



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE

IN

SCIENZE GEOLOGICHE

EVIDENZE DI DEFORMAZIONE IN FACIES GRANULITICA LUNGO LA LINEA  
MILONITICA DI AMARONI: APPLICAZIONE EBSD AL QUARZO

EVIDENCE OF DEFORMATION IN GRANULITE FACIES ON AMARONI  
MYLONITIC LINE: EBSD QUARTZ APPLICATION

*Relatore: Prof. Richard Spiess*

*Laureando: Tommaso Tacchetto*

ANNO ACCADEMICO 2013 / 2014







# Indice

<b>Abstract</b> .....	5
<b>Introduzione</b> .....	6
<b>1. Inquadramento geologico e geodinamico</b> .....	7
1.1 Geodinamica .....	7
1.2 Stratigrafia della crosta .....	10
1.3 Evoluzione Termobarometrica.....	12
<b>2. Metodologie analitiche</b> .....	13
2.1 Microscopia elettronica a scansione ( SEM ) .....	13
2.2 Elettroni retrodiffusi ( BSE ) .....	13
2.3 Orentation contrast ( OC ).....	14
2.4 Z - Contrast .....	14
2.5 Electron Backscatter Diffraction ( EBSD ).....	14
<b>3. Analisi in laboratorio</b> .....	15
3.1 Deformazione duttile dei materiali .....	15
3.2 Analisi della sezione in esame .....	16
3.21 <i>Analisi petrografica</i> .....	16
3.24 <i>CPO del Quarzo</i> .....	20
3.23 <i>Deformazione duttile del Quarzo</i> .....	20
3.24 <i>Analisi dei dati ottenuti</i> .....	22
<b>4. Conclusioni</b> .....	25
<b>Bibliografia</b> .....	26

## **Abstract**

In this work we have studied a sample from Amaroni shear zone, in Calabrian Serre Massif. In this zone is placed an important alpine thrust such as Curigna-Girifalco Lines that separates the deepest high grades metamorphic basement from upper lower grade metamorphic domains. Therefore, in this place there is an outcropping portion of hercynian continental crust exhumated by tertiary tectonic.

The sample comes from migmatitic paragneiss dated about 300 My. This age is obtained by Zircon dating that identifies a metamorphic peak. This is related to an important magmatic activity, with an emplacement of granitoids magmas in the intermediate crust. Later, this deep portion was affected and involved in alpine and appenninic orogeny that produced a nappes stacking from different geologic provenience.

The analysis has been made with SEM, using crystallographic techniques like EBSD. This study is finalized to verify the presence of hypothetical deformation in granulitic facies, in the high temperature condition.

## Introduzione

Oggetto di questa tesi è lo studio di una sezione di roccia proveniente da una zona di taglio situata ad Amaroni nel Massiccio delle Serre, Calabria. Il campione in studio deriva da un paragneiss migmatitico, datato mediante lo studio di zirconi, con un picco metamorfico registrato circa 300 Ma (*Schenk, 1984; Micheletti et al., 2008*) relativo ad una elevata messa in posto di magmi granitoidi nella crosta intermedia.

La Calabria rappresenta uno dei pochi siti in cui sono esposte sezioni del basamento pre-Mesozoico che rappresentano un profilo completo della crosta continentale strutturata durante il ciclo orogenico ercinico. Questa caratteristica geologico-strutturale è stata determinata dalla tettonica terziaria che ha determinato l'esumazione di diversi livelli di crosta. Una crosta profonda formata da rocce in facies granulitica e rocce migmatitiche (provenienti da anatessi crostale data dallo sviluppo di alte temperature ad alte profondità, sono rocce di alto grado metamorfico), una crosta intermedia testimoniata da granitoidi e infine una sequenza paleozoica della crosta superficiale caratterizzata da un metamorfismo di contatto di basso grado.

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 thrust 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*).

Questo studio ha come obiettivo di scoprire, tramite metodi di indagine di microscopia a scansione (SEM) se la roccia in esame è stata deformata effettivamente in facies granulitica e quindi in condizione di alta temperatura.

## **1. Inquadramento geologico e geodinamico**

La sezione sottile analizzata in laboratorio è stata ricavata da una roccia proveniente da una zona di shear situata ad Amaroni, all'interno del Massiccio delle Serre in Calabria. Le Serre sono limitate a Nord dal graben di Catanzaro fino alla Piana di Gioia Tauro dove sono separate dal Massiccio dell'Aspromonte.

Le Serre sono costituite in prevalenza da rocce cristalline metamorfiche e ignee plutoniche di età Paleozoica. Di profondo interesse geologico strutturale le Serre vengono studiate sin dalla fine del XIX secolo. Lo studioso Volker Schenk nel 1980 propose un modello innovativo dell'interpretazione del Massiccio considerandolo come una rappresentazione di un'intera sezione della crosta formatasi durante l'orogenesi ercinica.

### **1.1 Geodinamica**

La Calabria è caratterizzata dalla presenza di strutture geologiche derivanti sia dall'orogenesi Ercinica sia dall'orogenesi Appenninica, inoltre degli studi effettuati mediante datazioni radiometriche e metodi paleontologici hanno testimoniato la presenza di una fase geologica importante tra il neo-Proterozoico e il Cambriano antecedenti quindi all'orogenesi Ercinica. Questa fase corrisponde ad un evento di attività magmatica con messa in posto di magmi che termina con l'inizio dell'orogenesi Ercinica.

Nel massiccio delle Serre sono state effettuate datazioni all' U-Pb su zirconi e altri minerali che hanno permesso di fornire datazioni tra 280-320 Ma relative all'ultima fase di decompressione dell'orogenesi Ercinica. Quest'ultima attività magmatica appare sincrona rispetto alle principali fasi metamorfiche registrate nella crosta profonda, con intrusione di granitoidi a livello della crosta intermedia con età relativa compresa tra 290 – 305 Ma (Caggianelli *et al.*,2013).



A seguito degli eventi magmatici e degli eventi metamorfici ercinici la crosta calabrese viene sottoposta a raffreddamento, esumazione ed assottigliamento crostale durante tre principali episodi:

- Durante il rifting continentale Mesozoico, dovuto all'apertura dell'oceano della Tetide;
- Durante l'incorporazione della crosta calabra nella cintura Alpino-Appenninica;
- Durante l'evoluzione del bacino Ovest del mediterraneo e della catena Alpina.

Dal tardo Cretacico comincia la subduzione della litosfera oceanica europea sotto la placca continentale africana, con la progressiva chiusura del bacino Ligure-Piemontese. Questo movimento causa la formazione di un cuneo di accrezione (*Knott, 1987; Cello & Mazzoli, 1999; Faccenna et al., 2001*) che porta alla formazione della catena alpina caratterizzata da un sistema a falde.

Conseguenza di questo fenomeno fu la creazione di thrust in direzione SE nel massiccio delle Serre e nell'area dell'Aspromonte, mentre nel nord della Calabria si sviluppano thrust in direzione NE. Nel massiccio delle Serre e del Sila questo processo fu il responsabile del sottoscorrimento dell'Unità di Castagna ( Medio grado metamorfico ) e l'unità di Bagni ( basso grado metamorfico ) alla base della sezione crostale ercinica. Il thrust principale è rappresentato dalla linea Curigna-Girifalco. 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.).

