

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Facoltà di Scienze MM. FF. NN.

Dipartimento di Scienze della Terra

Direttore Prof. Cristina Stefani

Tesi di Laurea TRIENNALE in SCIENZE GEOLOGICHE

**EVIDENZE DI SLIP PRISMATICO IN DIREZIONE C IN UNA ZONA DI
SHEAR GRANULITICA.**

**EVIDENCE OF PRISMATIC C-DIRECTION SLIP IN A GRANULITE
SHEAR ZONE.**

Relatore: Prof. Richard Spiess

Laureando: Riccardo Inama

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

INDICE

ABSTRACT	pag.5
INTRODUZIONE	pag.6
1.INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag.7
1.1 Stratigrafia della crosta	pag.7
1.2 Evoluzione geodinamica della Calabria	pag.9
1.3 Evoluzione termica	pag.11
2.TECNICHE DI ANALISI	pag.13
2.1 Gli elettroni retrodiffusi	pag.13
2.2 Z-contrast	pag.13
2.3 Orientation Contrast	pag.15
2.4 Electron Backscattered Diffraction	pag.15
2.5 Spettroscopia EDS	pag.16
3.LAVORO DI LABORATORIO	pag.17
3.1 Analisi Macroscopica	pag.17
3.2 Analisi EBSD	pag.19
CONCLUSIONI	pag.24
BIBLIOGRAFIA	pag.26

Abstract

In this work we analyze the microstructural deformation of a milonitic metapelite, from the Amaroni shear zone, in the Calabrian Serre Massif. This fault seems to be linked to the Curinga-Girifalco Lines, an Alpine contact (developed under greenschist facies condition) which separates the deepest high grades metamorphic basement from upper lower grade metamorphic domains. This research aims to discover if there is a relationship between the two faults, or if they are completely independent of each other. Specifically, we would like to understand if the milonite was subject to granulite metamorphic facies condition (high temperature), typical of the older Variscan Orogeny, or if it formed at lower temperatures during greenschist/amphibolite facies condition and therefore during a later time. These metamorphic condition can be deduced from the analysis of the microstructures of the rocks, specifically from the crystallographic preferred orientation (CPO) of quartz. The EBSD technique we used enables the measurement of the crystallographic preferred orientation of any single rock-forming mineral.

Our analytical data show that during milonite formation, quartz deformed by prism $\langle c \rangle$ glide, which is indicative for high temperature condition, typically of the granulite facies. These condition were only achieved in a time interval between 300 and 250 Ma, i.e. during the extension phase of the Variscan Orogeny, or immediately after.

Introduzione

La roccia studiata in sezione sottile in questo lavoro è una metapelite in facies granulitica, con struttura milonitica, proveniente dal massiccio calabro delle Serre. Queste rocce, tipiche della crosta profonda, sono qui esumate a seguito del basculamento della stessa causato dalla tettonica terziaria. Il campione studiato proviene dalla linea di Amaroni, una zona di shear prossimale alla più nota linea di Curinga-Girifalco (quest'ultima comparata da Schenk, 1980 ad un segmento della linea Insubrica, in quanto separa delle unità di basamento Ercinico dalla porzione di crosta che ha subito deformazione Appenninica), che sappiamo essere attiva durante l'orogenesi Alpino - Appenninica.

Questo studio ha l'obiettivo di investigare se la linea di Amaroni, da cui proviene il campione studiato, è in qualche modo relazionata alla linea di Curinga-Girifalco, quindi databile al periodo Appenninico, oppure se essa è stata attiva solo in epoche precedenti ad esso. Possiamo associare la zona di shear ad un determinato periodo di formazione indagando le condizioni di formazione della zona milonitica: informazioni utili a tale riguardo si possono ottenere dallo studio delle microstrutture deformative dei minerali che compongono le miloniti, nel nostro specifico caso il quarzo.

Il principio su cui si basa il lavoro di questa tesi consiste nel fatto che, in un cristallo sottoposto a stress, si attivano diversi meccanismi deformativi in base alle condizioni di temperatura presenti. In particolare, lo studio dell'orientazione cristallografica preferenziale (CPO – crystallographic preferred orientation) assunta dai cristalli deformati, ci mostra quale sistema di slip è stato attivo durante la deformazione; grazie al confronto con la letteratura conosciamo a che condizioni tale sistema è attivo (Lister et al. 1981, Passchier and Trouw, 1996) e possiamo associare il nostro campione ad una determinata facies metamorfica.

1. Inquadramento Geologico

1.1 Stratigrafia della crosta

In Calabria, nella zona del massiccio delle Serre, è affiorante una sezione quasi completa, lunga circa 25 km, di crosta continentale ercinica; questo è possibile grazie all'esumazione delle porzioni più profonde della stessa, a seguito del basculamento causato dalla tettonica terziaria. Seguendo un profilo sud/nord da Stilo a Girifalco, attraversiamo tutte le unità che compongono tale sezione, dalla più superficiale alla più profonda. Nell'area di Stilo affiora l'unità più superficiale della crosta Ercinica, costituita da filladi derivanti da una successione sedimentaria dell'Ordoviciano – Carbonifero formata da arenarie, peliti e siltiti con intercalazioni di rocce magmatiche mafiche e metamorfosata durante l'orogenesi ercinica in facies degli scisti verdi. Proseguendo verso nord incontriamo la crosta intermedia (circa 13 km di spessore), costituita da granodioriti, graniti peralluminosi e tonaliti tardo-ercinici. Nella parte più settentrionale del massiccio delle Serre, nell'area tra Curinga e Girifalco a nord e San Nicola da Crissa a sud affiorano infine le unità costituenti la parte più profonda della nostra sezione crostale (8 km di spessore), caratterizzate da metamorfismo di alto grado, tipicamente in facies granulitica. E' possibile discriminare questa porzione di crosta in due unità distinte. Nella parte meridionale tra San Nicola da Crissa e Polia, affiorano paragneiss migmatitici con intercalazioni di marmi e sill mafici: Il contatto con le tonaliti di crosta intermedia è caratterizzato dalla presenza di silicati di calcio, interpretati come Skarns generati a seguito dell'intrusione dei granitoidi. Tra Polia e Curinga affiora invece la crosta più profonda costituita da metagabbri a bande di granato, intercalati da lenti di metaperidotiti e layer di meta-pirosseniti: le datazioni isotopiche U-Pb su

