

# Indice

Abstract	pg.	3
Introduzione	pg.	4
1. Contesto geologico	pg.	5
2. Frammentazione e CSD	pg.	9
2.1 Concetti generali		
2.2 Frammentazione		
2.3 Due modelli teorici		
2.4 Clast Size Distribution		
3. Analisi d'immagine	pg.	14
3.1 Elaborazione delle immagini		
3.2 Descrizione dei dati ottenuti		
4. Commento dei dati	pg.	18
4.1 Discussione del D		
4.2 Discussione dei parametri di forma		
5. Conclusioni	pg.	29
5.1 Differenze tra quarzo e plagioclasio		
5.2 Differenze di forma e D con il rigetto		
Bibliografia	pg.	31



## Abstract

The fabric of fault rocks (existence of foliations, matrix vs fragments ratio, etc.) is one of the parameters which influences the whole mechanic behavior of a fault, since the aseismic to the coseismic phases. In experiments driven in room humidity and temperature conditions on the same non cohesive fault rocks, was observed that fabric and frictional properties (for example the possibility of enucleating seismic ruptures) show an evolution with displacement. Nowadays, data on natural samples regarding the evolution of fabric with displacement are missing. It must be considered that in nature is also present, next to the mechanic role of abrasion and comminution, chemical processes like the fluids action on the rock during fragmentation (mineral dissolution, secondary mineral precipitation, etc.).

In this work are studied the fabric and the clast size distribution of fault rocks sampled from the Gole Larghe Fault Zone, Adamello (Southern Alps). The samples selected belong to seismogenic faults with cataclasites and pseudotachilites, which displacement grows from 0 to 9.8 centimeters. These faults were active at the base of the seismogenetic crust (9-11 km depth and 250-280 Celsius).

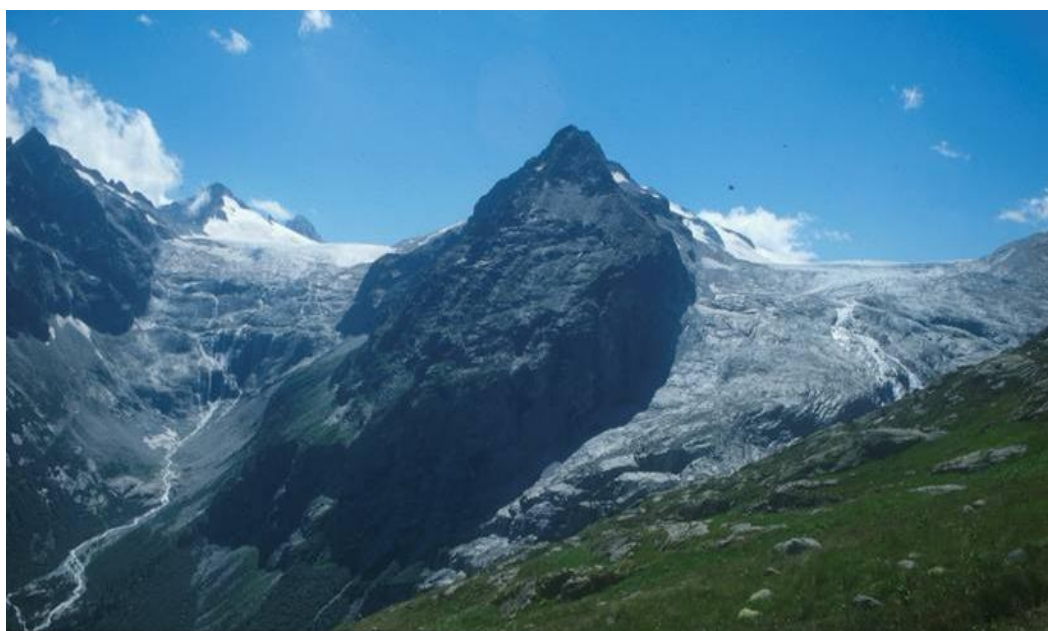
The fabric of the fault rocks is studied from four SEM-BSE images, taken at 100X and 400X magnifications, for each of the two samples. Clast size distribution, shape factors and orientation are going to be calculated using image analysis techniques. The data obtained this way are discussed, also thanks to experimental observations from literature, in order to determine the main deformative processes undergoing in the fault during the seismic cycle.