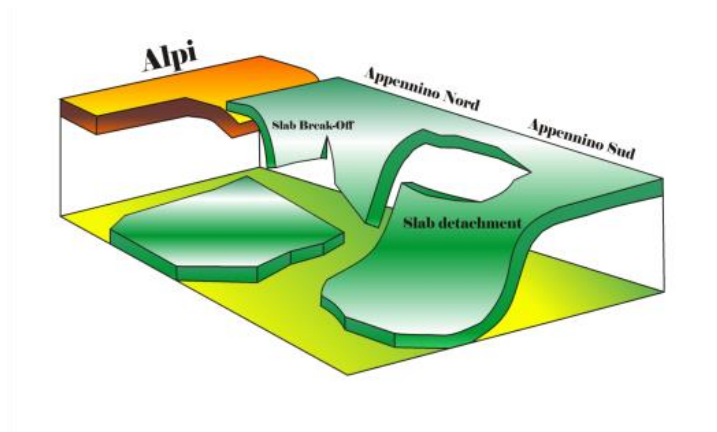
Nel nord della Calabria sono presenti unità tettoniche ofiolitiche dalla subduzione dell'oceano della Tetide.

L'ultima fase di esumazione della crosta ercinica è dovuta all'orogenesi Appenninica che si sviluppa a partire dalla fine dell'Eocene inizio-Oligocene ( 33 Ma ) con rotazione del blocco Sardo-Corso e la consumazione mediante subduzione del rimanente bacino della Tetide triassica. Datazioni Ar-Ar su pseudotachiliti confermano la presenza di un regime estensionale nell'Oligocene. La rotazione avviene in direzione SE in senso antiorario con perno posizionato a Sud di Genova, il movimento è causato dal rollback dello slab in subduzione e termina con l'esumazione della crosta nella regione NW a causa della slab break-off della litosfera subdotta (*Thomson, 1994*). Il movimento del blocco Sardo-Corso si esaurisce nel Miocene inferiore (16-18 Ma).

In Calabria il regime estensionale di questa fase orogenetica è documentata dalla presenza di una zona di shear e di faglie a basso angolo nel massiccio delle Serre e dell'Aspromonte (Platt & Compagnoni, 1992; Thomson, 1998).

Attualmente la catena Appenninica risulta ancora attiva verso Est, in particolare si ha una continua subduzione della placca africana sotto l'Arco Calabro.

a)



**Figura 1. a)** Sketch 3 D dello slab al di sotto della cintura alpina e subduzione appenninica ( ridisegnato da Neri et al. , 2009 ); **b)** Distribuzione della tettonica ercinica mondiale.

b)



## 1.2 Stratigrafia della crosta

In Calabria, nella zona del Massiccio delle Serre è affiorante una sezione di circa 25 km di crosta continentale ercinica. La presenza di tale formazione è possibile grazie all'esumazione di porzioni di crosta profonda a seguito del basculamento causato dall'attività terziaria. Da Nord a Sud si distinguono in ordine distribuite:

Crosta superiore (spessore di ca. 8 km)

- Filladi e ardesie con intercalazioni di meta-vulcaniti e marmi;
- Micascisti e paragneiss;

Crosta intermedia (spessore di ca. 13 km)

- Granodioriti debolmente foliate;
- Intercalazioni di cristalli di K-Feldspato peralluminoso tra graniti e granodioriti;
- Tonaliti foliate e quarzo-dioriti;

Crosta inferiore (spessore di ca. 3 km)

- Zona marginale migmatitica e intercalazioni di granato e quarzo-dioriti;
- Granuliti felsiche;
- Granuliti mafiche;

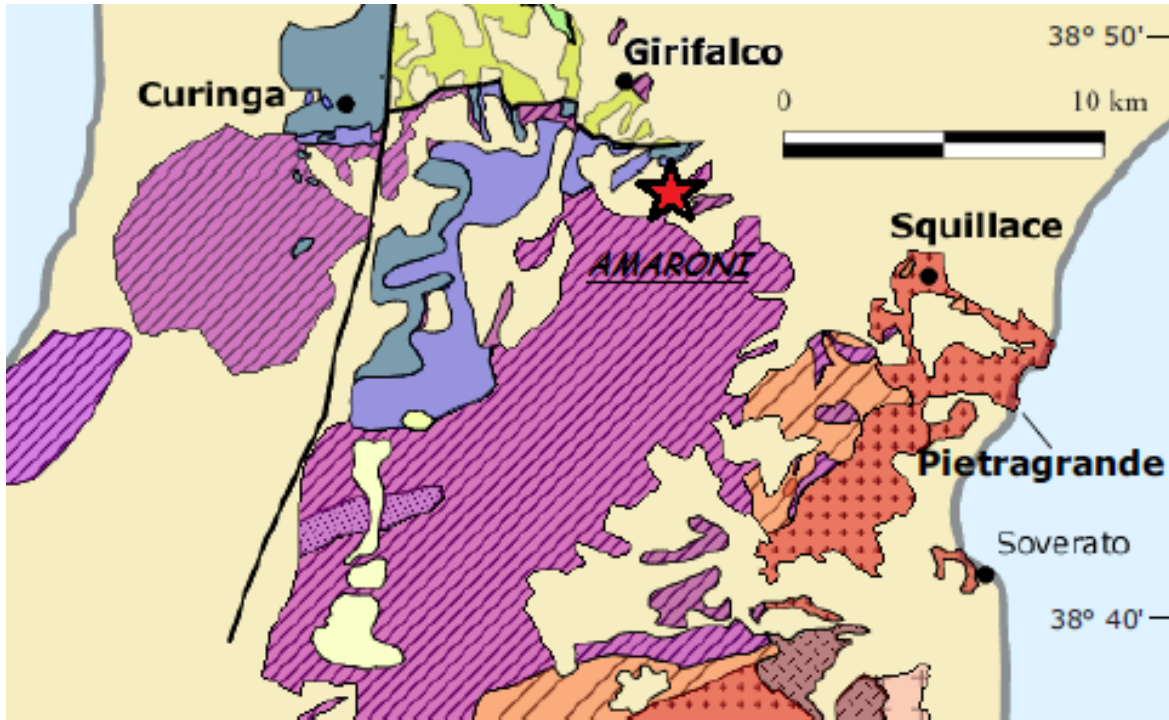
Nella crosta inferiore vengono riscontrate intercalazioni di peridotiti a spinello che però non rappresentano la transizione crosta-mantello, pertanto lo spessore della crosta inferiore potrebbe essere maggiore. Lo stesso vale per la crosta superiore dove calcari mesozoici e sottili depositi silicoclastici sono in contatto erosivo.

Il contatto tra la crosta inferiore e i granitoidi è progressivo e può essere descritto come una "migmatitic border zone", ovvero lascia supporre lo sviluppo di alte temperature con formazione di alto grado metamorfico.