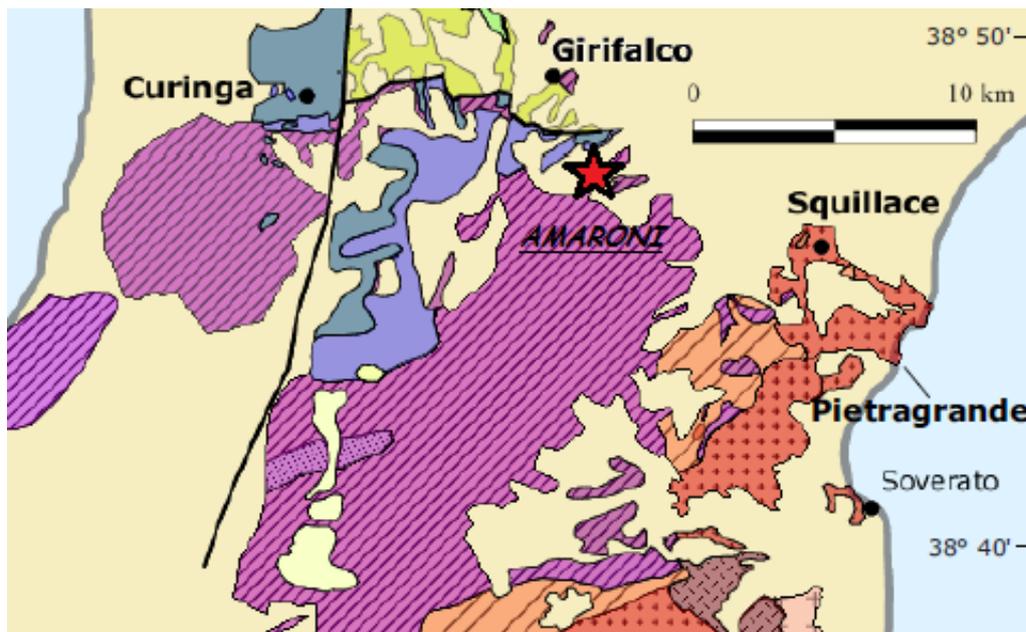


Figura 1 Porzione di carta geologica della zona di Curinga-Girifalco (da Caggianelli et al. 2013, modificato). In rosso è indicata la zona di Amaroni dove è stato prelevato il campione. La linea di Curinga-Girifalco separa le unità di basamento cristallino ercinico (a sud) dalle unità che hanno subito una sovrainpronta in scisti verdi. (da Caggianelli et al. 2013, Guida alla Calabria pubblicata, modificato).

Serre cross-section

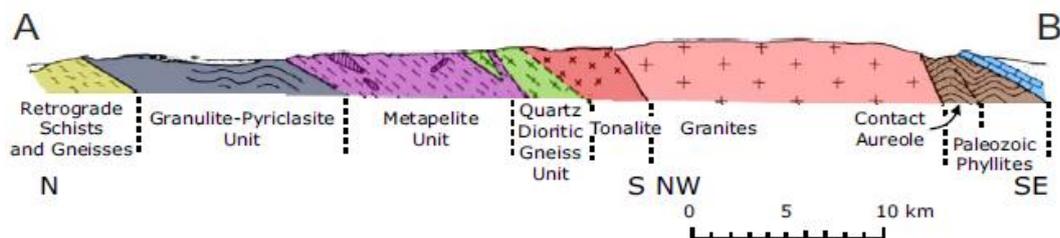


Figura 2 profilo geologico NE-SW del massiccio delle Serre. Si nota la successione crostale composta delle unità più profonde a N (granuliti acide e mafiche, paragneiss migmatitici) seguite da una zona di bordo a gneiss quarzo-dioritici. Proseguendo verso sud si incontrano le unità di crosta intermedia composte da tonaliti, graniti e quarzodioriti. Essi vengono a contatto con le litologie della crosta superiore di basso grado metamorfico

come filladi e micascisti. Le coperture sono rappresentate da calcari giurassici. La successione manifesta un'inclinazione generale di 40° verso sud. Nella parte nord della sezione è visibile la linea di Girifalco che segna il contatto con le unità che hanno subito metamorfismo alpino. *da Caggianelli et al. 2013, modificato.*

cristalli singoli di zirconio collocano l'età dei protoliti di tali rocce di alto grado metamorfico nel Precambriano (Schenk, 1984, 1989, 1990, Micheletti 2008).

1.2 Geodinamica della Calabria

L'Arco Calabro deriva da una porzione della Cintura Ercinica formata tra 430 e 330 Ma dalla convergenza dei supercontinenti Laurussia e Gondwana con la conseguente chiusura dell'oceano Renoercinico e della Paleotetide che separavano questi continenti (Spiess et al. 2010). Il termine dell'evento collisionale è datato a 340-330 Ma (Arthaud and Matte, 1977; Burg et al., 1987), per lasciare il posto (320-280 Ma) alla tettonica estensionale che si imposta sulla litosfera precedentemente ispessita (Menard e Molnar, 1988, Malavielle et al. 1990, Burg et al., 1994; Gardien et al., 1997).

Quest'evoluzione tettonica si riflette nel percorso pressione - temperatura delle rocce coinvolte nell'orogenesi Ercinica dell'Europa centro-meridionale. I diagrammi P-T mostrano una fase di sepoltura e riscaldamento durante l'ispessimento crostale, seguiti da decompressione sostanzialmente isoterma e raffreddamento isobarico (Caggianelli et al. 2007). Le condizioni metamorfiche di alta temperatura – bassa pressione (LP-HT) sono generalmente associate alla fase di distensione ed esumazione (Gardien et al. 1997, Willner et al. 2002). Il picco di temperatura (770-790 °C a 650-750 MPa, Schenk, 1989; Grassner and Schenk, 2001) è raggiunto con la messa in posto di granitoidi, stimata a 304-300 Ma, quindi in fase di decompressione. Tali granitoidi, derivati da un fuso di mantello contaminato da una forte assimilazione crostale, si impostano a livelli di crosta intermedia e variano in composizione, da tonalitica a leucogranitica.

L'Arco Calabro-Peloritano, assieme al blocco Sardo-Corso, è stato coinvolto nel Cenozoico nell'apertura del Tirreno e nell'orogenesi Appenninica. Durante tutto il Terziario questa porzione dell'orogene Varisico migra verso sud est, trascinato dall'arretramento della zona di subduzione dell'Oceano Ionico sotto di esso, concomitante con l'apertura del bacino di retroarco del Tirreno (Dewey et al.

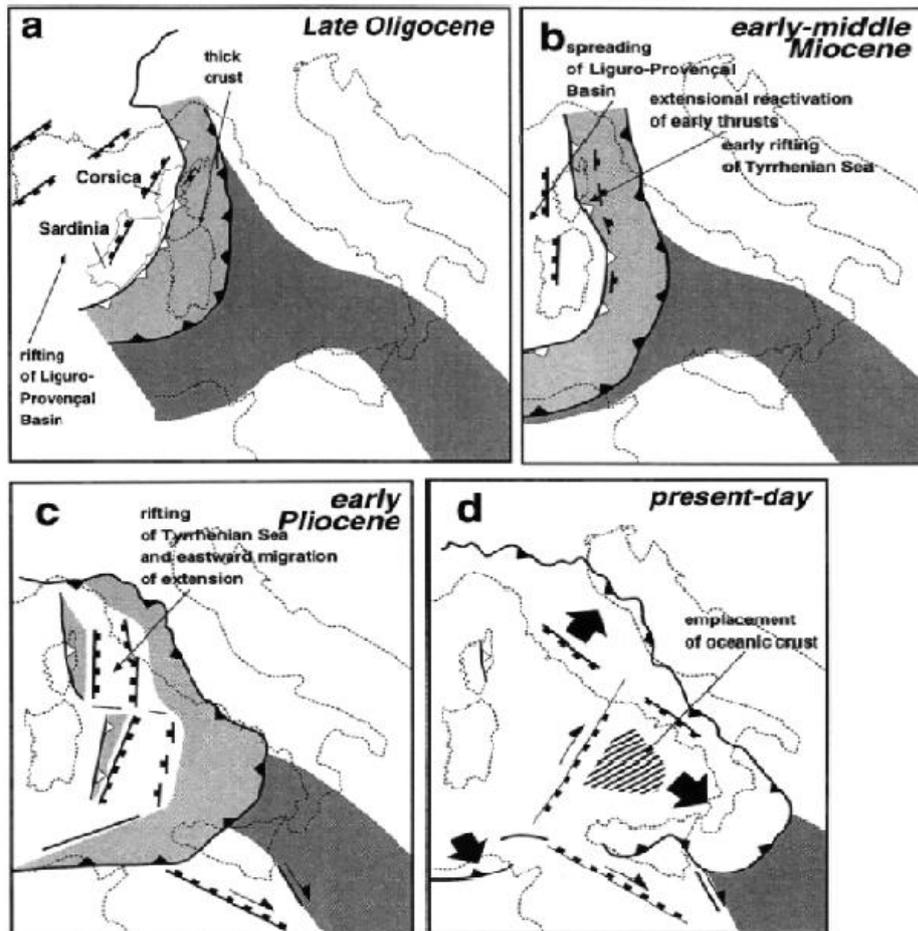


Figura 3 Evoluzione tettonica dell' area del Mediterraneo centrale. La migrazione del fronte della subduzione verso est genera una fase di rifting estensionale. A partire dal tardo Oligocene questa tettonica distensiva è attiva nel bacino Ligure-Provenzale, dove i trust alpini vengono riattivati come faglie normali (a). Si assiste alla rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso. Dalla fine del Miocene/ inizio Pliocene il rifting è attivo nel bacino Tirrenico e migra progressivamente verso est trascinato dall'arretramento della subduzione (b,c), attualmente localizzato nel mar Ionio, a S/E della Calabria. *Jolivet et al. 1998.*

