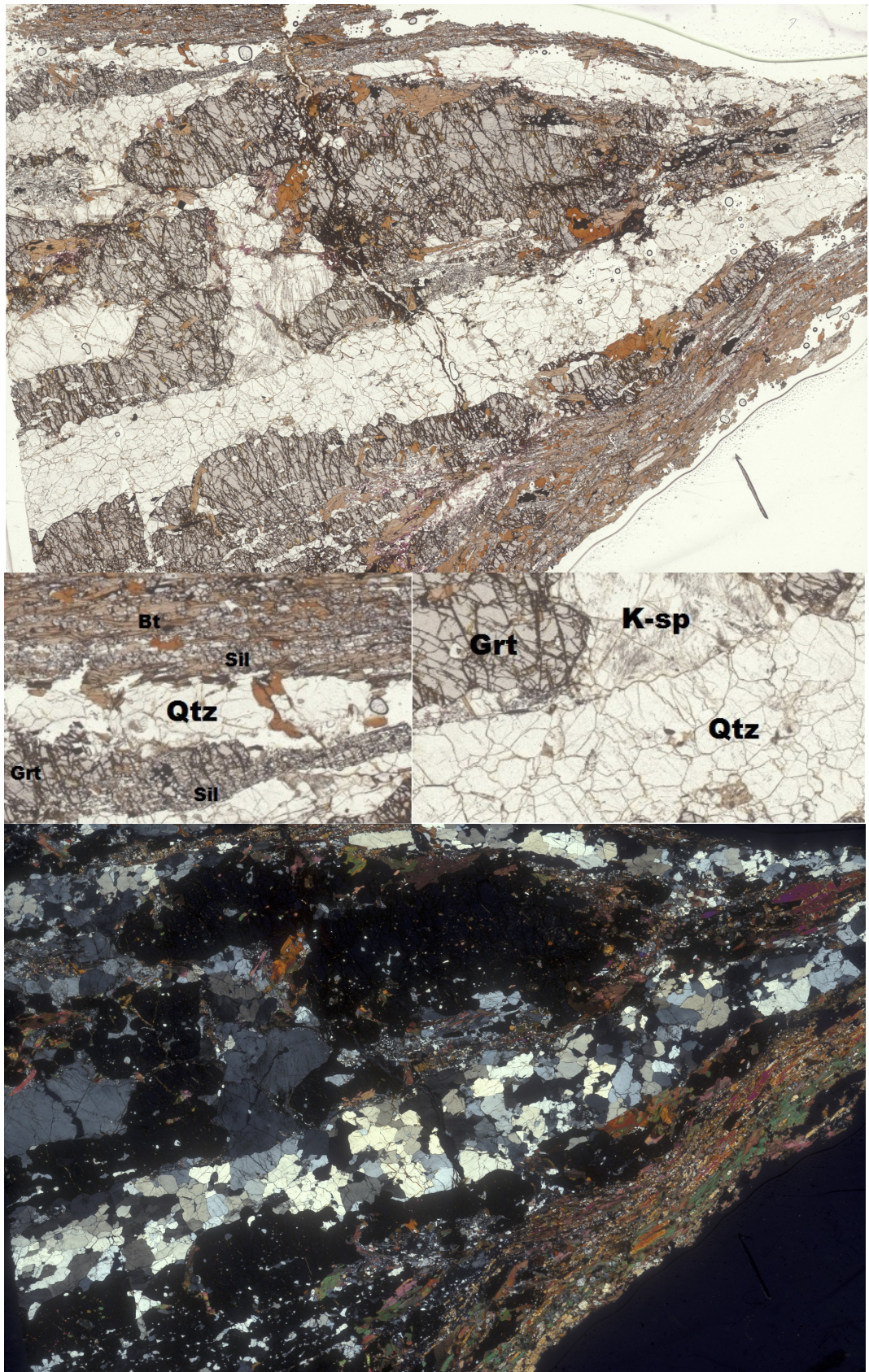


Fig. 3.1 In alto: sezione 6AM6 a nicols paralleli. In centro a sx: dettaglio dell'alternanza tra layer leucocratici e melanocratici che definiscono la foliazione principale. In centro a dx: dettaglio dei limiti granulari lobati tra quarzo e feldspato. In basso: Sezione 6AM6 a nicols incrociati.

reazione (fig. 3.2):



libera abbondanti quantità di fluido che sono responsabili della fusione parziale della roccia. L'unità metapelitica, infatti, ha raggiunto gradi di fusione anche del 50-60 % (Caggianelli *et al.*, 1991).

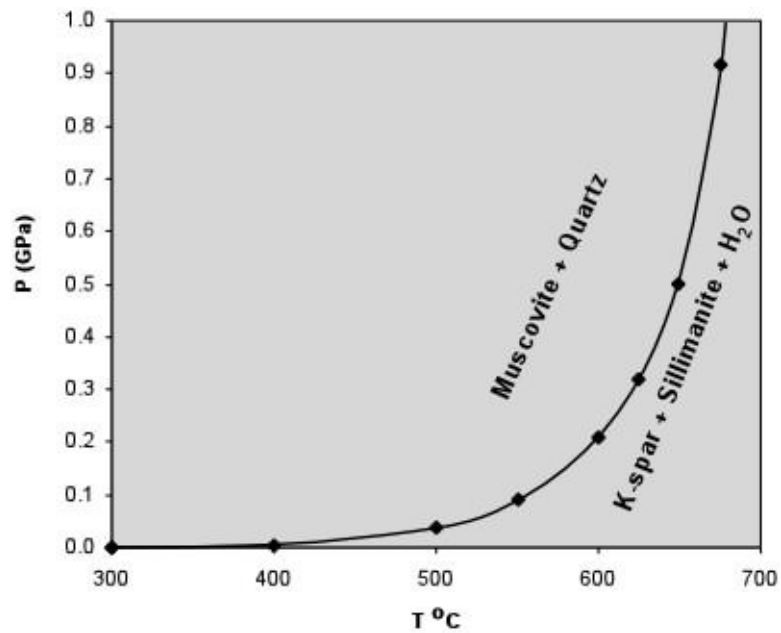


Fig. 3.2: Reazione univariante di breakdown della muscovite in un diagramma p/T

CAPITOLO 4. ANALISI AL SEM

Le microstrutture del granato sono state analizzate, come già descritto in precedenza, grazie all'ausilio del Microscopio Elettronico a Scansione. Le analisi sono state effettuate su due sezioni (denominate 6AM4 e 6AM6) ricavate dalla stessa roccia, un paragneiss migmatitico della crosta inferiore (Fig. 4.1). Le nozioni di base relative alla origine granulitica della zona di shear e le informazioni relative alla deformazione di alta temperatura del granato tratte dalla letteratura, ci permettevano di ipotizzare che nelle nostre sezioni il granato potesse presentare evidenze di deformazione duttile.