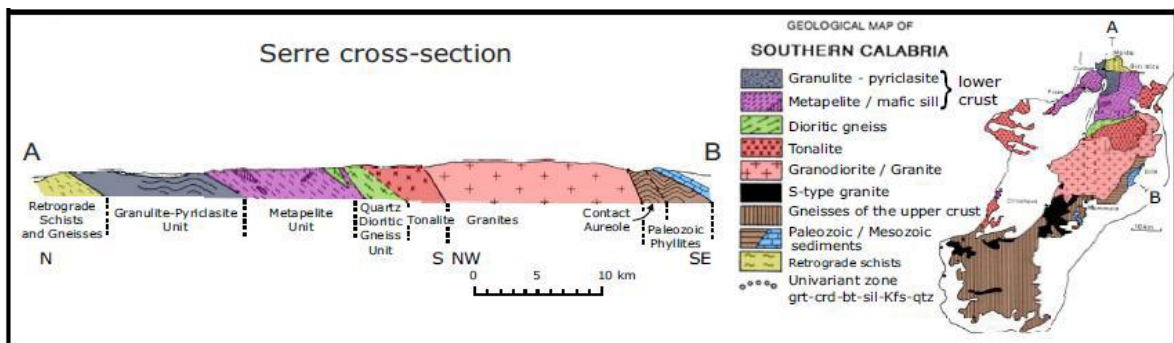
La serie granitoide può essere suddivisa in due principale serie calcaline ( Rottura et al, 1990-1993)

- Granitoidi metalluminosi, di composizione tra granitica e tonalitica con inclusioni mafiche;
- Graniti peralluminosi con una composizione tra monzogranitica e Al-silicatica.

Da una visione più generale si è potuto osservare come la composizione della crosta calabra sia caratterizzata da alti e distinti valori in Al e bassi contenuti in Mg e Ca e una relativa abbondanza di metapeliti e graniti peralluminosi. (Rudnick & Gao,2003)



**Figura 2.** Porzione di carta geologica della zona di Curigina - Girifalco ( Caggianelli et al. 2013 ).



**Figura 3.** Profilo geologico NE - SW del Massiccio delle Serre. La successione crostale evidenzia la presenza di unità profonde a Nord, verso Sud le unità di crosta intermedia. La successione manifesta una inclinazione generale di 40° verso Sud. ( Caggianelli et al. 2013 )

### 1.3 Evoluzione Termobarometrica

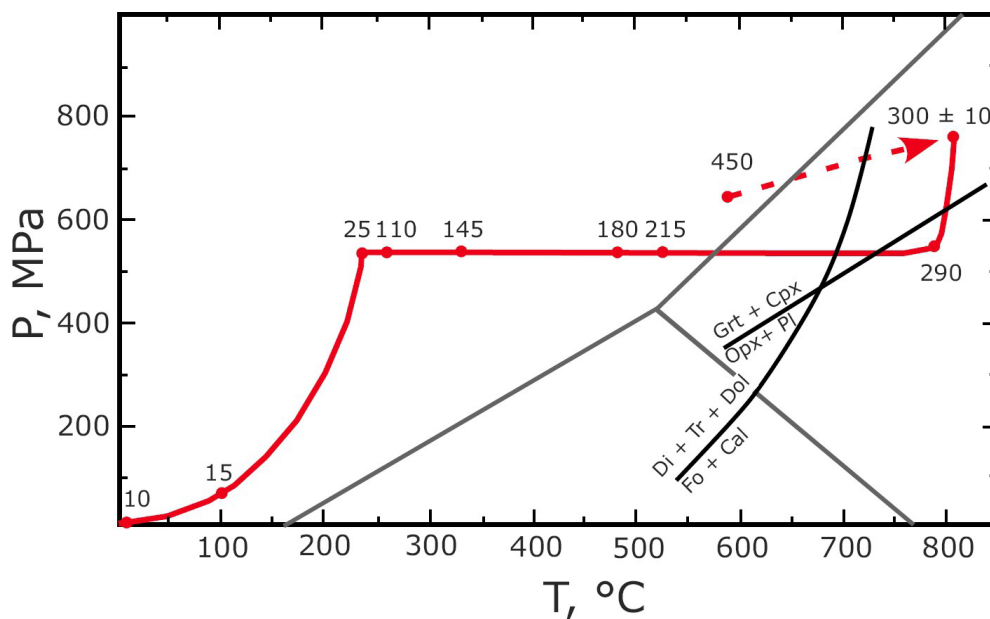
L'evoluzione Temperatura-Pressione post-ercinica della Calabria è caratterizzata dalla presenza, nella porzione di crosta inferiore, di un picco metamorfico in facies granulitica a condizioni di temperature attorno agli 800 °C e 750 MPa di pressione, datata ca 300 Ma. Nel 1989 *Schenk* ha giustificato questa evoluzione termobarometrica come causa di una decompressione della crosta, dovuta alla tettonica terziaria, che ha provocato esumazione della crosta profonda e una conseguente abbassamento di pressione, da 750 a 550 MPa.

Secondo *Schenk* il gradiente di elevata temperatura è dovuto:

- Inspessimento della crosta con riscaldamento e fusione parziale dovuto ad un contesto collisionale di 300 Ma fa.
- Esumazione isoterma e messa in posto di notevoli quantità di magma che ha portato ad innalzamento delle temperature fino a condizione di facies granulitica.

Caggianelli ( *Caggianelli et al. 2007* ) sostiene invece, tramite modellizzazione numerica, che l'intrusione di magma è avvenuta in un regime tettonico distensivo, caratterizzato da assottigliamento crostale ed anatessi tra 300 e 280 Ma fa.

Infine secondo *Schenk* alla fase di decompressione isoterma, terminata 290 Ma fa, segue un raffreddamento isobarico molto lento fino a 25 Ma con riesumazione finale della crosta profonda.



**Figura 4.** Evoluzione termo barometrica della crosta calabrese. Il grafico evidenzia una prima fase di decompressione isoterma, seguita da raffreddamento isobarico. A 25 Ma si nota una seconda fase di esumazione dovuta alla tettonica Alpino-Appenninica. (*Schenk et al. 1989*).

## **2. Metodologie analitiche**

### **2.1 Microscopia elettronica a scansione ( SEM )**

Il microscopio elettronico a scansione è uno strumento di ricerca disegnato principalmente per l'acquisizione di immagini, adatto allo studio del contrasto morfologico e composizionale. La sorgente di energia è costituita da un fascio elettronico prodotto da una colonna operante ad altissime differenze di potenziale. L'emettitore di elettroni più comune nei sistemi SEM è un filamento di Tungsteno ( W ) o Esaboruro di Lantanio (LaB<sub>6</sub>) di 0.1 mm di diametro che produce elettroni per effetto termoionico quando riscaldato da una corrente di 2.5 A. Il filamento agirà da catodo per il fascio elettronico mentre l'anodo è costituito da una placca forata che attrae ma lascia passare gli elettroni che andranno a colpire il campione in esame. La risoluzione spaziale dell'immagine è determinata dal diametro del fascio, proporzionale all'energia del fascio stesso.

Il SEM è uno strumento che sfrutta in particolare gli elettroni secondari ( SE ) e gli elettroni backscattered ( BSE ) i quali vengono raccolti da specifici detector.