1989). Attualmente la velocità di arretramento del fronte della subduzione è minima: la placca subdotta col tempo ha subito verticalizzazione (Facenna et al.2004) e raffreddamento. La verticalizzazione e il successivo slab brake off della litosfera subdotta sono ritenuti essere i responsabili del basculamento della crosta calabra emersa, immergente con angolo costante di ca. 40° verso sud – est.

1.3 Evoluzione termo-barometrica della crosta

Basandoci su dati bibliografici (Schenk et. a. 1989) possiamo collocare il picco di temperatura per la crosta profonda a 800°C per 0.75 GPa di pressione. L' età del picco è successiva alla fase di collisione e ispessimento crostale dell' orogenesi Varisca: la messa in posto dei granitoidi (avvenuta in un intervallo temporale di 5-10 Ma) in regime estensionale (Caggianelli et. al. 2013) coincide con la fase di decompressione isoterma rappresentata nel diagramma di Schenk (1989).

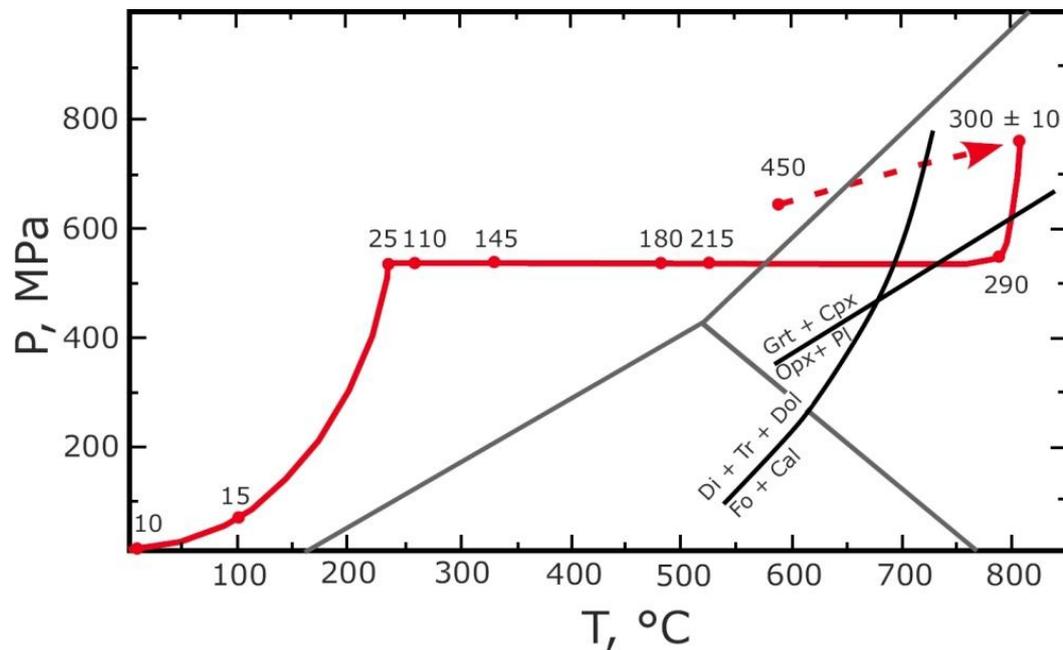


Figura 4 Evoluzione termo barometrica della crosta Calabra, sviluppato per le unità di crosta profonda. Il grafico evidenzia una prima fase di decompressione isoterma, seguita da raffreddamento isobarico. Successivamente a 25 Ma si nota una seconda fase di esumazione dovuta alla tettonica Alpino-Appenninica. *Schenk et al. 1989.*

L'aumento di temperatura causato dall'intrusione genera le condizioni a cui avviene la fusione parziale delle metapeliti della crosta profonda (fino a 60° di fusione), rappresentate dagli attuali paragneiss migmatitici. Il successivo raffreddamento isobarico durato circa 270 Ma è spiegabile in quanto lo spessore della crosta era all'equilibrio dopo l'assottigliamento crostale Varisico.

Per concludere, la successiva caduta di pressione (questa volta non isoterma) è collegata all'esumazione della crosta dovuta alla tettonica recente, successiva a 25 Ma.

2. Tecniche di analisi

2.1 Gli elettroni retrodiffusi

Un fascio di elettroni generati da una sorgente, tipicamente un filamento di W o LaB₆, scandisce riga per riga un campione (nel nostro caso la sezione sottile). L'interazione tra il fascio e gli atomi costituenti il campione genera elettroni secondari che vengono catturati da un detector e inviati sotto forma di impulsi elettrici ad uno schermo che elabora un'immagine ad alta risoluzione dell'area esaminata in sezione sottile.

Quando un fascio di elettroni colpisce un campione, il singolo elettrone del fascio interagisce con gli atomi del reticolo cristallino del minerale. L'interazione più comune (e che viene sfruttata con la tecnica EBSD) è di tipo elastico, dove l'elettrone perde poca energia: questo tipo di interazione cambia la traiettoria dell'elettrone di un angolo compreso tra 0° e 180°. Gli elettroni che passano molto vicino ai nuclei degli atomi vengono deviati con angolo maggiore rispetto a quelli che passano più lontano. Poiché il fascio elettronico ha diametro superiore alle distanze interatomiche del reticolo (0.1-0.3 nm), avremo elettroni che impattano a varie distanze dal nucleo, originando una popolazione di elettroni diffratti con diverse traiettorie.

Non tutti gli atomi vengono diffratti, ma solamente quelli che rispettano la legge di Bragg: $n\lambda = 2d \sin\theta$ (caso bidimensionale). Viste in tre dimensioni, le traiettorie degli elettroni che soddisfano la legge di Bragg per un piano reticolare formano due coni di diffrazione a basso angolo la cui intensità dipende dalle specie atomiche del piano.

Sugli elettroni retrodiffusi si basano le diverse tecniche di analisi al SEM che sono state utilizzate in questo lavoro di ricerca.

2.2 Immagine Z- contrast

Il fascio elettronico scansiona riga per riga il campione e gli elettroni vengono catturati da un detector e convertiti in impulsi elettrici. Al video otteniamo un'immagine ad alta risoluzione (usando un filamento di tungsteno si ottiene un potere di risoluzione vicino a 1 nm).

La luminosità dei vari minerali che compongono il campione varia in funzione del numero atomico medio; per minerali ad alto numero atomico Z la penetrazione degli elettroni risulta minore, quindi risulta maggiore il numero degli elettroni retrodiffusi che vengono catturati dal rilevatore.