## Introduzione

Questo lavoro è incentrato nell'estrazione di dati quantitativi che permettono la caratterizzazione del fabric di due cataclasiti, derivanti entrambe dal campionamento presso la faglia delle Gole Larghe. I due campioni differiscono per il displacement, che varia tra approssimativamente zero e circa 9,8 cm. Nel lavoro è presente il tentativo di utilizzare le misure quantitative per cercare un collegamento tra l'aumento del rigetto e variazioni nel fabric, descritte sia qualitativamente che quantitativamente, attraverso il calcolo di CSD (Clast Size Distribution) e vari altri parametri geometrici descrittivi della forma dei clasti. La descrizione riguarda quattro foto SEM-BSE, due per ciascun campione, a 100X e 400X di ingrandimento. In seguito saranno anche spiegati e commentati i parametri e il metodo di estrazione dei dati: l'analisi d'immagine. Lo scopo dell'estrazione di questi dati sta nel tentativo di individuare e ponderare i vari meccanismi agenti nella faglia, che come sarà visto mostra prove di essere stata sismogenetica, con condizioni P-T congrue con quelle vicine alla transizione tra regime di stress fragile e plasticità cristallina, alla base, cioè, della crosta sismogenetica. In particolare sarà osservato come all'aumentare del rigetto si ha una vera e propria evoluzione della microstruttura e delle proprietà frizionali. A un livello più generale questi dati, accompagnati da altri derivati da campioni con rigetti fino a 5 m, potranno servire per studiare i meccanismi agenti, in particolare chimici e meccanici (frammentazione e propagazione delle fratture), presso le faglie sismogenetiche, durante il ciclo sismico in generale. Oltretutto i meccanismi individuati potranno essere comparati a quelli studiati in lavori sperimentali sulle rocce di faglia.

# 1. Contesto Geologico

L'oggetto dello studio sono campioni derivanti dalla faglia delle Gole larghe, una faglia sismogenetica coeva con il raffreddamento del plutone dell'Adamello e coerente con la cinematica della linea del Tonale, alla quale è subordinata gerarchicamente.



**Figura 1. Panoramica della Faglia delle Gole Larghe, con vista del fronte del ghiacciaio della Lobbia (foto di S. Mittempergher).**

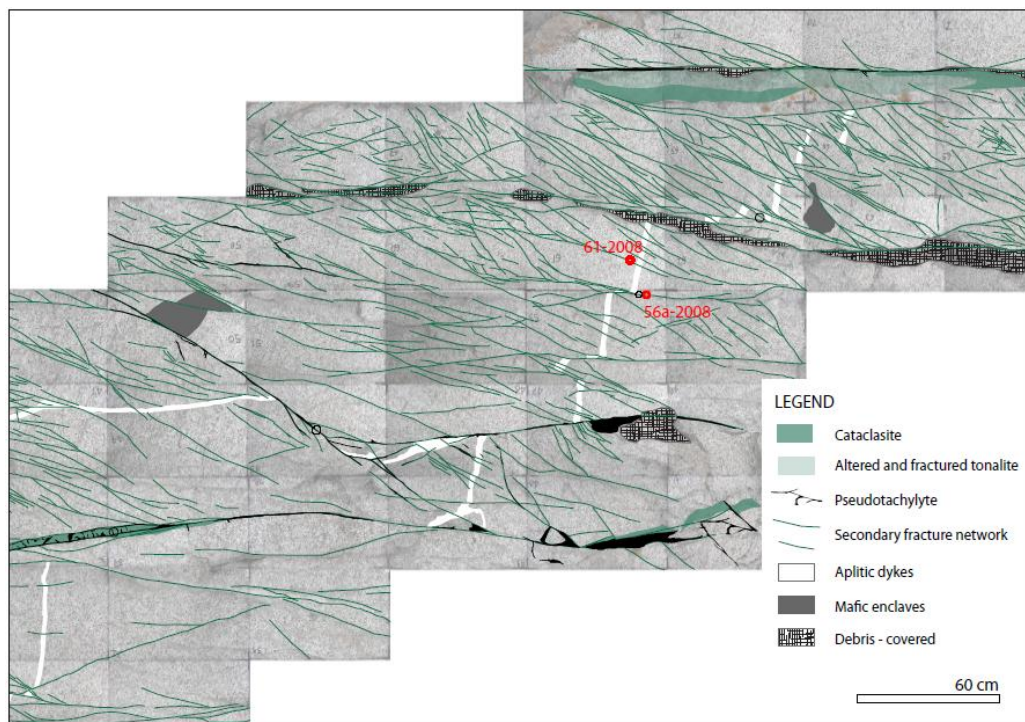
La faglia intercetta il batolite dell'Adamello, con un ambiente di attività della stessa stimato ad una profondità di 9-11 km con temperature di 250-280°C (Di Toro and Pennacchioni, 2004). La cinematica è coerente con la linea del Tonale, il segmento centrale del Lineamento Periadriatico, con un oblique slip in cui prevale la componente lungo strike, risultando, approssimando, in uno strike slip destro. È stato possibile stimare un rigetto attorno ai 1100 m distribuito su una zona di faglia spessa 500 m e costituita da almeno 200 faglie subparallele nella sola zona di studio (ibidem). In generale il basso rapporto tra rigetto e spessore della faglia ci suggerisce di classificare la faglia come faglia forte, con un alto coefficiente d'attrito.