### **2.2 Elettroni retrodiffusi ( BSE )**

Gli elettroni retrodiffusi sono elettroni che appartengono al fascio incidente, penetrano nel campione in esame e riemergono successivamente dopo una serie di numerose collisioni. La frazione di elettroni incidenti che riemerge dal campione è fortemente dipendente al numero atomico medio, minore sarà quest'ultimo maggiore sarà il numero di deflessioni che subiranno gli elettroni all'interno del campione. Gli elettroni retrodiffusi hanno un'energia molto elevata e tendono a raggiungere le energie del fascio incidente.

L'importanza dell'utilizzo in geologia dei BSE è che permettono di evidenziare variazioni composizionali, individuando così immediatamente materiali diversi che potranno essere poi studiati chimicamente. Le immagini BSE permettono di studiare la struttura della roccia con una risoluzione spaziale al di sotto del micron.



### **2.3 Orentation contrast ( OC )**

Posizionando il campione inclinato rispetto al fascio elettronico si otterranno immagini relative al contrasto orientazionale. L'immagine ottenuta presenterà una scala di grigi dove i contrasti di tonalità sono funzione dell'orientazione cristallografiche del minerale.

L'utilizzo di questa tecnica permette di studiare il campione in termini qualitativi e permettono di preparare una mappa per localizzare analisi in EBSD.

### **2.4 Z - Contrast**

Il fascio elettronico genera una sorta di scansione del campione in analisi fornendo un'immagine ad alta risoluzione. La luminosità dei vari minerali varia in funzione del loro numero atomico medio. Minerali con alto numero atomico medio produrranno un numero maggiore di elettroni retrodiffusi che verranno poi catturati dal detector.

### **2.5 Electron Backscatter Diffraction ( EBSD )**

La tecnica EBSD sfrutta gli elettroni BSE diffratti prodotti dalla materia cristallina del campione. Il segnale viene successivamente raccolto da un detector al fosforo. Quando il fascio colpisce il campione i singoli elettroni del fascio interagiscono con gli atomi che lo costituiscono. L'interazione che viene sfruttata è di tipo elastico. Gli elettroni che avranno traiettorie che soddisfano la legge di Bragg daranno diffrazione. Ogni piano cristallografico genererà due coni di diffrazione con intensità che dipende dalle specie atomiche che definiscono quel piano. I pattern di diffrazione risulteranno essere delle bande più o meno intense che si intersecano in punti che rappresentano la zona di un'asse cristallografico.

Questa tecnica è in grado di fornire informazioni fondamentali sull'orientazione dei piani reticolari e quindi sull'orientazione di ogni singolo granulo presente all'interno del campione in esame. Le immagini prodotte al SEM con la tecnica EBSD daranno informazioni sulle orientazioni cristallografiche assolute di ogni singolo granulo alla scala del micron o inferiore.

### 3. Analisi in laboratorio

#### 3.1 Deformazione duttile dei materiali

I movimenti delle placche litosferiche nei tempi geologici sono il risultato di continui cambiamenti dei campi di forza che a loro volta generano variazioni degli stati di stress delle rocce costituenti la litosfera. L'applicazione di un campo di sforzi ad un corpo può determinare il cambiamento di posizione dei suoi punti e spesso determina anche la modificazione della forma del corpo stesso.

I cambiamenti di posizione dei punti costituenti un corpo sono noti come *traslazioni* ( *displacement* ), le variazioni di forma permanenti che ne risultano sono nominate *deformazioni* e *distorsioni* ( *strain* ). Nella letteratura i termini deformazione e strain vengono spesso utilizzati come sinonimi; in realtà il termine deformazione è un concetto utilizzato più in senso generale ad indicare l'insieme di tre campi vettoriali: *deformazione* = *traslazione* + *rotazione* + *strain*. La deformazione in senso stretto è data dal paragone tra lo stato indeformato e deformato ed è indipendente dalla storia del movimento delle particelle del materiale ( *Backer A.J. 1990* ).

La deformazione può essere omogenea, quando le equazioni di trasformazione delle coordinate dei punti sono di tipo lineare, o disomogenea, quando le equazioni sono di tipo non-lineare.

In una roccia deformata da processi orogenetici è comune osservare che la deformazione è distribuita in maniera eterogenea. In molti casi la deformazione è localizzata in zone che risultano maggiormente deformate, chiamate *zone di shear*. Tali zone sono un'importante sorgente di informazioni geologiche.

La deformazione causa sviluppo di fabric e associazioni mineralogiche caratteristiche che riflettono le condizioni di P-T, flusso, senso di movimento e la storia deformativa di una roccia. Queste ultime possono essere suddivise in:

- Zona di *shear fragile-duttile*;
- Zona di *shear duttile*.

Il comportamento elastico di un materiale, ovvero quando la risposta alla deformazione è istantanea e completamente reversibile, viene manifestato al di sotto di uno stress critico (*elastic limit*) al di sopra del quale la deformazione diventa non-lineare e il materiale cede. Il materiale si dice quindi fragile se cede per *fratturazione*, duttile quando cede per *plastic flow*, senza perdita di coesione.

La deformazione duttile è un concetto, mentre la deformazione plastica è un meccanismo di deformazione nel campo del duttile. Una deformazione plastica avviene quando si ha cambiamento di forma di un minerale senza la formazione di discontinuità cristalline.



Si definisce deformazione duttile qualsiasi tipo di deformazione, attraverso uno o più meccanismi deformativi, che non fa perdere coesione alle particelle che compongono la roccia. All'interno della crosta continentale la transizione tra regime deformativo fragile e il regime duttile è posta a 10-15 km di profondità e coincide con il massimo della resistenza della crosta.

Le shear zone duttili sono elementi strutturali molto comuni nelle catene orogeniche e sono spesso associate a condizioni di pressione e temperatura caratteristiche di condizioni di alto grado metamorfico.

Le deformazioni duttili possono essere:

- Dislocation creep;
- Diffusion creep;
- Dissolution and precipitation creep;
- Cataclastic flow.

### **3.2 Analisi della sezione in esame**

Il presupposto di partenza di questo lavoro di tesi è che la roccia sia stata deformata in facies granulitica, cioè in condizioni di alta temperatura. Lo scopo è quello di capire, attraverso l'orientazione cristallografica ( CPO ) se questa roccia fosse effettivamente stata deformata in condizioni granulitiche. Solo l'analisi del quarzo ci permette di capire la deformazione che ha subito, essendo congelata nella sua CPO, acquisita durante tutto il processo di deformazione.

#### **3.21 Analisi petrografica**

La sezione sottile analizzata proviene da un para-gneiss migmatitico che ha subito metamorfismo di alto grado ed è stata tagliata perpendicolarmente alla foliazione principale e parallelamente alla lineazione.

La sezione è composta principalmente da quarzo e K-feldspati, granato, sillimanite e biotite. La presenza di sillimanite ( silicato d'alluminio ) testimonia l'alto grado metamorfico della roccia in esame.