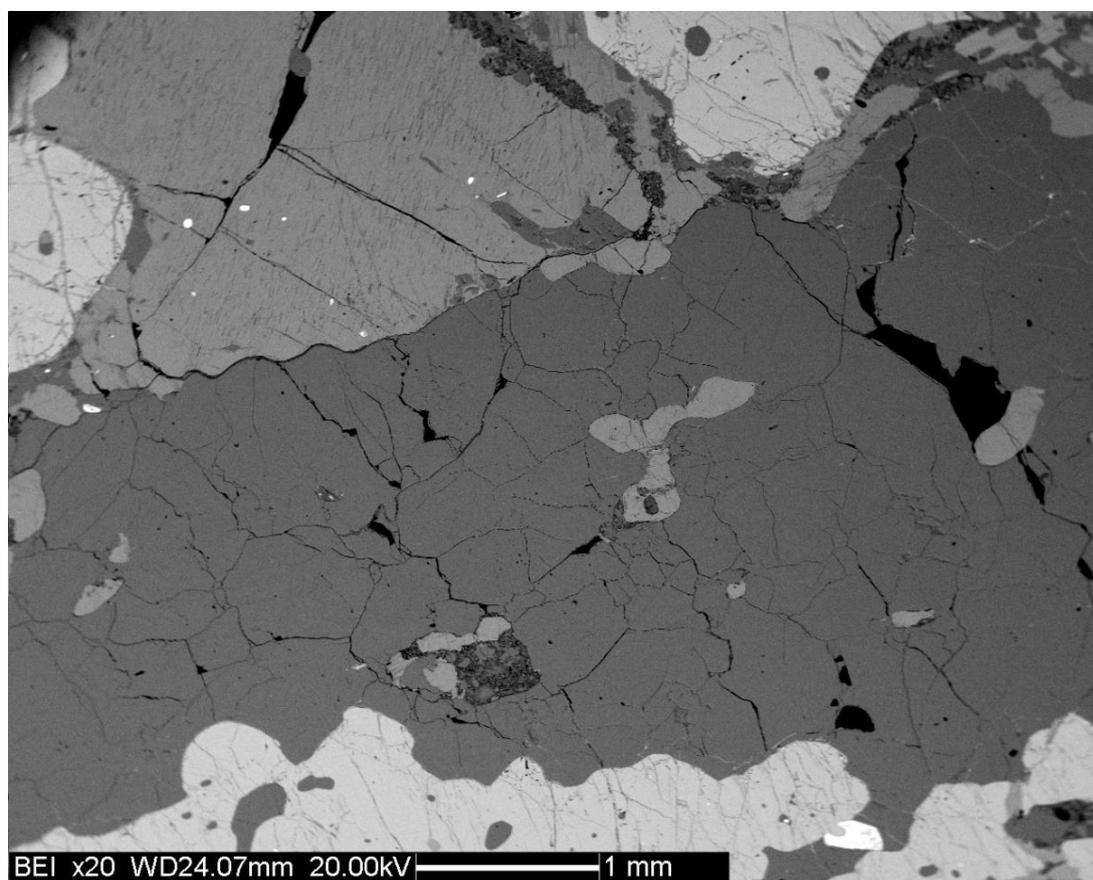


Figura 5 Immagine Z-contrast del campione: si notano le differenze di tonalità di grigio tra la vena di quarzo, feldspato e granato(in basso nella foto).

2.3 Orientation contrast

Quando il fascio elettronico scansiona un campione inclinato (ca. 70°), lo “Z-contrast” risulta subordinato all’ “orientation contrast”: otteniamo un’immagine SEM dove le diverse tonalità di grigio sono funzione dell’orientazione cristallografica del minerale e non della densità atomica dello stesso.

L’ immagine OC (orientation contrast) è puramente qualitativa in quanto l’intensità dei colori non è associata ad una particolare orientazione cristallografica; in questo modo due domini distinti con orientazione cristallografica anche molto diversa possono avere simili intensità di segnale, anche se tendenzialmente diverse intensità corrispondono a diverse orientazioni cristallografiche; tuttavia non esiste una relazione diretta tra la differenza di tonalità di grigio e il mis-match cristallografico.

2.4 Electron backscatter diffraction (EBSD)

L’EBSD è la tecnica che ci permette di misurare l’orientazione cristallografica dei minerali che analizziamo. Gli elettroni retrodiffusi diffratti lungo i piani reticolari colpiscono uno schermo al fosforo che emette luce per fluorescenza. I coni di diffrazione formati dalle traiettorie degli elettroni, e rilevati dallo schermo al fosforo, ci appaiono come delle bande rettilinee (dette bande di Kikuchi) che formano un caratteristico *pattern di diffrazione*. Ognuna delle *Kikuchi bands* rappresenta un piano di diffrazione del reticolo cristallino e come tale è contraddistinto dagli indici di Miller. Il calcolatore riconosce queste bande (alternativamente si può procedere in maniera manuale) e ne stabilisce l’orientamento reciproco; gli angoli di intersezione tra le diverse bande sono proporzionali agli angoli esistenti tra i diversi piani reticolari e permette pertanto di determinare l’orientazione del reticolo cristallino.

Ad ogni dominio analizzato è associata una orientazione cristallografica precisa; quando le orientazioni di più domini sono simili si ottengono delle orientazioni

cristallografiche preferenziali (CPO) evidenziate nelle figure polari attraverso la densità dei punti analitici nelle diverse aree del diagramma polare.

Questo significa che l'intensità delle CPO è determinata dai *massimi* e dei *minimi* delle orientazioni cristallografiche individuali, rappresentati in tonalità di colore diverso (rosso per i *massimi*, blu per le aree dove non cade nessun dato). Attraverso la tecnica EBSD è inoltre possibile misurare la differenza di orientazione (*misorientation*), in gradi, tra due domini adiacenti.

2.5 Spettroscopia EDS

La spettroscopia EDS (Energy Dispersive X-rays Spectroscopy) è una metodologia analitica che sfrutta l'emissione di raggi X generati da un campione colpito da un fascio elettronico. I raggi X vengono catturati da un rivelatore a dispersione di energia EDS, che genera impulsi di corrente proporzionali all'intensità della radiazione; il segnale viene amplificato e inviato ad un contatore.

Per effettuare le analisi è necessario che il campione sia un conduttore elettrico: per renderlo tale abbiamo provveduto alla metallizzazione del campione, ottenuta distribuendo uno strato di grafite sulla superficie della sezione sottile.

Questa tecnica consente di ottenere uno spettro caratteristico per ogni elemento, dove l'intensità dei picchi è legata alla concentrazione dello stesso nel minerale analizzato.

3.Lavoro di laboratorio

3.1 Analisi macroscopica del campione

La sezione analizzata appartiene a un paragneiss (protolite pelitico) migmatitico milonitizzato proveniente dalla zona di shear di Amaroni. L'analisi al microscopio ottico evidenzia la struttura e l'associazione mineralogica della roccia: la porzione restitica della migmatite milonitizzata è composta da sillimanite, grossi porfiroblasti di granato e biotite, mentre la parte leucocratica è rappresentata da vene di quarzo, plagioclasio e K-feldspato. La presenza di sillimanite conferma le condizioni di alta temperatura; a queste condizioni inoltre la biotite libera acqua che viene usata nella reazione che segna il passaggio in facies granulitica di una metapelite: $Biotite + Quarzo \rightarrow K\text{-Feldspato} + Granato + Cordierite + Sillimanite + Acqua$. Per questo procedimento la biotite diminuisce progressivamente e l'acqua rilasciata abbassa la temperatura del solidus provocando la fusione parziale della roccia.