**Figura 2. Foto della zona di faglia. Sono visibili i giunti riattivati a dare le circa 200 faglie subparallele nella zona di faglia.**

In generale il batolite dell'Adamello è costituito da 4 unità inferiori i cui nomi sono, in ordine da sud a nord: Re di Castello, Adamello Occidentale, Avio e Cime Centrali, Presanella. L'età di queste tende a decrescere nell'ordine suddetto, dai 42-40 Ma del Re di Castello ai 33-29 Ma della Presanella. In particolare il plutone della Presanella è coevo con lo scorrimento destro nella Linea del Tonale. La faglia della Gole Larghe è localizzata nelle tonaliti di Avio, rocce le quali registrano la sequenza deformativa completa della zona, nella quale la faglia è attiva solo durante la fase finale (ibidem). La prima fase è costituita dallo sviluppo di joint orientati NNE-SSO ed ESE-ONO, dovuti al raffreddamento del plutone intermedio. Successivamente con l'azione della deformazione gli stessi sono riutilizzati come miloniti, con sviluppo di shear zones in facies anfibolitica. Nella fase

finale in particolare i joint orientati ESE-ONO vengono riattivati in senso fragile, con sviluppo della zona di faglia della Faglia delle Gole Larghe, in cui insieme alle cataclasiti non sono infrequenti prove di attività sismica, in particolare di formazione di pseudotachiliti. È stato possibile datare questa fase tardiva fragile nella storia deformativa, tramite misure geocronologiche con Ar-Ar in campioni di pseudotachiliti, con valori di  $29.8 \pm 0.4$  Ma, da cui è quindi possibile evidenziare la contemporaneità con il raffreddamento della Presanella e l'attività lungo la linea del Tonale. La scelta di questa faglia sta nel fatto che è stata sismogenetica, con un passaggio documentato da flusso cataclastico a formazione di fusi frizionali. Altro motivo sono le condizioni in cui presso della stessa si svilupparono terremoti, molto simili a quelle della base della crosta sismogenetica. Un ruolo importante l'ha avuto anche l'ottima esposizione dell'affioramento, lasciato scoperto dallo scioglimento del ghiacciaio della Lobbia, in cui si ha esposta l'intera zona di faglia.



**Figura 3. Zona di campionamento: sono osservabili i punti di prelievo dei campioni 61 (0 cm) e 56\_a (9.8 cm), presso fratture tipo Riedel. Si osservano pure alcuni giunti riattivati in faglie principali, suborizzontali (foto di S. Mittempergher).**

In questo affioramento, in particolare, sono state campionate da fratture secondarie (tipo Riedel) delle cataclasiti, che registrano diversi rigetti, da un valore di 0 cm del campione 61 ad un valore di 9.8 cm, per il campione 56\_a. Sono faglie secondarie, sviluppate con lo scorrimento di quelle principali (da attivazione dei giunti del plutone), che coinvolgono dunque roccia inizialmente integra, scelte nelle osservazioni proprio per quest'ultimo motivo. I due campioni, per motivi di semplicità d'ora in poi saranno citati come 0 cm e 9.8 cm.



## 2. Frammentazione e CSD

Tra i meccanismi che è stato possibile studiare gioca un contributo fondamentale la frammentazione, e per questo diventa importante cercare di quantificare il fenomeno in modo semplice, partendo dal concetto di frattale.