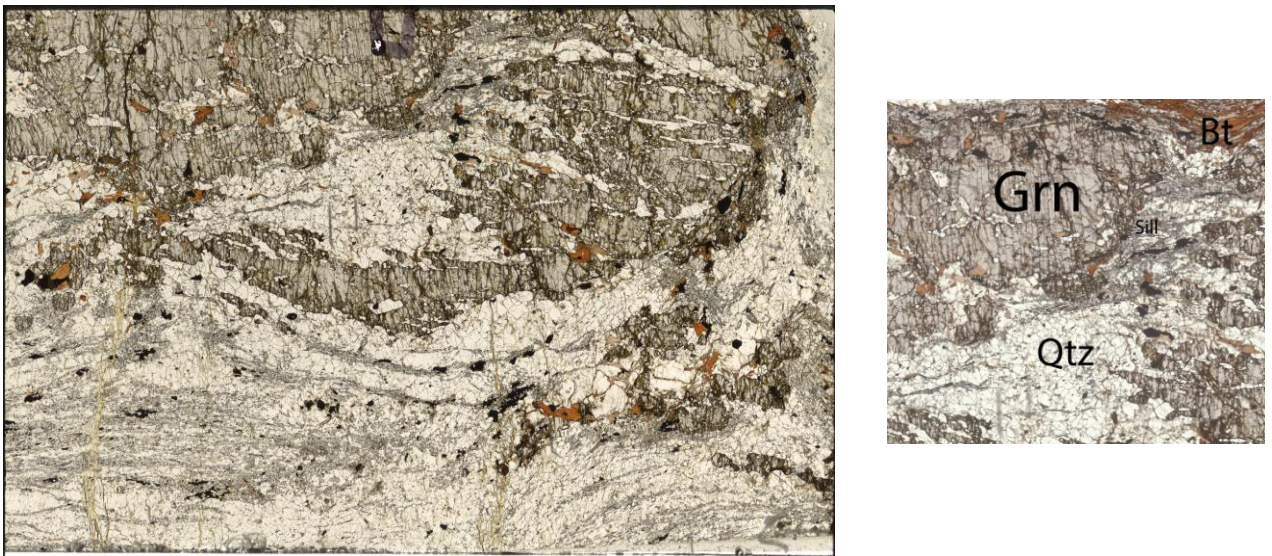
La presenza di granato e sillimanite è dovuta alla destabilizzazione dell'associazione biotite + quarzo con disidratazione della biotite e la produzione di acqua. I fluidi rilasciati abbassano la temperatura di fusione favorendo la fusione parziale. Il passaggio in facies granulitica di una meta-pelite è data da:



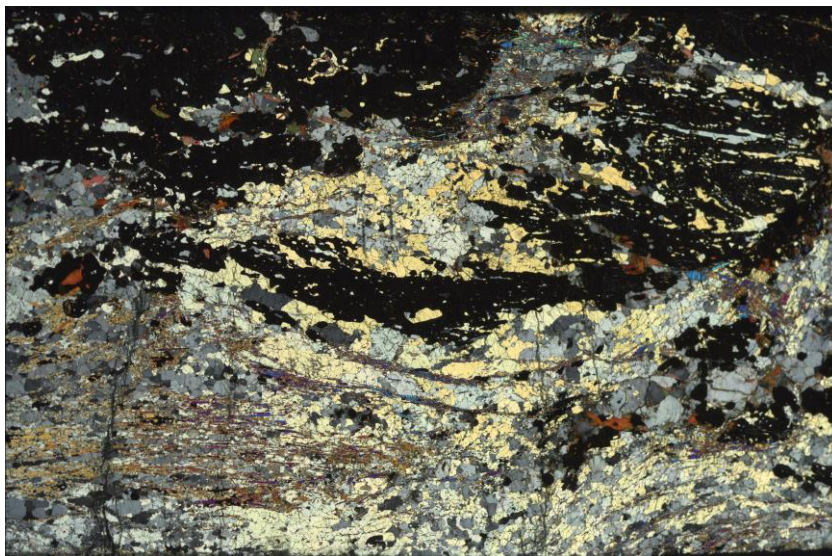
Il quarzo si sviluppa nella sezione in vene leucocratiche che si sviluppano parallele alla foliazione principale e in modo obliquo. Si presenta in cristalli più allungati e fratturati a seconda della posizione rispetto alla deformazione principale, in cristalli di maggiori dimensioni e struttura al di sotto del granato dove la deformazione è stata minore. I cristalli di quarzo mostrano estinzione ondulata a “scacchiera”, evidenza di deformazione del reticolo cristallino in condizioni di alta temperatura.

Il granato si presenta come porfiroblasto con fratture riempite da quarzo e biotite. La struttura del granato presenta un budinage tra filoni leucocratici.

La biotite e la sillimanite si presentano entrambi in forma allungata in direzione della foliazione principale. La sillimanite si trova spesso intercalata a vene di quarzo e K-Feldspato.



**Figura 5.** A sinistra: Immagine della sezione in esame in nicol paralleli a microscopio petrografico. A destra: Evidenza di presenza di cristalli di quarzo, granato, sillimanite e biotite.



**Figura 6.** Immagine della sezione in esame a nicol incrociati a microscopio petrografico.

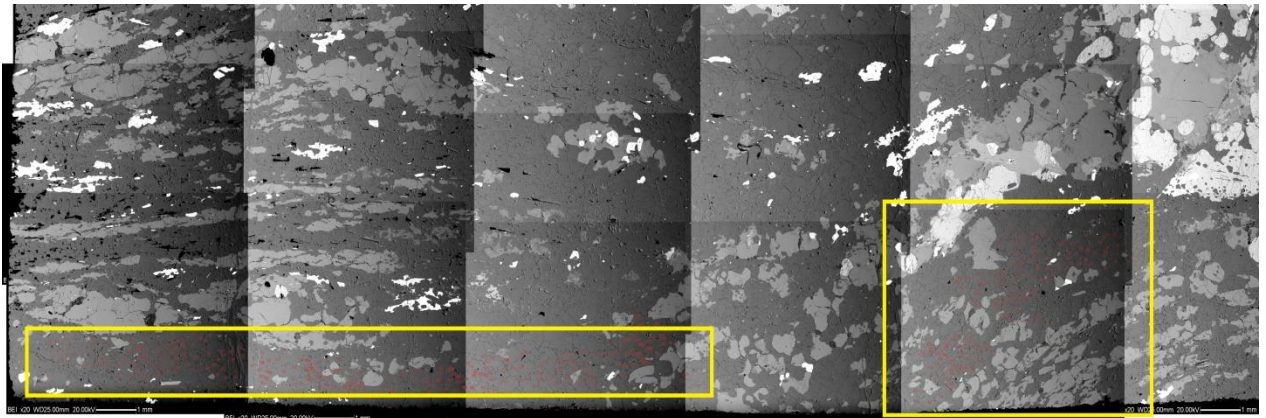


### 3.22 Analisi in EBSD

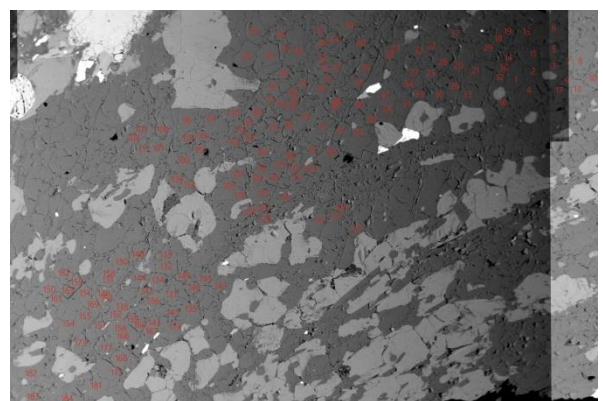
L'analisi in EBSD della sezione permette di studiare l'orientazione cristallografica di ogni singolo granulo in interesse. In questo lavoro sono stati ottenuti due sequenze di dati di CPO di cristalli di quarzo appartenenti a due sistemi microstrutturali diversi.