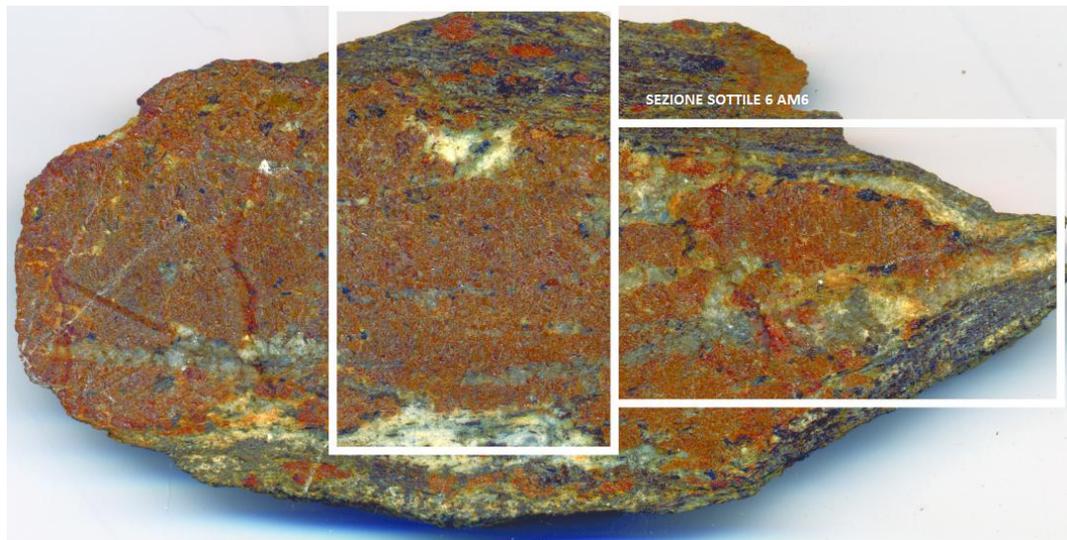


Figura 6 campione di roccia da cui è stata estratta la sezione sottile 6 AM6 che abbiamo analizzato al SEM.

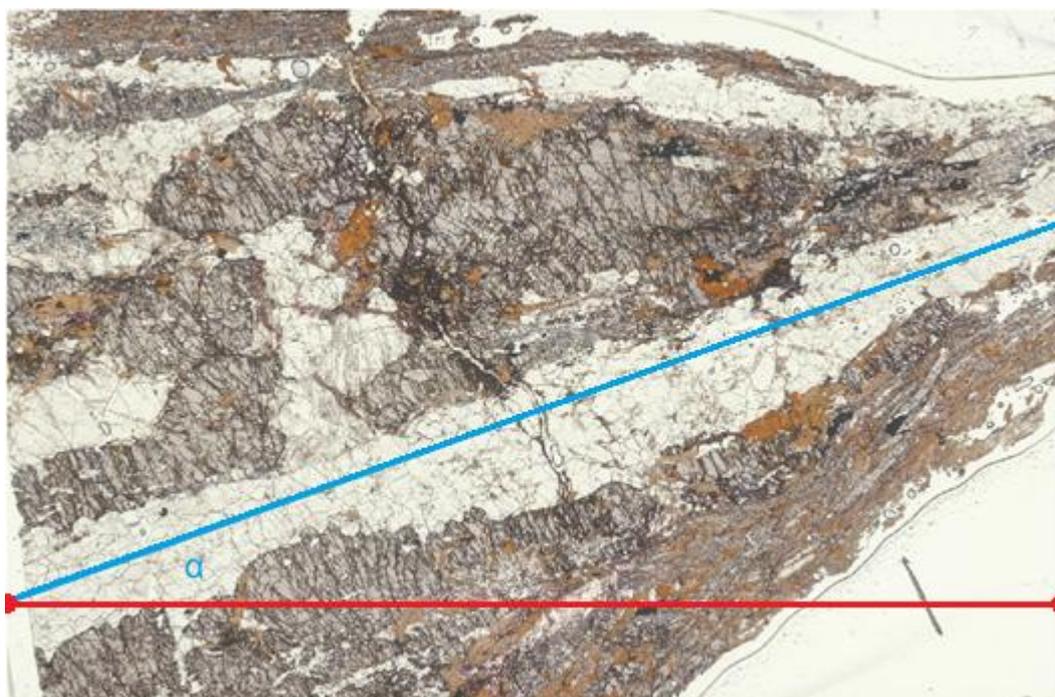


Figura 7 Immagine a nicols paralleli della sezione ottenuta al microscopio petrografico; al centro è evidente la vena di quarzo analizzata, stretta tra due domini porfiroblastici di granato. La linea rossa indica la foliazione principale della roccia. L' angolo α (20°) mostra l'inclinazione della vena rispetto alla foliazione.

La sezione è stata tagliata perpendicolarmente alla foliazione e parallelamente alla lineazione del campione: perciò la vena di quarzo (figura 5) visibile in foto non rappresenta la foliazione principale ma è obliqua rispetto ad essa. A nicols incrociati i cristalli di quarzo mostrano estinzione ondulata, sintomo di deformazione duttile (senza fratturazione del minerale) dovuta allo slittamento dei piani reticolari per *dislocation glide*, meccanismo deformativo sub-solidus che sfrutta la presenza di difetti (dislocazioni) o vacanze nel reticolo cristallino del minerale.

La somma dei movimenti progressivi delle dislocazioni riesce a “spostare” delle porzioni del reticolo senza provocare fratturazione.

Questi “difetti” possono muoversi solamente su specifici piani cristallografici lungo determinate direzioni cristallografiche: un piano di scorrimento, associato ad una direzione di movimento delle dislocazioni, forma un *sistema di slip*. Nel caso specifico del quarzo, questi meccanismi deformativi iniziano a diventare

preponderanti ad una temperatura superiore ai 300°C, attraverso la progressiva attivazione di diversi sistemi di slip in funzione della temperatura e di altri fattori, ad esempio la *strain rate*.

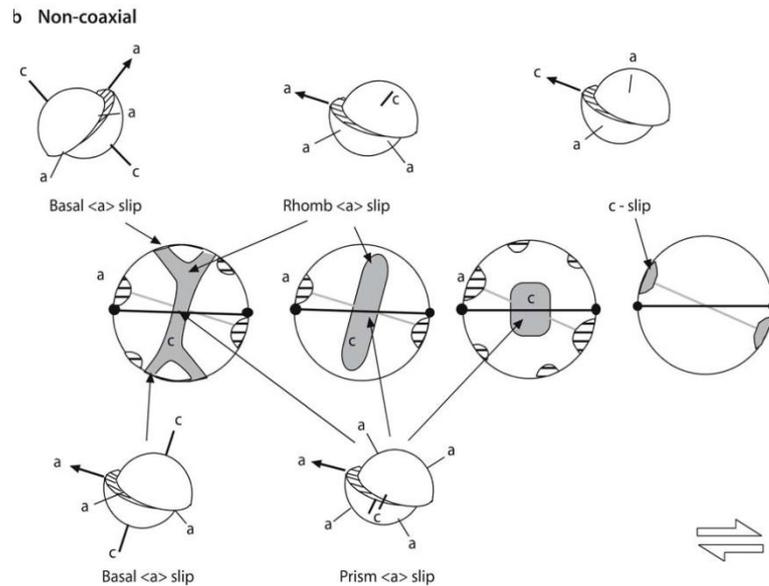


Figura 8: Illustrazione schematica dei vari sistemi di slip del quarzo, sviluppati in regime di deformazione non coassiale, associati alla figura polare che mostra (tratto da *Microtectonics*, Cees W. Passchier, Rudolph A. J. Trouw).