### 2.1 *Concetti generali*

La geologia studia molti fenomeni che si mantengono simili a se stessi al variare della scala, in modo tale che non sia possibile, senza un oggetto di dimensioni note, capire la scala di osservazione del fenomeno stesso. Tra i fenomeni geologici che essendo simili a se stessi rendono non deducibile la scala di osservazione ci sono sicuramente le distribuzioni di frequenza vs dimensioni dei frammenti di roccia, ambito di interesse di questo lavoro nel contesto particolare delle cataclasi. Questo tipo di distribuzione è definita di tipo frattale, almeno dal punto di vista puramente teorico, e richiede come condizione che il numero di oggetti più grandi di una specifica dimensione siano legati a tale dimensione con una cosiddetta legge di potenza. In generale la distribuzione di legge di potenza applicata ai fenomeni geologici è tale per cui non debba essere specificata una certa scala, per cui si presta perfettamente a descrivere i fenomeni frattali, scala invariante.

Un fenomeno pienamente frattale non può esistere in natura, per cui spesso si hanno limiti superiori ed inferiori entro i quali si può considerare un fenomeno frattale, ma così facendo, per evitare sovrapposizioni, al concetto di “uguale a sé stesso” si sostituisce quello di “simile a sé stesso”. Infatti la definizione di frattale è puramente matematica e per i fenomeni naturali si può solo affermare come la non definizione della scala sia statistica e valida solo per alcuni intervalli della scala di osservazione. Un esempio per questa osservazione sta nel vedere come nel caso di una cataclasi la scala più piccola sia nelle dimensioni stesse del campione, mentre quella massima è relativa al frammento di roccia più piccolo, e risulta quindi necessitato lo studio delle distribuzioni entro questo intervallo.

## 2.2 Frammentazione

La distribuzione di frequenza vs dimensioni dei frammenti si è dimostrata di tipo frattale da cui deriva l'enunciazione della legge di potenza:

$$N(r' > r) = \frac{C}{r^D}$$

Questa equazione relaziona il numero  $N$  di clasti con raggio  $r'$  maggiore di  $r$  allo stesso raggio  $r$  del clasto, attraverso il termine  $D$ . In realtà, come sarà spiegato successivamente, è praticamente indifferente considerare  $N(r' > r)$  o  $N(r' = r)$  nel determinare  $D$  (Heilbronner et al. 2006).

Questo  $D$ , detto dimensione frattale, è il termine importante nella definizione qualitativa di frammentazione e sarà l'oggetto di calcolo in tutto il procedimento. Tuttavia sarebbe opportuna una discussione se effettivamente i risultati ottenuti siano di una distribuzione frattale, cioè se questo  $D$  si mantenga in termini numerici a varie scale, il che equivale coprire molti ordini di grandezze nelle misure di dimensioni dei clasti. Tuttavia in questo lavoro non si discuterà su questo fatto ma il  $D$  sarà semplicemente calcolato per caratterizzare la microstruttura e sarà definito, per semplicità pendenza (vedi capitolo 2.4).

## 2.3 Due modelli teorici

Un modello di frammentazione matematico prevede di considerare un cubo  $N_0$  con lato  $h$  e volume  $V_0$ , la cosiddetta cella di ordine 0 da cui avviare la frammentazione. Così facendo si sono ottenuti 8 cubi ( $N_1=8$ ) con lato  $h/2$  e volume pari a  $1/8$  di  $V_0$  ( $V_1 = \frac{1}{8} \cdot V_0$ ). A questo punto il concetto di base del modello, la "renormalization" ci permette di considerare le celle  $N_1$  di ordine zero e quindi riprendere la frammentazione. In aggiunta a questo va citata la probabilità di frammentazione  $f$ , con valori che variano da  $1/8$ , il che significa che un solo cubo è coinvolto, a 1 in cui  $8/8$  cubi sono coinvolti, compresi i multipli di  $1/8$

nell'intervallo. Considerando anche questo aspetto, il numero di cubi frammentati all'n-esima fase di frammentazione sarà definito da:

$$N_n = (8f)^n \cdot N_0 \quad \text{con } f \in \left\{ \frac{1}{8}; \frac{2}{8}; \frac{3}{8}; \frac{4}{8}; \frac{5}{8}; \frac{6}{8}; \frac{7}{8}; \frac{8}{8} \right\}$$