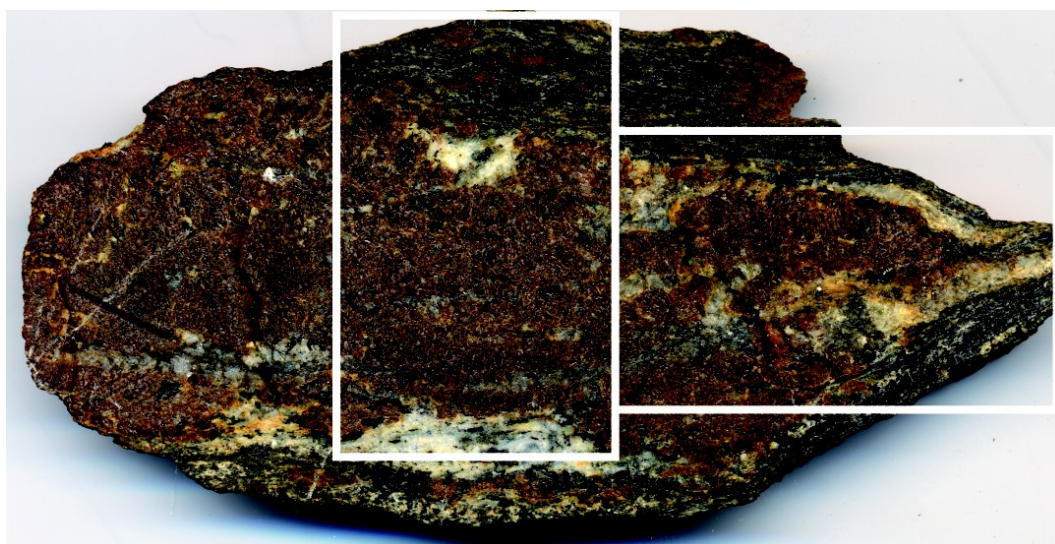


Fig. 4.1: Immagine del campione di roccia studiato con indicati i siti delle due sezioni sottili. Al centro la 6AM4 e a destra la 6AM6

4.1 EVIDENZE DI DEFORMAZIONE DUTTILE DEL GRANATO DALLA LETTERATURA

Da quando hanno preso piede le analisi cristallografiche basate sul SEM è iniziato uno studio intensivo del granato, in quanto, essendo una fase cubica e quindi sempre estinta a nicols incrociati, poche sono le informazioni ricavabili dalla microscopia ottica. In più occasione si è evidenziata la presenza di sub-grains che

potrebbero testimoniare una deformazione duttile. È il caso del lavoro di *Storey and Prior (2005)*, i quali sostengono che il granato si possa deformare per effetto del dislocation creep e quindi possa subire ricristallizzazione per subgrain rotation con conseguente diminuzione di grana. Questo meccanismo deve però essere compensato da processi di diffusione e di conseguenza è influenzato anche dalla grana originaria dei cristalli. Il processo deformativo quindi è condizionato prevalentemente dall'attività delle dislocazioni, ma subordinatamente è coadiuvato da altri processi come diffusion creep o dissolution-precipitation creep.

In realtà non sono molte le prove inconfutabili che dimostrano che il granato si deformi in modo duttile alle condizioni della facies granulitica. *Kleinschrodt and McGrew (2000)* e *Kleinschrodt and Duyster (2002)* sostengono che le caratteristiche dei granati da loro studiati provenienti da quarziti dello Sri Lanka, attestino in maniera inequivocabile la deformazione plastica. I granati sono stirati e piegati in una matrice quarzitica a temperature attorno agli 800°C, presentano microstrutture di deformazione come boudinage e pinch-and-swell, ma hanno pochi o nessun segno di deformazione intracristallina come subgrains o deformazione del reticolo cristallino.

Vollbrecht et al. (2006) interpretano come prova di dislocation creep e sub-grain rotation recrystallization le microstrutture dei granati di una zona milonitica. Le figure polari in questi granati indicano una small circle dispersion, dispersione dei dati lungo un cerchio minimo attorno ad un'asse di rotazione. Uno dei massimi della faccia {100} presenta soltanto una minima dispersione e definisce la direzione dell'asse di rotazione, gli altri due poli della {100} sono invece dispersi lungo una direzione circolare. Siccome queste miloniti hanno raggiunto una temperatura massima di circa 630°, questa è secondo gli autori una evidenza che il granato può subire deformazione duttile anche a temperature non elevatissime e anche se immerso in una matrice di minerali più duttili come quarzo, feldspato e miche.

Voegelè et al. (1998) hanno analizzato al TEM diversi campioni di eclogite provenienti da differenti scenari geodinamici. Le loro conclusioni sono che la brittle-ductile transition per il granato avviene attorno ai 600 °C. I campioni

deformati a temperature superiori mostrano una presenza pervasiva di sub-grain boundaries, mentre al di sotto dei 600°C i granati sono fragili e le dislocazioni si propagano solo in prossimità dei microcracks.

Altri campioni che mostrino con certezza la presenza di dislocation creep nel granato provengono dal mantello superiore, quindi sono stati deformati a temperature oltre i 1000°C, che non sono confrontabili con le nostre.

4.2 OSSERVAZIONI ORIENTATION CONTRAST

Con questi presupposti abbiamo iniziato l'analisi della sezione 6AM6 tramite la tecnica dell'Orientation Contrast, per definire la presenza di misorientation boundaries. Contrariamente a quanto avevamo ipotizzato, nella quasi totalità della sezione il granato si mostrava privo di contrasti di orientazione che invece erano evidenti nel quarzo. Solamente in una piccola porzione della nostra sezione il