A bassa temperatura (300-400°C) è attivo il sistema di slip della basale {0001} in direzione $\langle a \rangle$; a temperatura intermedia (400-500°C) si attivano i sistemi di slip romboedrico r e z in direzione $\langle a \rangle$; tra 500°C e 700°C la deformazione avviene lungo il sistema prismatico m in direzione $\langle a \rangle$; infine a temperature che eccedono i 700°C abbiamo l'attivazione del sistema di slip prismatico m in direzione $\langle c \rangle$.

3.2 Analisi in EBSD

Sui cristalli che compongono la vena sono state fatte delle immagini in orientation contrast che hanno evidenziato la presenza di *misorientazione cristallografica* tra i vari domini del quarzo. A questo punto siamo andati a

verificare in maniera quantitativa l'effettiva misorientazione attraverso la tecnica EBSD. I dati sono stati proiettati sull'emisfero inferiore di una sfera polare, dove gli assi X1 e Y1 rappresentano le direzioni principali della nostra sezione (quindi X1 è coincidente con la foliazione della sezione).

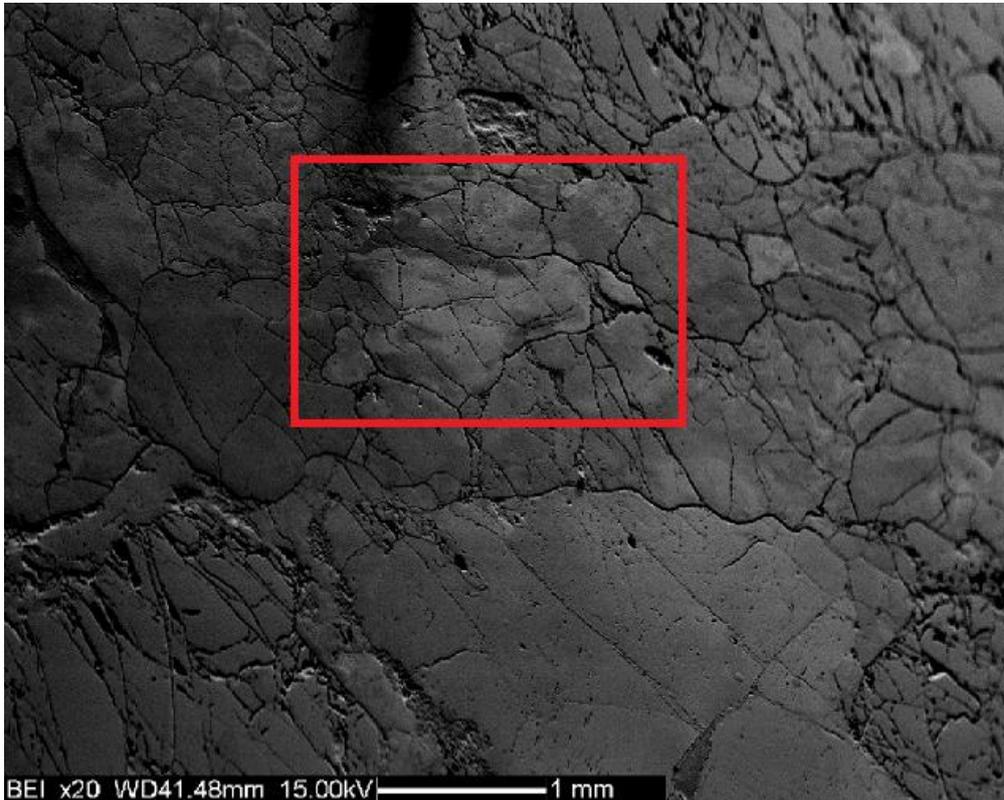


Figura 9 Immagine OC che mostra la presenza di misorientazione in un cristallo di quarzo, messa in risalto dalle diverse tonalità di grigio.

Dalle prime 174 analisi, effettuate manualmente, si nota la sostanziale assenza di dispersione dei punti, che tendono a formare dei massimi di densità piuttosto marcati: essi raggiungono un valore MUD (mean uniform density) pari a 5.54; ciò significa che massimi hanno una concentrazione di punti 5.54 volte superiore alla densità media della figura.

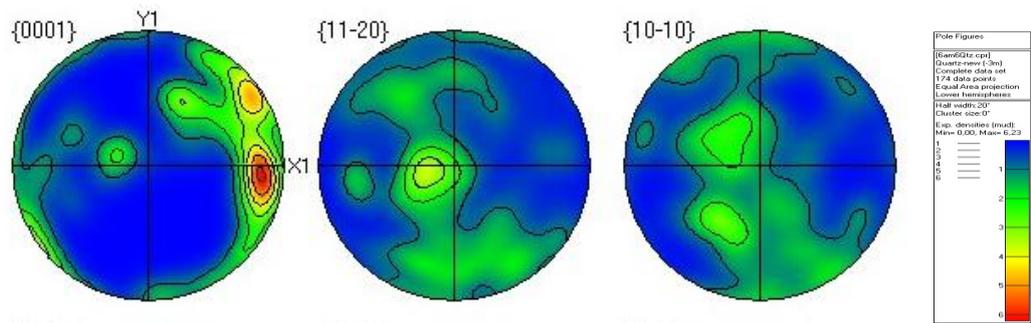


Figura 10 Figure polari relative ai primi 174 dati dell'analisi. La foliazione è rappresentata dall'asse X1 in direzione E-W; la lineazione è parallela ad essa. Sono mostrati i punti relativi alla direzione $\langle c \rangle$ {0001} e alle facce prismatiche a (11-20) e m (10-10) La direzione $\langle c \rangle$ si dispone in quattro massimi, mentre i poli ai prismi a e m formono dei girdle inclinati rispetto l'asse Y1 e mostrano una tendenza allo sdoppiamento in due massimi in periferia.

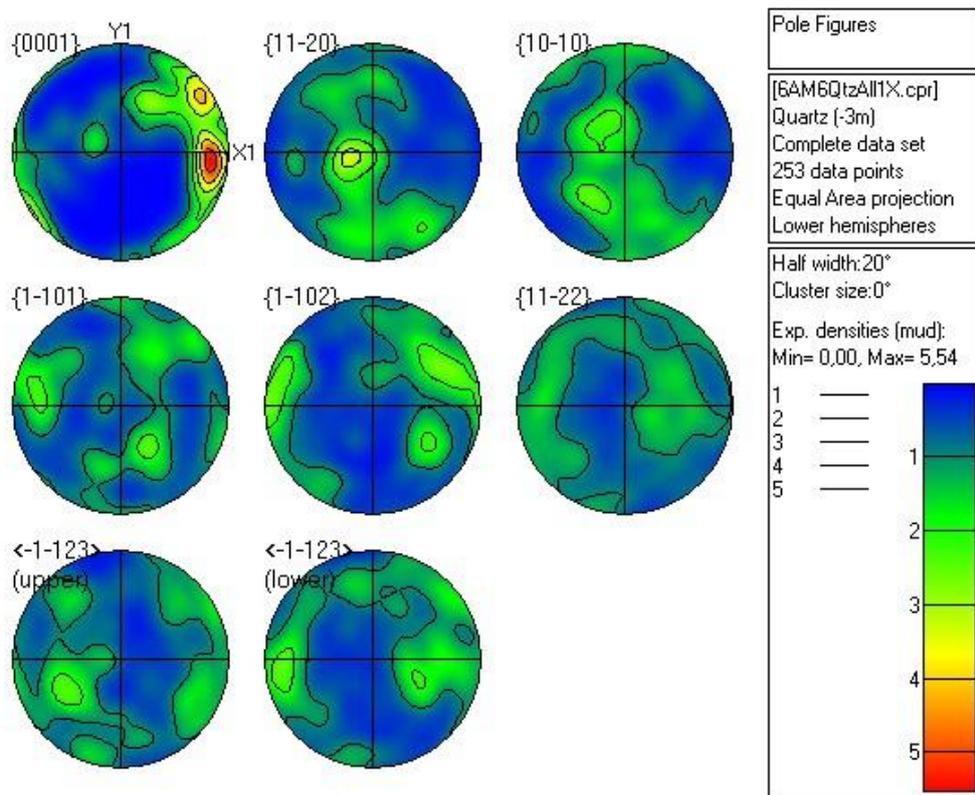


Figura 11 Figure polari relative a 253 punti analizzati. Sono plottati vari piani cristallografici dei cristalli. La densità di punti è rappresentata in scala di tonalità crescente dal blu (minimo) al giallo-rosso (massimi). E' rappresentato l'emisfero inferiore della sfera polare.