Mentre i cubi non frammentati saranno definiti da:

$$N_{na} = (8f)^n \cdot (1 - f) \cdot N_0$$

E infine, il valore della dimensione frattale D, ricavato dalle espressioni precedenti:

$$D = \frac{3 \cdot \ln(8f)}{\ln(8)}$$

Per questo modello il variare di f tra 1/8 e 8/8 obbliga D a variare tra 0 e 3, mentre si osserva negli esperimenti ed in letteratura come il valore di D cada al di fuori di questo intervallo puramente teorico. Tuttavia non sono esclusi dalla definizione di frattali anche le distribuzioni che mostrano valori di D oltre il 3.

Un modello alternativo, il “comminution model”, per la frammentazione è stato elaborato da Sammis e prevede un valore fisso di  $D = 2.585$ , numero che è stato riscontrato effettivamente in esperimenti con gouge naturali. Il ragionamento di base è che due particelle con dimensioni simili o uguali, a contatto, non possano rimanere integri. Questo concetto è tradotto in pratica mantenendo integri, a ogni fase di frammentazione, che prende come esempio ancora una volta un cubo, le celle presenti ai vertici opposti, come si vede nella figura seguente.

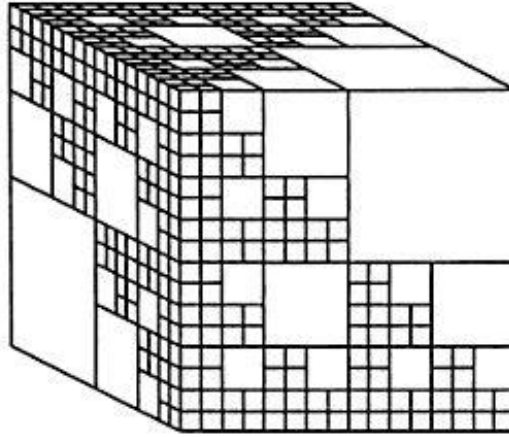


Figura 4. Schema del "comminution model" proposto da Sammis. Dimensione del cubo fino ad  $h/16$  (Turcotte et al.)

Il modello può essere descritto in modo discreto, secondo le equazioni:

$$N\left(r = \frac{h}{2}\right) = 2; N\left(r = \frac{h}{4}\right) = 12; N\left(r = \frac{h}{8}\right) = 72; \text{ecc.}$$

$$D = \frac{\ln\left(\frac{N_{n+1}}{N_n}\right)}{\ln\left(\frac{r_n}{r_{n+1}}\right)} = \frac{\ln 6}{\ln 2} = 2.585$$

Diversamente da ciò, può essere descritto con la statistica cumulativa:

$$N\left(r \geq \frac{h}{2}\right) = 2; N\left(r \geq \frac{h}{4}\right) = 14; N\left(r \geq \frac{h}{8}\right) = 86; \text{ecc.}$$

Il valore di  $D$  sarà diverso e in particolare il best fit con la legge di potenza sarà per  $D = 2.6$ .

Nel lavoro si adotta in particolare la distribuzione cumulativa e non discreta, perché si presta meglio al confronto con i dati sperimentali. Si osserva tuttavia come le due distribuzioni, discreta e cumulativa, portino a valori di  $D$  del tutto confrontabili, ma solo se il  $D$  atteso sarà maggiore di 1.

## 2.4 *Clast Size Distribution*

La CSD è visualizzata in grafici in cui il logaritmo naturale di ogni raggio (ascissa) è confrontato con il logaritmo naturale del numero di clasti aventi dimensioni maggiori o uguali a quel raggio (ordinata).

Riprendiamo la formula che descrive il valore di D:

$$D = \frac{\ln\left(\frac{N_{n+1}}{N_n}\right)}{\ln\left(\frac{r_n}{r_{n+1}}\right)}$$

Questo valore D rappresenterà la pendenza della linea di tendenza nel grafico del CSD, che descrive il best fit dei dati raccolti. Siccome non risultano distribuzioni frattali in questo lavoro, il D sarà citato semplicemente come pendenza.