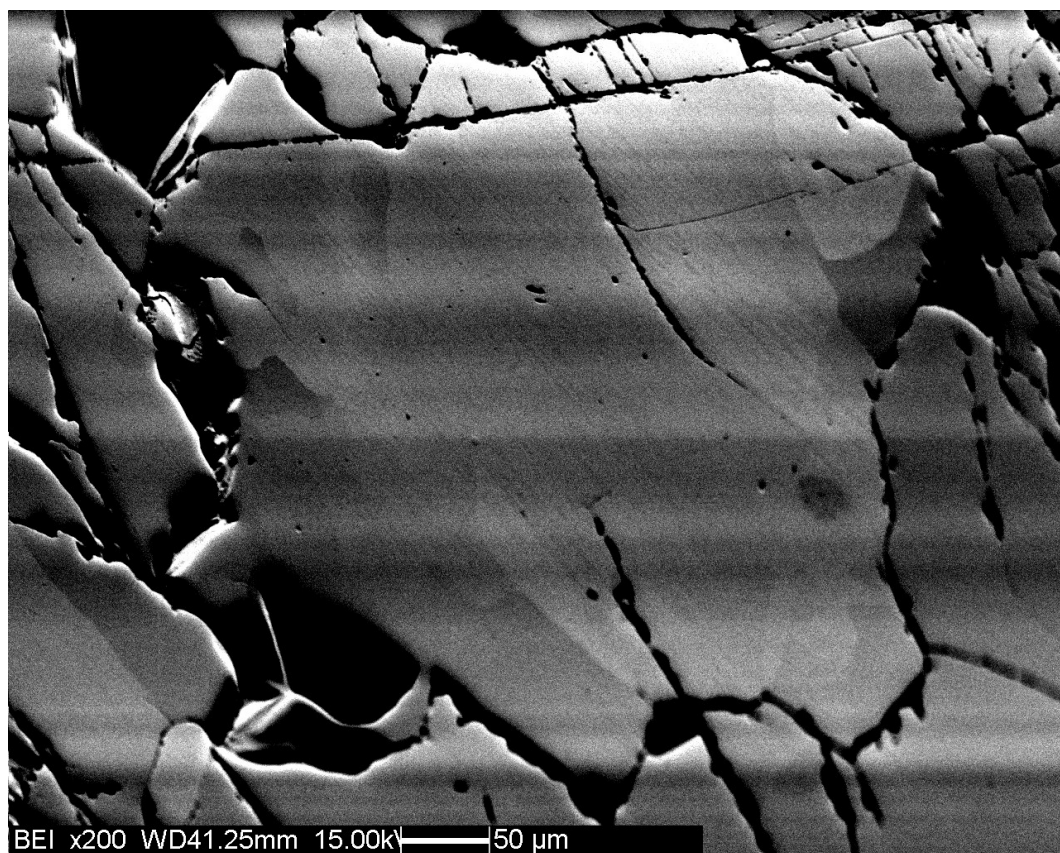


Fig. 4.2: Immagine in Orientation Contrast dove sono evidenti dei boundaries di misorientazione nel granato

granato mostrava un netto contrasto di orientazione (Fig. 4.2).

Tramite l'OC è stato possibile inoltre evidenziare una microstruttura molto particolare e non comune che interessa tutto il granato nella nostra sezione. Questa microstruttura consiste in una serie di "*stripes*" più scure rispetto al resto del granato, parallele tra loro, con una spaziatura dell'ordine del μm (Fig. 4.3). Questa caratteristica non era visibile in microscopia ottica e non è risultata visibile nemmeno con il microscopio ottico a riflessione. Le *stripes* diventano visibili solo ad alti ingrandimenti e attraversano solamente il granato, infatti si interrompono per esempio in corrispondenza delle inclusioni solide nel granato e dei grain-boundaries.

L'interpretazione di queste microstrutture è problematica, perché il grado di risoluzione che si può raggiungere con il SEM non consente di affermare con certezza la loro origine. In base alle osservazioni disponibili le ipotesi più

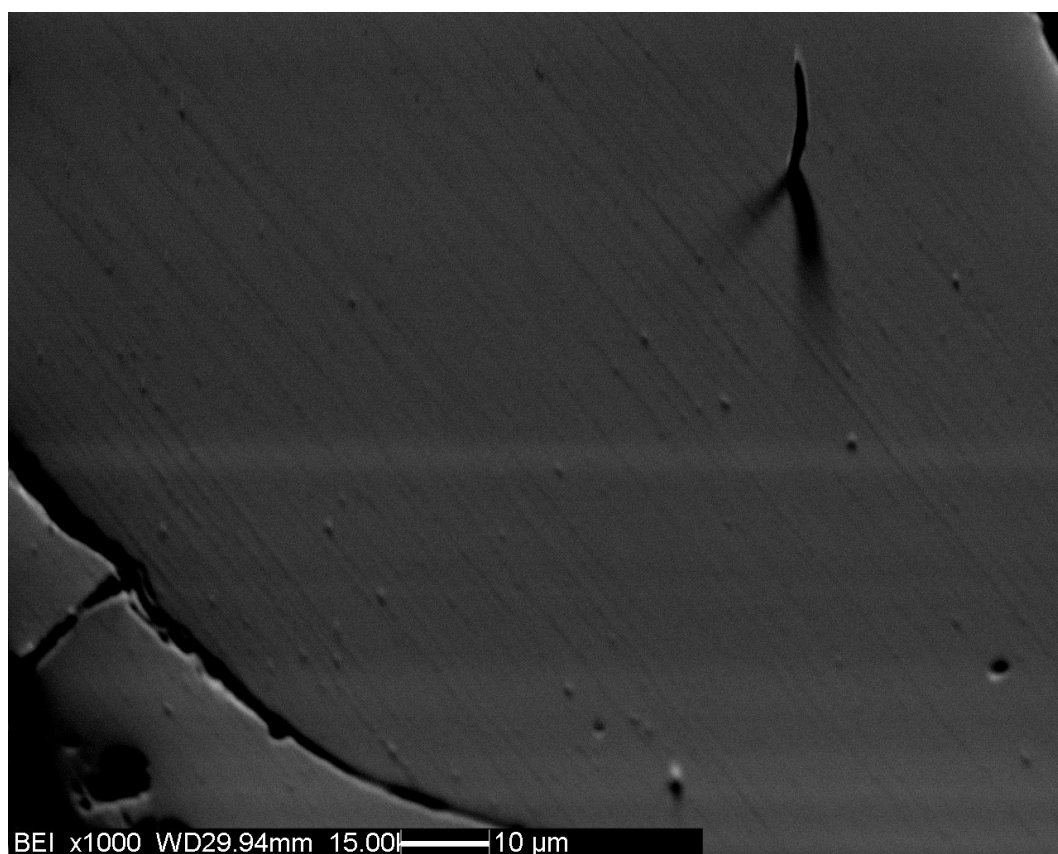


Fig. 4.3: Immagine Orientation Contrast del granato in cui sono ben visibili le stripes. Si confronti con la fig. 4.4 ottenuta da Baeta and Ashbee nel 1969