Per la prima microstruttura analizzata, presente in basso a sinistra nella sezione che si sviluppa in direzione E-W, sono stati raccolti 277 punti dati. È interessante notare come questo aggregato di quarzo in esame formi la foliazione principale della roccia.

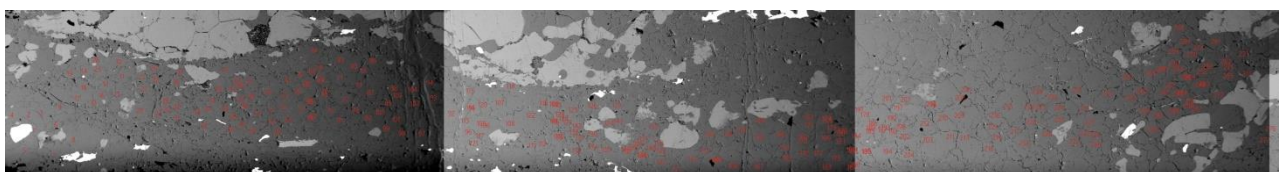
Per la seconda situazione microstrutturale analizzata sono stati prodotti 184 dati di orientazione. La localizzazione di tale analisi è effettuata a destra della sezione. In questa zona i quarzi hanno un'orientazione obliqua e una dettagliata analisi mette in evidenza come i quarzi, originariamente orientati sub-verticalmente, siano stati ruotati in senso orario, dando così origine alla presente foliazione obliqua.

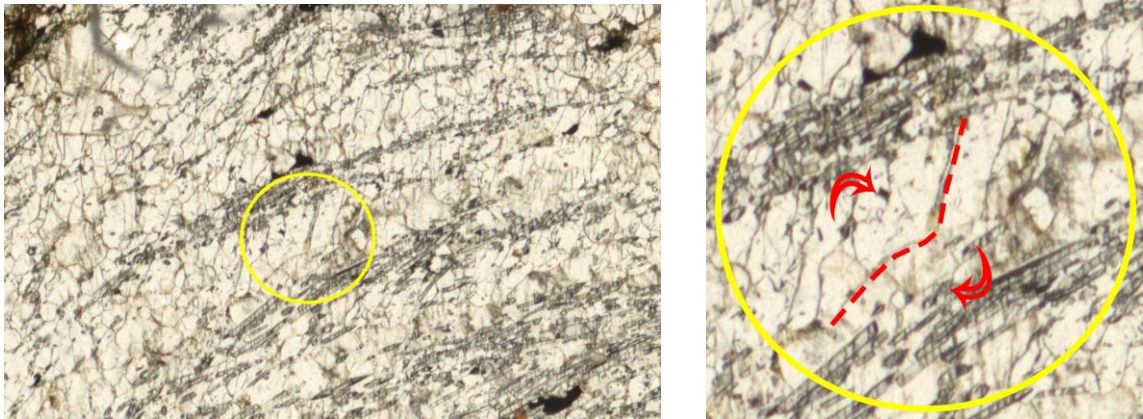


**Figura 7.** Immagine BSE della sezione. I riquadri indicano le sezioni di indagine in EBSD.

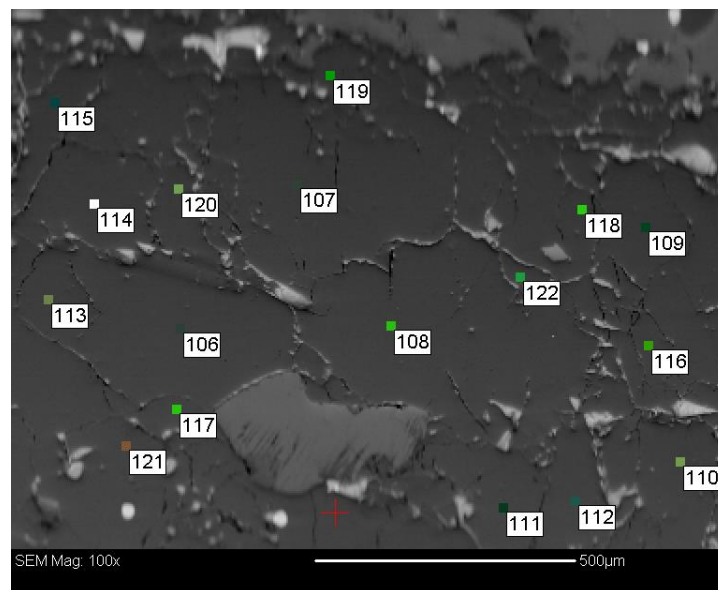


**Figura 8.** Immagini in BSE delle due porzioni di sezione analizzate in EBSD. I numeri in rosso rappresentano le analisi puntuali in EBSD.





**Figura 9.** Immagine della sezione a nicol paralleli; la zona evidenziata raffigura la rotazione in senso orario dell'orientazione dei granuli di quarzo.



**Figura 10.** Immagine in EBSD durante l'analisi dei singoli cristalli di Quarzo che compongono la vena.

### 3.24 CPO del Quarzo

I dati ottenuti dalle analisi EBSD delle due parti sono stati plottati all'interno di figure polari che permettono di avere una visione generale e riassuntiva delle orientazioni cristallografiche dei cristalli di quarzo che sono stati analizzati puntualmente.

In molte rocce deformate lo studio delle orientazioni cristallografiche è fondamentale per capire le dinamiche della deformazione. Il concetto di CPO sta ad indicare lo studio di quelle orientazioni cristallografiche preferenziali che si sviluppano all'interno di una deformazione. Le CPO del quarzo variano a seconda delle condizioni di temperatura e del tipo di deformazione. In base alle osservazioni sono stati fatti dei modelli empirici e delle modellizzazioni.

Lister ha modellizzato un modello complesso di figure polari degli assi c del Quarzo che possono prodursi. In un meccanismo di *plane strain*, ovvero quando la deformazione si sviluppa in un unico piano, si ottengono delle figure polari simmetriche o meno a seconda del regime di deformazione. Le deformazioni per *simple shear* e *pure shear* sono esempi tipici di *plane strain*. Nel caso del *simple shear* (deformazione di taglio) si otterranno figure polari asimmetriche, viceversa nel *pure shear* (deformazione di accorciamento) le figure polari ottenute saranno simmetriche.

L'applicazione di uno stress coassiale (solo componente di *pure shear*) la figura polare che tende a crearsi è un *crossed girdle* simmetrico, che sta ad indicare che le direzioni degli assi a, di trasporto, sono simmetrici.