Nel caso bidimensionale, affine a questo lavoro, poiché la probabilità di sezionare un frammento è proporzionale alle sue dimensioni,  $N_{n+1}$  è moltiplicato per  $r_{n+1}$  e quindi D decresce di una unità, con  $D=1.6$  (Heilbronner et al. 2006). Ovviamente ottenere questo risultato farebbe presupporre l'esclusiva azione della frammentazione nello sviluppo della cataclasite, per cui è puramente teorico.

### **3. Analisi d'immagine**

I dati di partenza sono costituiti da quattro foto SEM-BSE, in particolare si tratta di due foto per ciascun campione, scattate a 100X e 400X. La diversità di ingrandimento è scelta in modo tale da osservare e misurare al più piccolo ingrandimento una parte vasta di campione e allo stesso tempo osservare al variare della scala come si comporta il coefficiente D. Infatti con questi due ingrandimenti si è riusciti ad osservare oggetti tra 0.6 e 100  $\mu\text{m}$ , cioè quasi tre ordini di grandezza. Oltretutto si è cercato di acquisire le foto in modo che l'area coperta al 400X non fosse inferiore al 25-30% di quanto acquisito al 100X, in entrambi i casi.

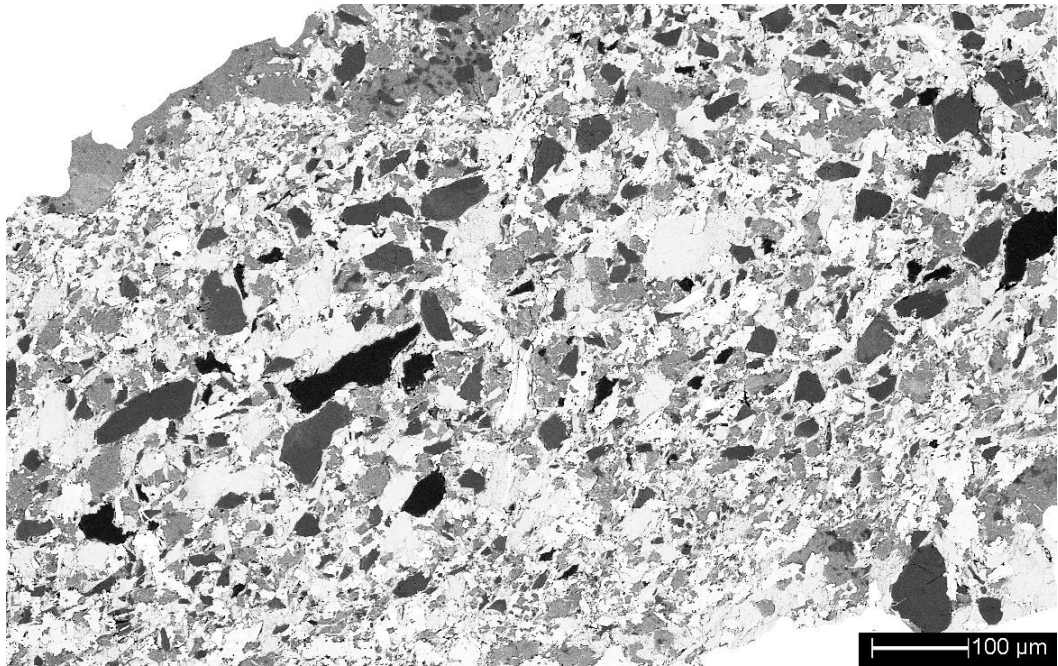
#### **3.1 *Elaborazione delle immagini***

Una volta ottenuto questi dati con programmi di elaborazione (Adobe Photoshop e ImageJ) foto è stato possibile unire le varie foto per costruire un collage. Poi si sono elaborate in modo tale da nascondere le imperfezioni più evidenti, dovute alla polvere sulla sezione e alle crepe del campione, e migliorare alcune parti interne ai clasti, rendendoli più omogenei, per evitare di incontrare problemi successivamente. Con le curve dei colori dell'immagine poi si è agito in modo tale da separare i valori di grigio dei due minerali, tra di loro e dalla matrice di feldspato alcalino, epidoto e altri minerali accessori.

Immediatamente dopo si è proceduto a selezionare l'intervallo di grigi caratteristico di quarzo e plagioclasio, in modo da ottenere una mappa in due colori in cui sarebbero risaltati, alternativamente i clasti di un minerale e dell'altro. Infatti, come è noto, al SEM, i valori di grigi di quarzo e plagioclasio risultano diversi per i diversi pesi atomici dei costituenti dei minerali stessi, con quarzo che tende al nero e plagioclasio ad un grigio scuro.