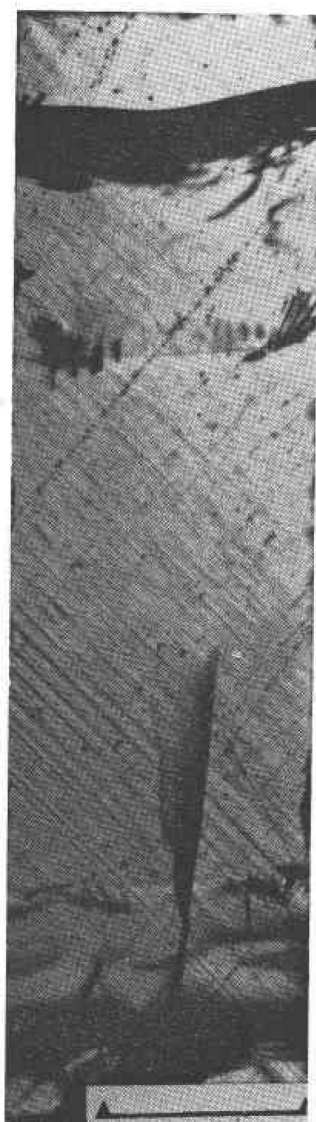


Fig. 4.4: Immagini di slip lines osservate da Baeta and Ashbee nel quarzo. Da Baeta and Ashbee (1969)

plausibili sembrano essere due: o una geminazione del granato o delle *slip lines*, ovvero delle linee che segnano l'intersezione dei piani di slip con la superficie della sezione. Se la seconda ipotesi fosse corretta, questo significherebbe che nel granato si è attivato un meccanismo di dislocation glide, il quale consente al reticolo cristallino di deformarsi in maniera duttile senza che si producano fenomeni di rotazione intracristallina e ricristallizzazione dei granuli e quindi senza la formazione di subgrains. Tuttavia una risposta certa a questo interrogativo sarebbe possibile solamente analizzando queste *stripes* con l'ausilio della microscopia elettronica a trasmissione (TEM).

4.3 ANALISI EBSD

Tramite l'EBSD si sono ricavate tre Euler maps, localizzate nella sezione 6AM6 come indicato in figura 4.5 e prodotte due analisi manuali effettuate su due aree differenti: la prima nella parte inferiore della mappa Gtm3 e la seconda nella sezione 6AM4. Verranno in seguito riportati in dettaglio i risultati relativi alle mappe Gtm1 e Gtm2 e alla analisi

manuale 6AM4.

La mappa Gtm1 non mostra la presenza di alcun tipo di subgrains, in quanto tutta la porzione di cristallo analizzata presenta la stessa colorazione. La figura polare mostra una certa dispersione dei dati, la quale però si può addurre ad una non corretta indicizzazione dei pattern di diffrazione, come dimostrato in figura (Fig. 4.6). Come constatato in precedenza, l'assenza di subgrains non è però

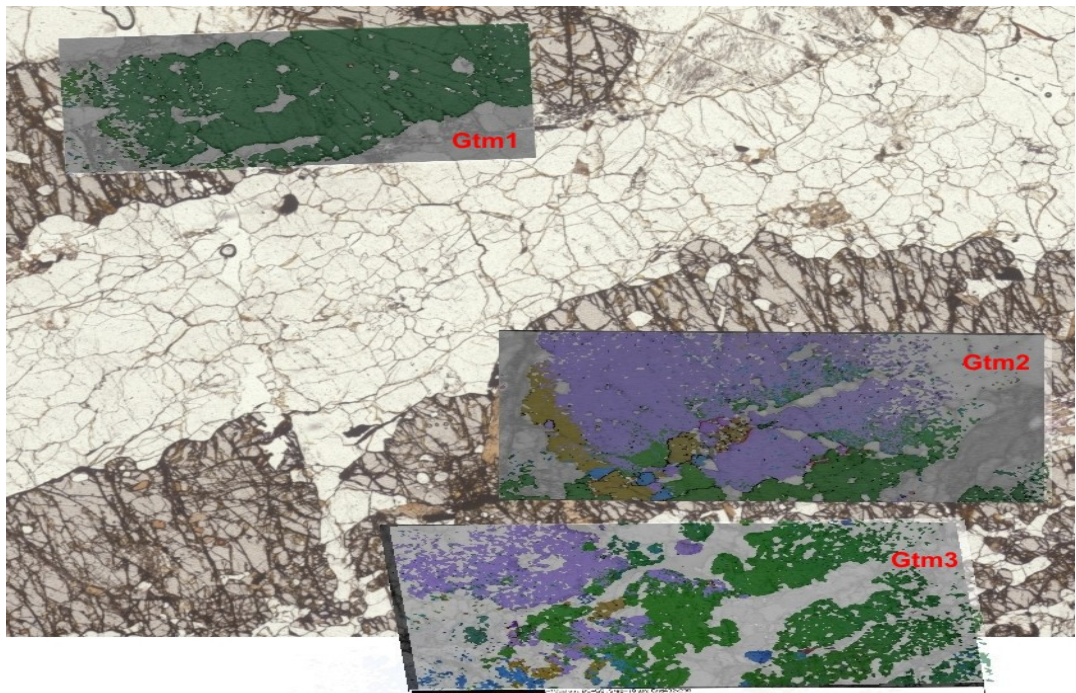


Fig. 4.5: Immagine in microscopia ottica a nicols paralleli della sezione 6AM6 con indicati i siti in cui sono state effettuate le mappe EBSD

sufficiente ad escludere meccanismi di deformazione duttile.

La mappa Gtm2 è stata effettuata in un'area scelta in modo che contenesse la porzione in cui il granato mostrava contrasto di orientazione. In questo caso si può notare come la mappa mostri dei domini caratterizzati da colori diversi (Fig. 4.5 e Fig. 4.7). In una mappa EBSD diversi colori rappresentano diverse orientazioni cristallografiche, ma la differenza di colore però non dà nessuna informazione sull'angolo di misorientazione tra i vari domini. Questo tipo di informazione viene invece visualizzata da immagini come quella in figura 4.8. Per ottenere queste immagini i dati ottenuti dall'analisi EBSD vengono elaborati e vengono evidenziati i boundaries che separano due pixel le cui orientazioni cristallografiche differiscono di un angolo superiore ad una certa soglia. In questo caso i boundaries gialli rappresentano una misorientazione maggiore di 10° , quelli verdi di 5° . Per definizione i boundaries con misorientazione superiore ai 10° si considerano dei veri e propri nuovi grain-boundaries, mentre quelli con misorientazione superiore a 5° e inferiore a 10° vengono considerati