Nel caso di uno stress non-coassiale, ovvero quando oltre ad una componente di *pure shear* si ha anche una componente di *simple shear* o semplicemente solamente quest'ultima si avranno dei *crossed girdle* asimmetrici che indicano l'attivazione di diversi sistemi di slip a seconda della temperatura.

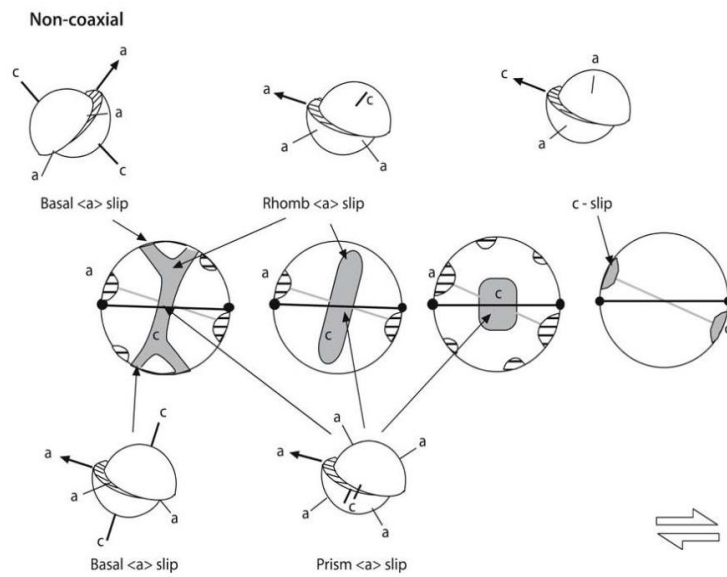
### 3.23 Deformazione duttile del Quarzo

Il sistema di slip che è attivo in un cristallo dipende in parte da come esso risolve le condizioni di *critical shear stress*, e in parte alle condizioni metamorfiche. È possibile che agiscano più sistemi di slip a seconda della temperatura (in generale all'aumento della temperatura si attivano più sistemi di slip).

Nel caso specifico del Quarzo al variare della temperatura differenti meccanismi di deformazione vengono attivati. A temperature molto basse (< 300 °C) il quarzo si deforma in modo fragile con la formazione di granuli.

A basse temperature (300 – 400 °C) diventano importanti i meccanismi di dislocation glide con l'attivazione del sistema di slip basale {0001} in direzione <a> (a basse temperature la deformazione duttile di un solido cristallino avviene prevalentemente per scivolamento, *glide*). A temperature intermedie (400 – 500 °C) il meccanismo dominante è il dislocation creep (con *climb*) con l'attivazione dei 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 superano i 700°C si ha l'attivazione del sistema di slip prismatico [m] e [a] in direzione  $\langle c \rangle$ .



**Figura 11.** *Illustrazione schematica dei vari sistemi di slip del quarzo, sviluppati in regime di deformazione non coassiale. (da Microtectonics, Cees W. Passchier, Rudolph A. J. Trouw)*

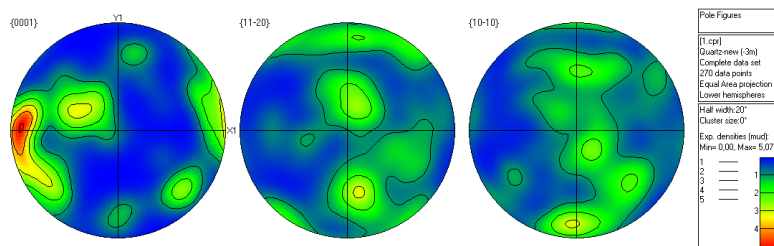
### 3.24 Analisi dei dati ottenuti

Grazie alle CPO prodotte mediante lo studio in EBSD possiamo determinare i sistemi di slip attivi durante la deformazione e comprendere le condizioni metamorfiche di deformazione. Lo scopo dell'osservazione e della discussione dei dati ottenuti è di evidenziare la componente di shear e il meccanismo di deformazione, nonché le condizioni di temperatura del fenomeno.

#### *Analisi dell'aggregato di Quarzo in basso a sinistra*

L'aggregato di quarzo in esame è caratterizzato da un' allineamento sub-parallelo alla foliazione principale. Il campione inoltre, è stato posizionato in modo da avere questa foliazione il più possibile orizzontale.

L'attenzione è stata rivolta in particolare ai poli  $\{0001\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{10\bar{1}0\}$ , (*fig.10*), che corrispondono rispettivamente alla direzione dell'asse  $c$ , agli assi  $a$  e alle normali dei piani prismatici  $m$ . La distribuzione dei dati evidenzia una netta orientazione cristallografica preferenziale (CPO) dei granuli di Quarzo.



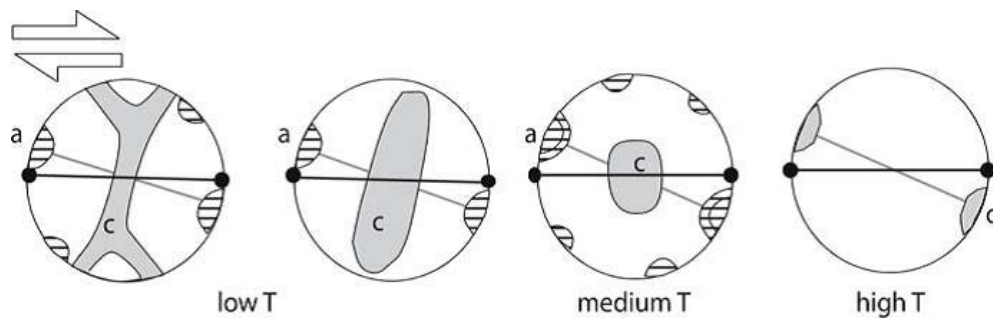
**Figura 12.** Figure polari relative alla prima serie di 277 dati puntuali sui cristalli di Quarzo. Le figura polari sono relative solo a tre piani cristallografici principali. Si nota la presenza di due massimi in rosso sulla sfera  $\{0001\}$ , che indica la direzione dell'asse  $\langle c \rangle$ .



La prima figura polare mostra la distribuzione degli assi  $\langle c \rangle$ . Essi si dispongono a formare dei massimi di intensità, con un particolare massimo in direzione E-W. Le figure invece che plottano i piani prismatici  $a$  e  $m$  tendono a formare una sorta di *gird* verticale ortogonale alla foliazione orizzontale, i poli dei prismi tendono infatti a concentrarsi rispettivamente a Nord e a Sud della sfera.

Questa loro distribuzione suggerisce una buona componente di *simple shear*, poiché i massimi non tendono a sdoppiarsi, in aggiunta alla componente di shear puro.

Paragonando questa disposizione focale con i modelli proposti dalle fonti bibliografiche (Passchier and Trouw, 1996), si evidenzia la presenza di un sistema di slip in direzione  $\langle c \rangle$ . Queste figure polari rispecchiano quindi una deformazione avvenuta in condizioni di alta temperatura. Si ribadisce infatti che in base alla temperatura possono essere favoriti diversi sistemi di slip, soprattutto in base allo shear stress.