A questo primo set di analisi sono stati aggiunti altri dati, raccolti in maniera automatica dall'elaboratore: essi si dispongono come i precedenti confermando i risultati dell'analisi manuale.

La nostra attenzione è stata posta in particolar modo sulle prime tre figure polari, dove vengono proiettati i punti relativi rispettivamente all'asse $\langle c \rangle$ e alle facce prismatiche, $\{10 - 20\}$ e $\{10 - 10\}$; la distribuzione dei dati evidenzia un'orientazione cristallografica preferenziale (CPO) dei granuli di quarzo.

La prima figura polare rappresentata mostra la distribuzione degli assi $\langle c \rangle$: essi si dispongono a formare quattro massimi di densità, simmetrici rispetto all'orientazione della nostra vena di quarzo: questo tipo di distribuzione suggerisce un regime deformazionale di *pure shear*.

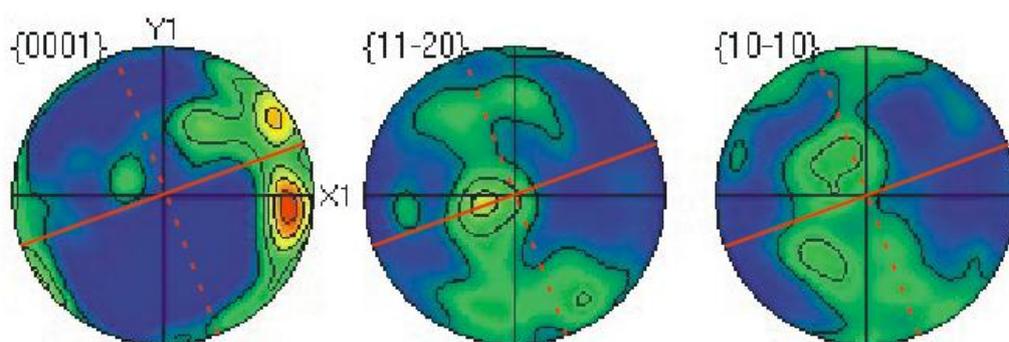


Figura 12: La linea rossa continua rappresenta l'orientazione della vena di quarzo analizzata, inclinata di 20° rispetto alla foliazione principale della roccia (asse X1). La normale ad essa è rappresentata attraverso il tratteggio rosso. Si nota la disposizione simmetrica dei massimi per l'asse $\langle c \rangle$ rispetto all'orientazione della vena.

L'intensità dei massimi risulta però asimmetrica, in quanto uno appare maggiore dell'altro: tale risultato è stato interpretato come conseguenza di una componente di *simple shear*, in aggiunta al taglio puro (la presenza di entrambi è detta *general flow*). Il modello proposto dalle fonti bibliografiche, che mostra l'orientazione degli assi $\langle c \rangle$ del quarzo in deformazione progressiva di taglio semplice (Passchier and Trouw, 1996) evidenzia la disposizione dei punti in un girdle singolo asimmetrico rispetto la normale alla foliazione (fig.12).

Proprio il confronto con questo schema ci permette inoltre di ipotizzare un senso di shear destro.

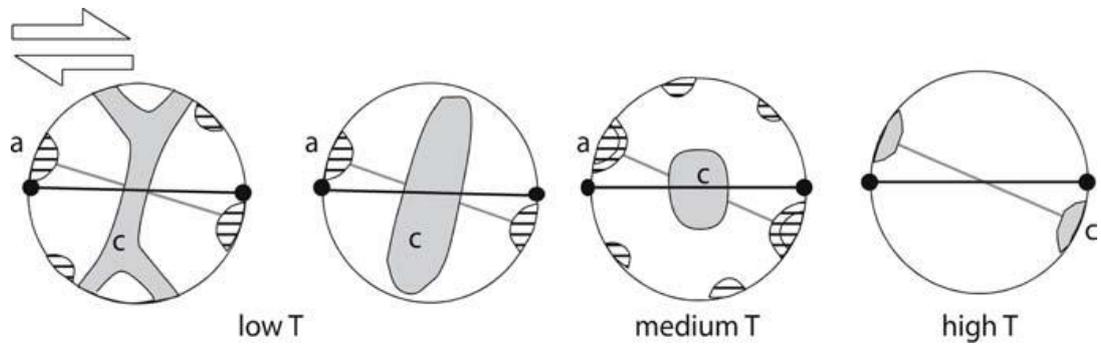


Figura 13 sviluppo delle figure polari sottoposte a simple shear destro. E' mostrato come si dispongono l'asse <c> in grigio e l'asse <a> a righe, in funzione della temperatura. L' ultima immagine mostra come ad alta temperatura si disattiva il sistema di slip in funzione dell'asse <a> mentre avviene l'attivazione dell'asse c. (Passchier and Trouw, 1996).

Grazie alle CPO prodotte possiamo determinare il sistema di slip attivo durante la deformazione: la figura relativa alla $\{0001\}$ indica l'asse <c> come direzione dello slip. Le immagini che mostrano la distribuzioni dei poli del prisma a $\{10-20\}$ ed m $\{10-10\}$ evidenziano come questi formino dei massimi che si dispongono con un angolo di circa 20° rispetto alla normale alla vena di quarzo analizzata, parallelamente all'asse <c>.

Complessivamente questo tipo di distribuzione mostra l'attivazione dei sistemi di slip prismatico a ed m in direzione <c>.

Conclusioni

Attraverso lo studio delle orientazioni cristallografiche del quarzo con la tecnica EBSD, siamo riusciti ad ottenere informazioni su meccanismi di deformazione della roccia durante la milonisi. Grazie all'interpretazione dei dati relativi alle prime tre figure polari, e dopo un attento lavoro bibliografico, possiamo affermare che la deformazione milonitica è avvenuta mediante dislocation creep; il sistema di slip attivo durante la milonisi della roccia è il sistema di slip prismatico in direzione c. Secondo (Passchier & Trouw, 2005) esso risulta operativo solamente in condizioni di alta temperatura (sopra i 700°C), compatibili con la facies granulitica.

Considerando un tasso di raffreddamento, per la crosta profonda calabra, di 3°C per milione di anni (Schenk 1990), ne consegue che tali condizioni sono sussistite al massimo fino a 250 Ma (fine periodo Permiano).