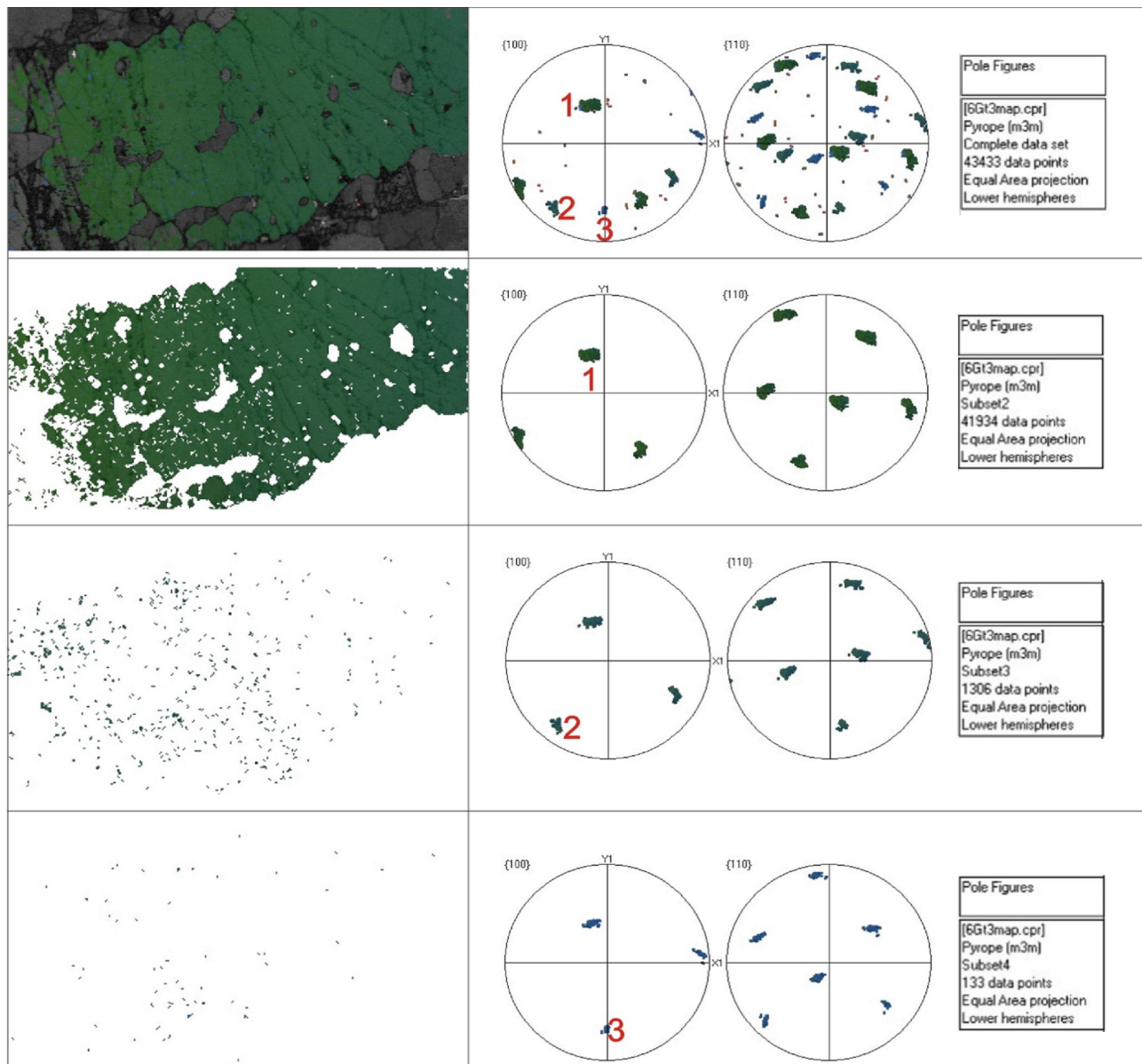


Fig. 4.6 Mappa EBSD Gt1 e relative figure polari. La foliazione è perpendicolare alla sezione e la lineazione è orizzontale nel piano delle immagini. I colori nelle mappe corrispondono agli angoli di Eulero che definiscono l'orientazione di ogni pixel. I pixel grigi non hanno una soluzione indicizzata e generalmente corrispondono ad altre fasi diverse dal granato. I punti nelle figure polari sono riferiti ai poli delle facce (100) e (110). Le proiezioni sono equivalenti e rappresentano l'emisfero inferiore, il piano di foliazione è rappresentato dall'asse $X1$, la lineazione è nella direzione di $X1$. È stato evidenziato come i massimi 2 e 3 siano dovuti solamente a non corrette indicizzazioni e non a deformazione del granato. La figura polare depurata dalle misindicizzazioni mostra dunque come il granato non evidenzia nessuna dispersione significativa delle orientazioni cristallografiche.