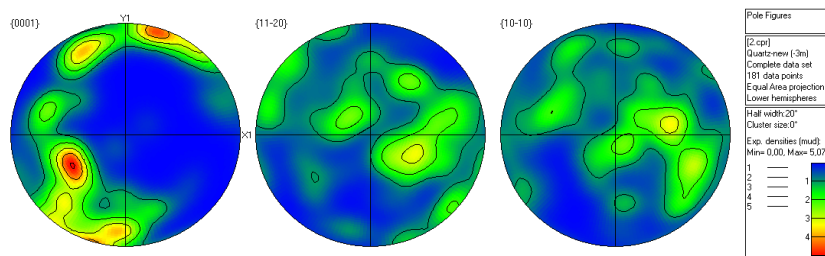


**Figura 13.** Rappresentazione schematica delle figure polari prodotte a seguito di una deformazione con componente di *simple shear* destro. In questa figura viene mostrato come si dispone l'asse  $\langle c \rangle$  a seconda delle varie temperature di deformazione. La figura polare di alta temperatura è paragonabile ai dati ottenuti (Passchier and Trouw, 1996).



### *Analisi dell'aggregato di Quarzo in basso a destra*

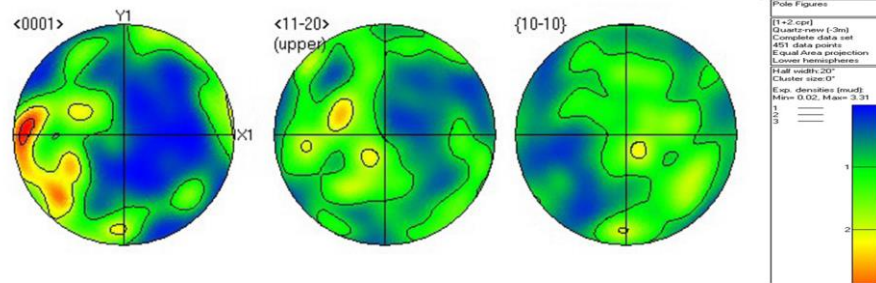
L'aggregato di quarzo in esame è caratterizzato da una foliazione obliqua in direzione NE-SW nella sezione. Le figure polari che sono state prodotte hanno evidenziato una caratteristica interessante rispetto a quelle analizzate precedentemente. Come per le altre figure polari l'attenzione viene concentrata sull'asse (c) {0001}, gli assi prismatici (a) {11-20} e i poli ai prismi *m*.



**Figura 1412.** *Figure polari relative alla seconda serie di analisi in EBSD dei cristalli di Quarzo.*

Nella figura polare {0001} è possibile notare come i massimi relativi alle direzioni degli assi  $\langle c \rangle$  del Quarzo siano differenti da quelli precedenti. In particolare in questo caso tendono a salire verso N-E della sfera, aspetto che verrà approfondito nelle conclusioni. La distribuzione dei massimi comunque tende a identificare un sistema di slip in direzione  $\langle c \rangle$  caratteristico di alta temperatura.

## 4. Conclusioni



**Figura 15.** Figure polari date dall'unione della prima serie e della seconda serie di dati. Si nota come prevalgano i massimi dell'asse  $c$  nella sfera  $\{0001\}$ , ad indicare il sistema di slip prismatico in direzione  $\langle c \rangle$ .

Lo studio delle orientazioni cristallografiche del Quarzo con la tecnica EBSD ha permesso di ottenere informazioni che hanno portato al riconoscimento dei meccanismi di deformazione che sono stati subiti dalla roccia in esame. L'osservazione delle figure polari ottenute nelle due zone d'analisi ha permesso di identificare un sistema di slip prismatico in direzione  $\langle c \rangle$ , particolarmente evidente nella figura  $\{0001\}$  della prima serie di dati. Questa interpretazione viene infatti giustificata da un confronto bibliografico, infatti secondo *Passchier & Trouw 2005*, il meccanismo di deformazione che porta ad un'orientazione cristallografica tale sarebbe dovuto ad una deformazione di alta temperatura. L'ipotesi viene avvalorata dalla *tesi Sgreva 2014*, nella quale è stata evidenziata una deformazione duttile del granato dovuto ad un meccanismo di dislocation creep. Dalle osservazioni di Sgreva risulta che la deformazione è presente ma non pervasiva, concentrata sulla matrice di Quarzo, K-feldspato e sillimanite. La deformazione per dislocation creep è caratteristica in una deformazione duttile del Quarzo ad alte temperature (*Passchier and Trouw, 1996*).

L'analisi delle figure polari del secondo set di dati ha permesso di evidenziare una seconda foliazione orientata diversamente dalla prima. Dai dati risulta anch'essa prodotta da una deformazione di alto grado metamorfico. L'orientazione di questa foliazione suggerisce l'ipotesi di un evento deformativo antecedente che è stato sovrainpresso in seguito a quell'evento di alta temperatura che ha prodotto la foliazione principale.

Il confronto dei vari risultati ottenuti ha permesso di giustificare lo scopo di questo lavoro di tesi, ovvero verificare che effettivamente la roccia in esame fosse stata deformata in facies granulitica, in condizioni di alto grado metamorfico. Inoltre ha permesso di notare la presenza di un'altra foliazione antecedente, anch'essa avvenuta in facies granulitica.

## **Bibliografia**

Caggianelli A., Liotta D., Prosser G. & Ranalli G. (2007) – Pressure-temperature evolution of the late Hercynian Calabria continental crust: compatibility with post-collisional extensional tectonic. *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.

Sgreva R.N. (2014) – Tesi di laurea, deformazione duttile dei necks di granati budinati in facies granulitica.

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

Barker A.J. (1990) – Introduction to metamorphic texture and microstructures. Blackie, Glasgow and London.

Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F. (1976) – An outline of structural geology. Wiley Ed.

Ramsay J.G & Huber M. (1983) – The technique of modern structural geology. Academic Press, London

Dewey J.F., Helman M.L, Turco E., Hutton D. H. W. & Knott S.D. (1989) – Kinematics of western Mediterranean. *Geol.Soc.London Spec. Publ.* 45,pp. 265-283.

Somma R. Martin-Rojas I. (2011) – From Alpime syn-orogenic deformation to late-orogenic clockwise rotations in the Calabria-Peloritani Arc. *Geological Field Trips*.

Neri G., Orecchio B., Totaro C., Falcone G. & Presti D. (2009) – Subduction Beneath Southern Italy Close the Ending: Result from Seismic Tomography. *Seismological Research Letters*, 80 (1) doi: 10.1785/gssrl.80.1.63

Jolivet L., Faccenna C., Goff B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funicello R., Cadet J.P., D'Agostino N. & Parra T., (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.

Carbone S., Guanieri P., Lentini F. (2004) – Integrazione di dati geologici e geofisici per un quadro geodinamico del sistema appennino meridionale arco-calabro-sicilia. *Journal of Geodynamics*, 34/1, 143-160.

Rossetti F., Goffe B., Monie 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. (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

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., Zetterstrom 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.

Cess W. Passchier, Rudolph A. Trouw. (2005) – *Microtectonics*. Springer.

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.