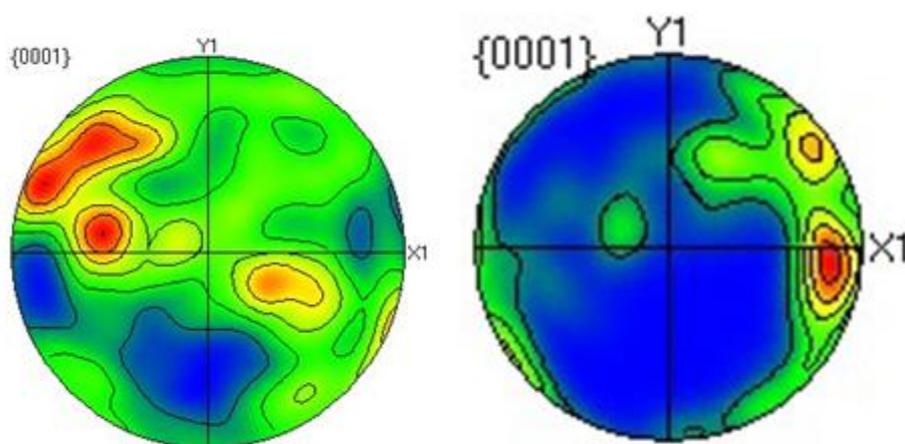


Figura 14 Confronto tra le figure polari provenienti da due rocce diverse della stessa zona di shear. L'immagine a sinistra è tratta da (tesi studio sull'orientazione degli assi c del quarzo, Carluccio), ed è messa a confronto con quelle elaborate in questo lavoro.

Questi risultati ci permettono di definire la linea di Amaroni come una zona di shear attiva in facies granulitica durante o poco dopo l'orogenesi Ercinica, indipendente dalla linea di Curinga – Girifalco (scisti verdi).

Inoltre possiamo escludere una riattivazione in facies degli scisti verdi della zona di shear, in quanto sarebbero stati attivati sistemi di slip diversi, e questo fenomeno avrebbe modificato la CPO raccolta.

In ultimo, abbiamo comparato i risultati ottenuti in questa tesi con il lavoro svolto da Roberta Carluccio (2013).

Le due sezioni confrontate sono state tagliate da rocce appartenenti alla stessa zona di shear ma, nonostante ciò, sussistono fondamentali differenze, principalmente per quanto concerne la granulometria dei cristalli di quarzo (molto più minuta nella sezione analizzata da Carluccio). Ciò dipende essenzialmente dalla diversa intensità della milonisi subita dai due campioni, che è funzione della posizione delle rocce da cui provengono all'interno della *shear zone* (l'intensità della deformazione diminuisce verso la periferia).

Pertanto anche le due figure polari risultano molto diverse tra loro: la prima evidente discrepanza è nella distribuzione spaziale dei dati; la figura di sinistra evidenzia una dispersione maggiore di punti, che fa supporre come oltre al dislocation creep abbia agito il *grain boundary sliding*, meccanismo deformativo che tende a disperdere l'orientazione cristallografica preferenziale dei cristalli, (Carluccio 2013-tesi di laurea) sfruttando la forte riduzione di grana del quarzo lungo la milonisi;

Nella sua sezione è possibile desumere un regime deformazionale prevalentemente di simple shear, e ciò si evince dalla disposizione dei punti in un massimo asimmetrico rispetto alla direzione di foliazione principale.

I due lavori sono concordanti riguardo all'attivazione in facies granulitica del sistema di slip prismatico in direzione c, ed entrambi associano questo tipo di deformazione al periodo Varisico.

Bibliografia

1. David J. prior, Alan P. Boyle, Frank Brenker, Michael C. Cheadle, Austin, Gloria Lopez, Luca Peruzzo, Graham J. Potts, Steve Reddy, Richard Spiess, Nick E. Timms, Pat Trimby, John Wheeler, Lena Zetterstrom (1999). "The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks". *American Mineralogist*, 84, 1741-1759.
2. Alfredo Caggianelli , Giacomo Prosser, Vincenzo Festa, Antonio Langone, Richard Spiess (2013). "From the upper to the lower continental crust exposed in Calabria." 86° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana 2012. Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e della Società Geologica Italiana, *Geol.F.Trips*, Vol. 5 No.1.2 (2013), 49 pp., 26 figs., 2 tabb. (DOI 10.3301/GFT.2013.02).
3. Alfredo Cagianelli, Domenico Liotta, Giacomo Prosser, Giorgio Ranalli (2007). "Pressure-temperature evolution of the late Hercynian Calabria continental crust: compatibility with post collisional extensional tectonics". *Terra Nova* , vol. 19, no. 6, pp. 502-514.
4. Antonio Lucchiari (2010/2011) "Deformazione in presenza di fuso della crosta inferiore". tesi di laurea triennale in scienze geologiche.
5. Roberta Carluccio (2012/2013) "Tesi studio sull'orientazione degli assi c del quarzo". tesi di laurea triennale in scienze geologiche.
6. V. Festa, A. Fornelli, A. Paglionico, A. Pascazio, G. Piccarreta, R. Spiess (2012). "Asynchronous extension of the late-Hercynian crust in Calabria" *Tectonophysics*, Vol.518-521, pp. 29-43.

7. G.S.Lister, B.E.Hobbs (1980). "The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history". *Journal of Structural Geology*, Vol.2, No.3, pp. 355 to 370.
8. G.S. Lister (1981). " The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite." *Journal of Structural Geology*, Vol.3, No.1, pp.67 to 75.
9. G.S.Lister, U.F.Dornsiepen (1982). "Fabric transitions in the Saxony granulite terrain". *Journal of Structural Geology*, Vol. 4, No. 1, pp. 81 to 92.
10. Thorsten Graessner and Volker Schenk (2001). "An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of Northern Calabria: Mineral Chemistry, Petrology and P-T path of Granulite facies Metapelitic Migmatites and Metabasites." *Journal of Petrology*, Vol.42 No.5, pp.931 to 961
11. Laurent Jolivet, Claudio Faccenna, Bruno Goff, Massimo Mattei, Federico Rossetti, Christoph Brunet, Fabrizio Storti, Renato Funicello, Jean Paul Cadet, Nicola d'Agostino and Teddy Parra (1998). "Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 1031, No. B6, pp. 12123 to 12160.
12. Cees W. Passchier, Rudolph A. J. Trouw."Microtectonics" (2005). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
13. 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.*, Vol. 73, 23-38.
14. 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.

15. 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.
16. 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.
17. Francois Arthaud, Philippe Matte (1977). "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals" Geological Society of America Bulletin Vol. 88, no. 9.
18. Ménard, G., Molnar, P. (1988). "Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province". Nature Vol.334, 325–327.
19. Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M., Gardien, V. (1990). "Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin". Tectonophysics, Vol.177, 139–149.
20. 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: LA-ICPMS and SIMS U–Pb zircon study." Lithos, Vol 104, 1–11.
21. Burg, J.P., Van der Driessche, J., Brun, J.P. (1994). "Syn to post-thickening extension in the Variscan belt of western Europe: modes and structural consequences". Géologie de la France, Vol 3, 33–51
22. Graeßner, T., Schenk, V. (2001). "An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of northern Calabria: mineral chemistry, petrology and a P–T

path of granulite-facies metapelitic migmatites and metabasites.” *Journal of Petrology*, Vol.42 (5), 931–961.

23.Dewey J.F., Helman M.L., Turco E. et al. (1989). “Kinematics of western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics* (M.P. Coward and D. Dietrich. eds)”. *Geol. Soc.London Spec. Publ.* 45, pp. 265-283.

24.Burg J.P., Bale P., Brun J.P., Girardeau J. (1987). “Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision”. *Geodin. Acta*, 1, pp. 71-87.

RINGRAZIAMENTI

Per questo lavoro di tesi si ringrazia sentitamente il professor Richard Spiess, per la supervisione e l'aiuto fornito durante il lavoro di laboratorio e, soprattutto, per la pazienza e la volontà dimostrata spiegandoci le dinamiche della geologia strutturale. Ringrazio inoltre la mia famiglia, i miei amici e Veronica, per avermi sostenuto e sopportato durante questo periodo. Un ringraziamento particolare al mio compagno di tesi Simone Papa, sempre presente durante le lunghe ore passate al SEM.