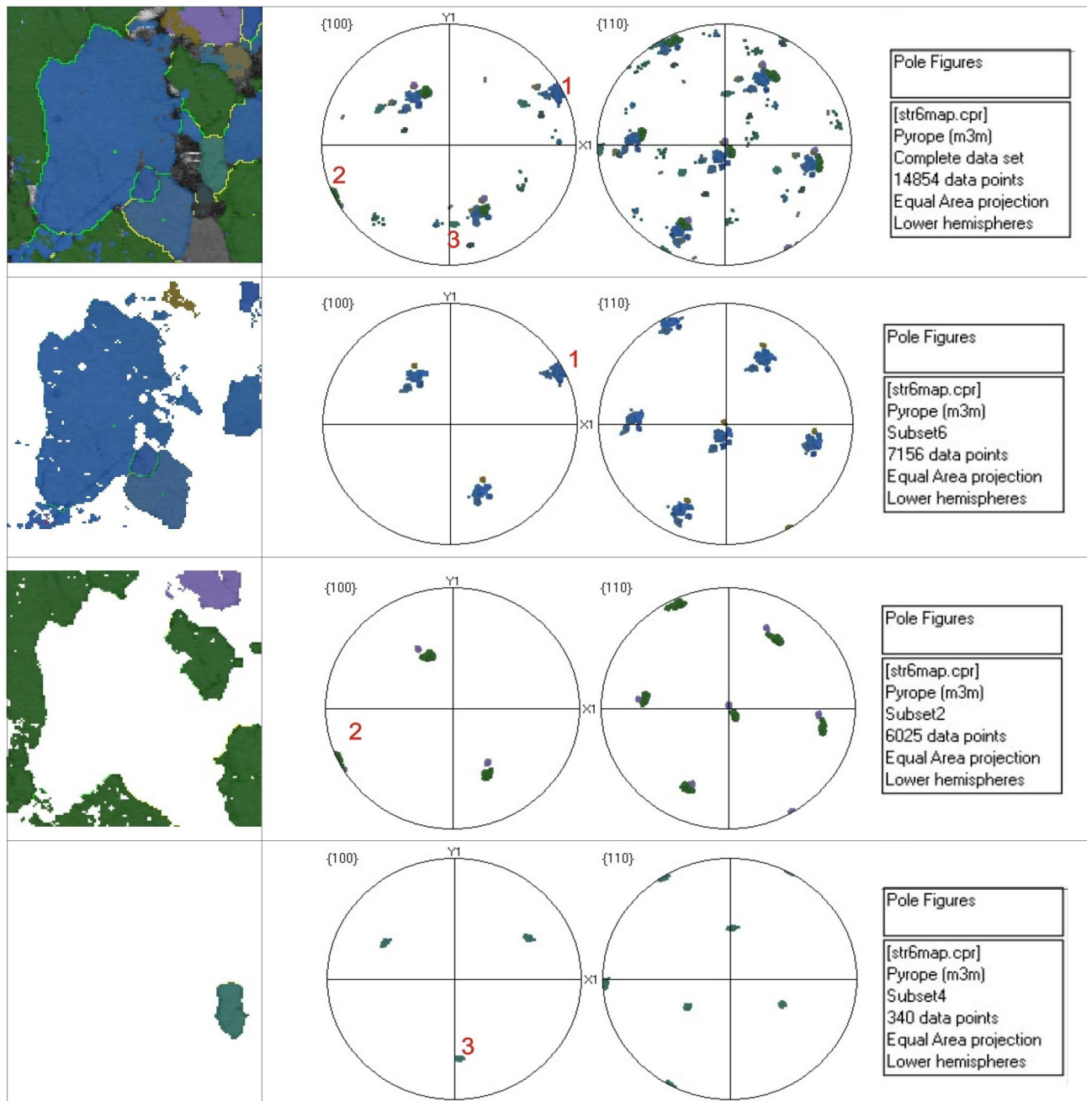


Fig. 4.7 Dettaglio della mappa Gtm2 e relative figure polari. A differenza del caso precedente, qui si evidenziano domini con diversa colorazione e quindi differente orientazione cristallografica. Isolando i punti relativi ai diversi subgrains viene evidenziata una netta rotazione tra i granuli; chiara evidenza di dislocation creep.

subgrain-boundaries. La fig. 4.7 mostra un dettaglio relativo alla mappa Gtm2. Viene evidenziata in particolare la presenza delle misorientazioni tra i granuli e vengono mostrate le figure polari in cui sono stati isolati i massimi relativi ai

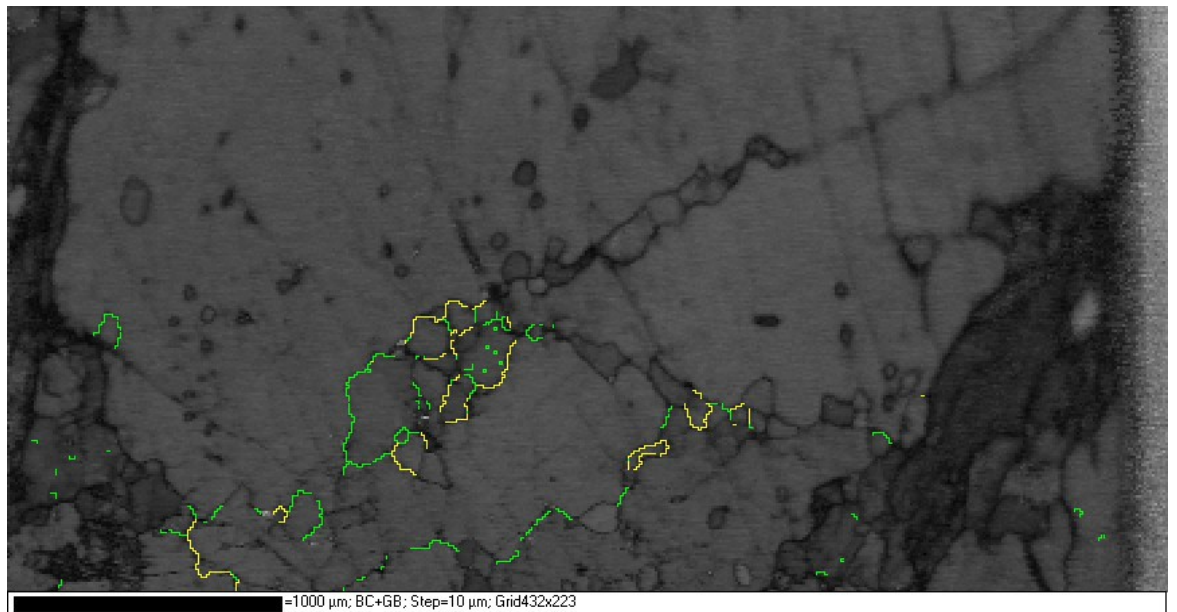


Fig. 4.8 Immagine Orientation Contrast con rappresentata l'entità della misorientazione tra i granuli. I limiti verdi rappresentano una misorientazione compresa tra 5 e 10°, quelli gialli superiore a 10°.

diversi subgrains. Si può notare come le porzioni di diverso colore nella mappa abbiano figure polari differenti, il che riflette la rotazione avvenuta fra i granuli.

In base a queste osservazioni possiamo quindi essere certi che la riduzione della grana è dovuta all'attività di dislocazioni; c'è stata una discreta rotazione tra i granuli e quindi si può parlare di ricristallizzazione dinamica per un meccanismo di subgrain rotation recrystallization. Questo meccanismo di deformazione ha però interessato solamente una porzione molto marginale del granato, la maggior

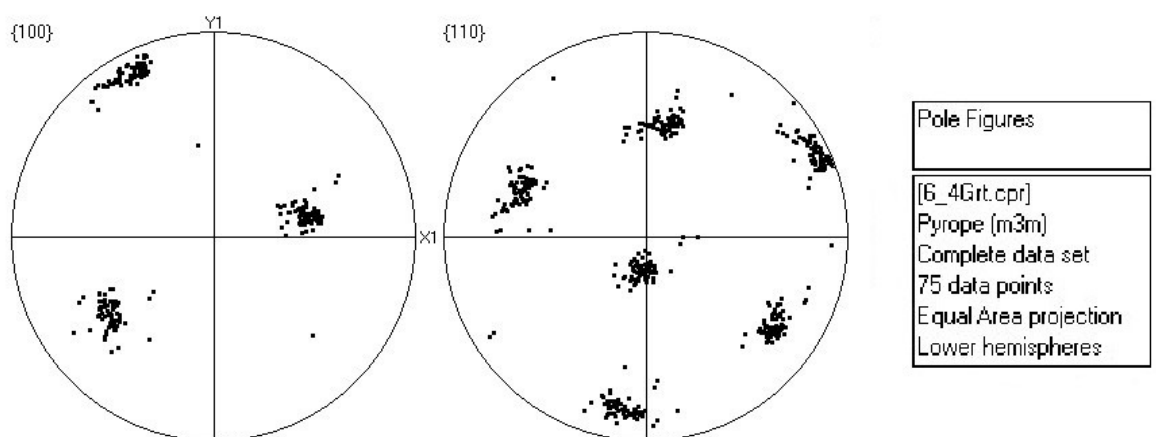


Fig. 4.9: Analisi manuale 6AM4. Discussa nel testo

parte del cristallo infatti non mostra alcuna evidenza di subgrains.

Un'analisi manuale si realizza scegliendo in modo mirato i punti su cui andare ad effettuare l'indicizzazione dei pattern di diffrazione. L'analisi 6AM4 è stata realizzata in una porzione della sezione 6AM4 su cui non era stata fatta nessuna mappa EBSD, ed è costituita da 75 punti. La figura polare ottenuta è mostrata in figura 4.9. Questa figura polare può ricordare quelle ottenute da *Vollbrecht et al. (2006)* e considerate evidenze di subgrain rotation recrystallization. Si può notare infatti come uno dei massimi della $\{110\}$ presenti solo una piccola deviazione, mentre gli altri sembrano dispersi lungo un cerchio minimo. Va considerato comunque che ciò è molto meno evidente nella nostra figura polare rispetto a quelle proposte da *Vollbrecht et al.* e quindi questa non può essere considerata una evidenza certa di deformazione duttile.

4.4 OSSERVAZIONI BSE

Come già spiegato in precedenza le osservazioni con backscattered electrons permettono di ottenere immagini basate sul contrasto di numero atomico (Z-contrast). Queste immagini consentono quindi di analizzare in dettaglio la tessitura della roccia, in quanto enfatizzano il contrasto tra le varie fasi mineralogiche e non i contrasti cristallografici. Inoltre per ottenere queste immagini il campione viene posto perpendicolarmente al raggio incidente e di conseguenza l'immagine non risulta distorta come nell'OC.

Le osservazioni effettuate con questa tecnica hanno fornito delle interessanti indicazioni su alcune microstrutture che non avevamo osservato con le altre metodologie analitiche. Si tratta delle microstrutture del granato illustrate nelle figure (Fig. 6AM-4 2 , Fig. 6AM-4 4). In queste immagini si può notare come vi siano delle piccole porzioni di granato di abito pressochè isodiametrico che sembrano aver perso la coesione con il resto del cristallo. Questi piccoli subgrains sono separati tra loro da fratture nelle quali sono cristallizzate delle altre fasi, in particolare quarzo e biotite. Ciò significa che il granato si è deformato in maniera fragile, e la fratturazione potrebbe avere avuto luogo lungo limiti granulari resi

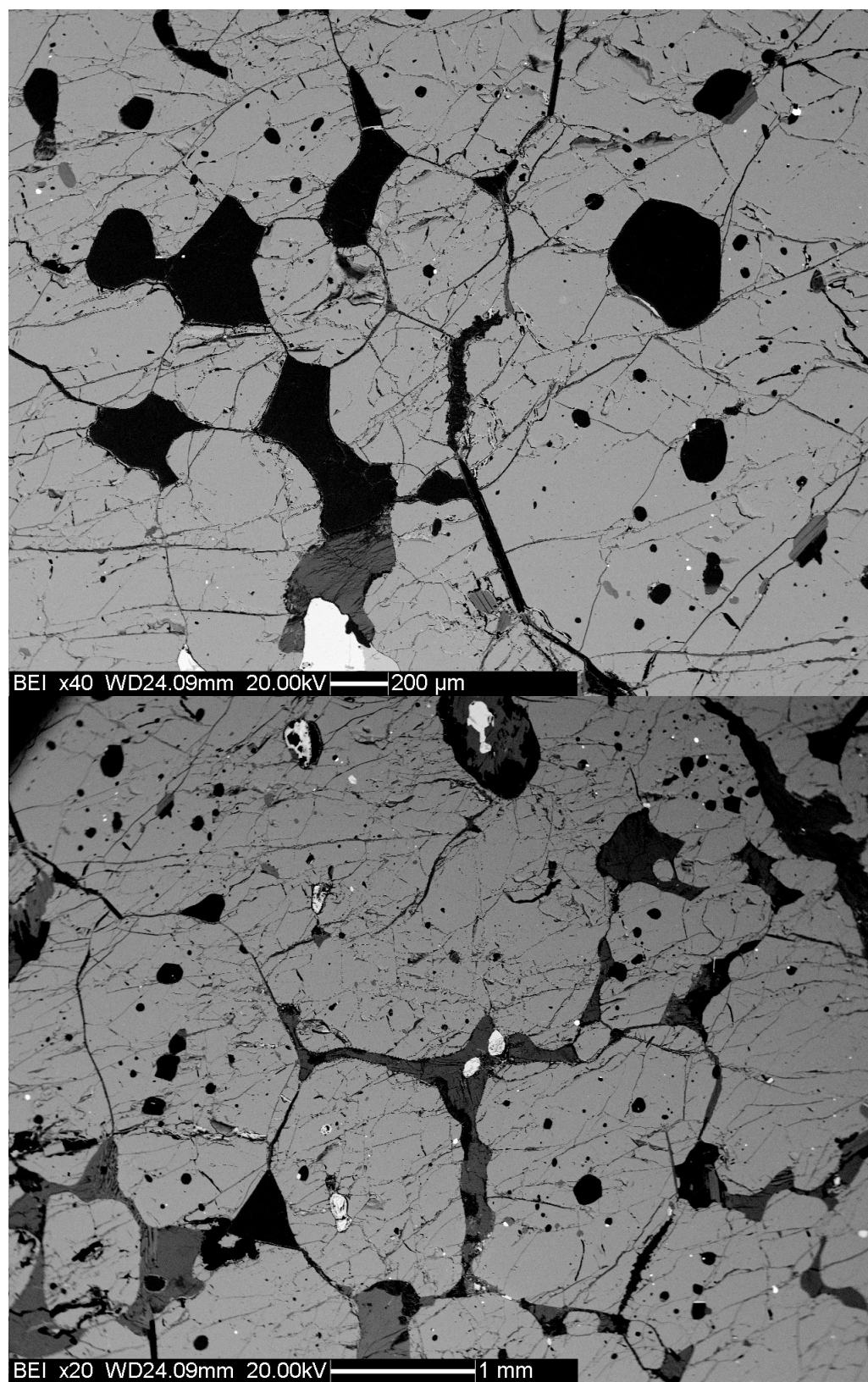


Fig. 4.10 Immagini SEM con backscattered electrons (BSE). Microstrutture descritte ed interpretate nel testo. Dal più chiaro al più scuro i minerali sono granato, biotite e quarzo.

disponibili da una precedente subgrain formation per effetto di dislocation creep. Anche questo meccanismo ha interessato solamente alcune porzioni periferiche del granato dove c'è stata riduzione di grana e successiva fratturazione. Non si può escludere però che la formazione dei subgrains possa non essere dovuta all'attività di dislocazioni, ma ad un meccanismo tipo cataclastic flow.

CAPITOLO 5. CONCLUSIONI

Le analisi effettuate si possono riassumere come segue:

- (1) Le osservazioni relative alla mappa Gtm2 dimostrano inequivocabilmente che, seppure in porzioni limitate e periferiche, il granato è stato sottoposto a un meccanismo di dislocation creep;
- (2) Le microstrutture evidenziate in figura 4.10 e 4.11 possono essere interpretate come dovute all'instaurarsi di un meccanismo deformazionale di tipo fragile su subgrain-boundaries precedentemente resi disponibili da un dislocation creep incipiente;
- (3) Se le microstrutture visibili in figura 4.3 fossero effettivamente delle *slip lines*, cosa di cui non possiamo tuttavia essere certi, questo significherebbe che un meccanismo di dislocation glide è stato attivo nel granato.

Possiamo dunque concludere che il granato analizzato ha certamente subito una qualche deformazione duttile, anche se questa non è stata dominante. Il granato è stato quindi deformato in condizioni prossime alla sua *brittle-ductile transition*.

Questa conclusione pare però essere in contraddizione con quanto si evince dalla letteratura. Difatti, sia *Vollbrecht et al. (2006)* che *Voegelè et al. (1998)*, sostengono che il granato cominci a deformarsi in maniera duttile già a temperature di poco al di sopra dei 600°C. Tuttavia è stato constatato che la nostra roccia è stata deformata a temperature certamente molto superiori (*Inama (2013)* e *Carluccio (2013)*, tesi di laurea) e non presenta che alcune sparute evidenze di deformazione duttile.

Come si può spiegare questo fenomeno ? Le possibili risposte, scartata la possibilità che la temperatura non fosse sufficientemente alta, sono almeno due:

- (1) Lo *strain rate*, ovvero la velocità di deformazione, era troppo alta;
- (2) Lo stress differenziale accomodato dal granato non era sufficientemente alto.

Lo strain rate, infatti, agisce in maniera inversamente proporzionale rispetto alla temperatura sulla attivazione dei sistemi di slip. Se la velocità di deformazione è troppo alta, le dislocazioni non riescono a "tenere il passo", la loro mobilità non è

sufficiente per mantenere attivo il dislocation creep e il granato si frattura. Questo potrebbe essere successo laddove il granato mostra fratturazione lungo precedenti subgrain-boundaries.

La seconda ipotesi è rafforzata dal fatto che la nostra roccia è composta da granati immersi in una matrice di minerali più duttili, come quarzo, k-feldspato e biotite. Tra questi minerali infatti il granato è il più restio a deformarsi in maniera duttile perché è quello con il maggiore *Peierls stress*. Ciò è dovuto al fatto che il *Burgers vector* del granato è molto lungo e quindi sono richiesti stress differenziali notevoli per attivare i sistemi di slip. Questa situazione comporta che lo stress nella roccia viene ripartito in maniera non uniforme, e si scarica prevalentemente sulle fasi più duttili. Ciò può avere comportato che, pur a condizioni di temperatura di 700°C e oltre, la concentrazione di stress nel granato non fosse sufficientemente alto per garantire la mobilità delle dislocazioni. L'attivazione del dislocation creep si è potuta registrare solo in alcune zone molto localizzate, dove, per esempio a causa di inclusioni di quarzo nel granato, si è avuta una concentrazione anomala dello stress.

Questa seconda ipotesi può spiegare anche la discrepanza con quanto osservato da *Voegelè et al.* In quel caso infatti la deformazione duttile era stata osservata in rocce eclogitiche, le quali sono composte essenzialmente da granato e clinopirosseno. Le eclogiti, quindi, presentano una matrice molto meno deformabile rispetto ai nostri paragneiss migmatitici, il che determina una ripartizione molto maggiore dello stress nel granato. Questo è il motivo per cui *Voegelè et al.* osservano deformazione duttile nel granato a temperature ben inferiori alle nostre.

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 post-collisional 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

Colonna V., Lorenzoni S. & Zanettin Lorenzoni E. (1973) - Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orien- tale del massiccio "granitico" delle Serre (Calabria). *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, 801-830.

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.

Fornelli A., Langone A., Micheletti F. & Piccarreta G. (2011) - Time and duration of

Variscan high-temperature metamorphic processes in the south European Variscides. Constraints from U-Pb chronology and trace – element chemistry of zircon. *Mineral. Petrol.* 103, 101-122.

Grande A., Di Vincenzo G., Prosser G. & Caggianelli A. (2009) - Direct evidence of Middle Oligocene extension in the Calabria–Peloritani terrane from co-seismic faulting: the pseudotachylyte-bearing shear zones of Palmi (Southern Calabria, Italy). *Terra Nova*, 21, 293-303.

Grässner T., Schenk V., Bröcker M. & Mezger K. (2000) - Geochronological constraints on timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria. *J. Metam. Geol.*, 18, 409-421.

Heymes T., Monié P., Arnaud N., Bouillin J-P. & Compagnoni R. (2010) - Calabrian–Peloritani belt (Southern Italy): New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in the Aspromonte Massif area, *Lithos*, 114, 451-472.

Inama R. (2013) Evidenze di slip prismatico in direzione c in una zona di shear granulitica, Tesi di laurea.

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.

Kruhl J.H. & Huntemann T. (1991) - The structural state of the former lower continental crust in Calabria (S.Italy), *Geologische Rundschau*, 80, 289-302.

Langone A., Gueguen E., Prosser G., Caggianelli A. & Rottura A. (2006) - The Curinga-Girifalco fault zone (Northern Serre, Calabria) and its significance within the Alpine tectonic evolution of the western Mediterranean. *J. Geodynamics*, 42, 140-158.

Liberi F., Piluso E. & Langone A. (2011) - Permo-Triassic thermal events in the lower Variscan continental crust section of the Northern Calabria Arc, Southern Italy: Insights from petrological data and in situ U-Pb zircon geochronology on gabbros. *Lithos*, 124, 291-307.

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.

Micheletti F., Fornelli A., Piccarreta G., Barbey P. & Tiepolo M. (2008) - The basement of Calabria (Southern Italy) within the context of the Southern European Variscides: LAICPMS and SIMS U-Pb zircon study. *Lithos*, 104, 1-11.

Micheletti F., Fornelli A., Piccarreta G. & Tiepolo M. (2011) - U-Pb zircon data of Variscan meta-igneous acidic rocks from an Alpine shear zone in Calabria (Southern Italy). *Int. J. Earth Sci.*, 100, 139-155.

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

Rossetti F., Faccenna C., Goffé B., Monié P., Argentieri A. & Funiciello 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.

Rossetti F., Goffè B., Moniè P., Faccenna C. & Vignaroli G. (2004) - Alpine orogenic P–T–t deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian Arc, Southern Italy): the nappe edifice of Northern Calabria revised with insights on the Tyrrhenian–Apennine system formation. *Tectonics*, 23, TC 6011, doi:10.1029/2003TC001560.

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, metabasites, 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.

Schenk V. (1990) - The exposed crustal cross section of Southern Calabria (Italy): Structure and evolution of a segment of Hercynian crust. In: Salisbury, M. H. & Fountain, D. M. (Eds.): *Exposed cross-sections of the continental crust*. Kluwer, Dordrecht, 21-42.

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, 2593–2613.

Thomson S.N. (1994) - Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, Southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion. *Tectonophysics*, 238, 331-352.

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.

Vollbrecht A., Pawlowski J., Leiss B., Heinrichs T., Seidel M., Kronz A. (2006) Ductile deformation of garnet in mylonitic gneisses from the Münchberg Massif (Germany). *Tectonophysics*, 427, 153-170.