Poi c'è stata una fase prevalentemente manuale di controllo e di miglioramento dei clasti nell'immagine a due colori, per sopperire ai problemi di selezione dei grigi e alle selezioni inopportune (crepe, plaghe, ombre, ecc.).

C'è da dire come questo procedimento sia stato vantaggioso solo nel caso dei 100X, per cause prevalentemente legate alla risoluzione dell'immagine. Nel caso dei 400X invece l'elaborazione è stata eseguita tramite JMicrovision, che ha permesso di selezionare i clasti ad uno ad uno con discreta precisione, direttamente dalla foto originale, una volta però tolte le imperfezioni.



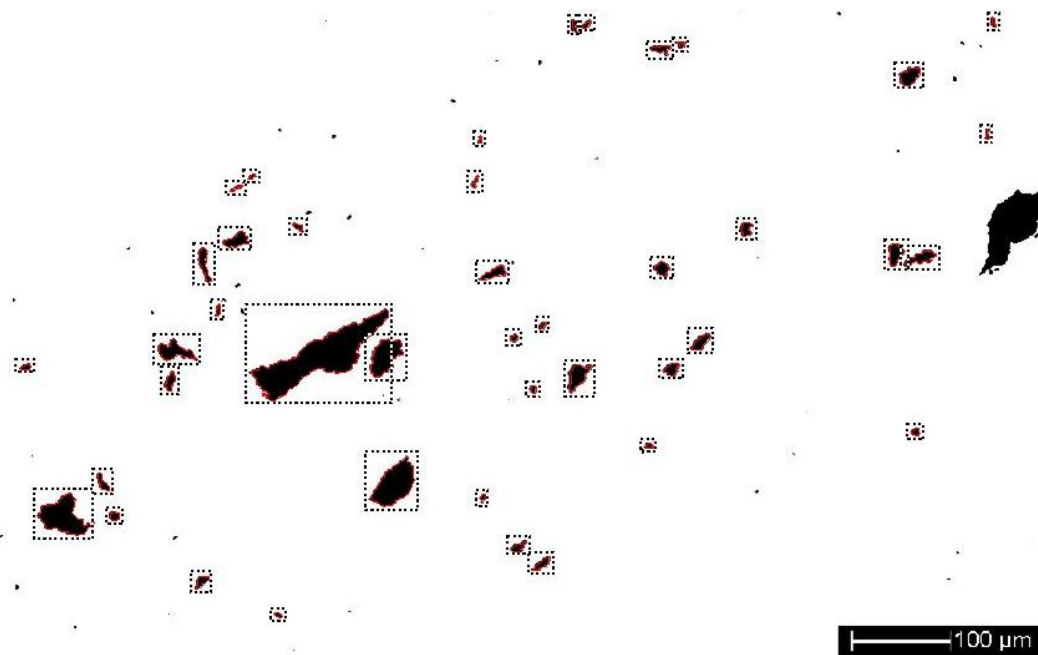


Figura 5. I tre passi successivi di pulitura, mappatura e selezione dei clasti, in particolare di quarzo. Foto del campione 0 cm, 100x di ingrandimento.

### 3.2 *Descrizione dei dati ottenuti*

Una volta ottenuta la mappa dei clasti nel primo caso e una volta completata la selezione del secondo comunque si è utilizzato JMicrovision per individuare e misurare ad uno ad uno i clasti. In particolare le misure utilizzate in quest'ambito sono state per ciascun clasto: il perimetro, l'area, il diametro equivalente, l'orientazione e altri parametri detti descrittori di forma.

- **Area e Perimetro:** Sono calcolati tramite il conteggio dei pixel che costituiscono l'interno o il perimetro di ciascuna selezione, una volta fatta la proporzione di scala, calibrata direttamente nel programma.
- **Diametro equivalente:** Il programma fornisce il diametro del cerchio con la stessa area dell'oggetto (diametro equivalente), che una volta trasformato nel **raggio equivalente** si utilizza per ricavare il CSD.



- ***Orientazione***: Il programma fitta ciascuna forma selezionata con un'ellisse equivalente e calcola in senso orario l'inclinazione dell'asse maggiore dello stesso (detto ***asse di orientazione***) rispetto all'orizzontale.
- **Assi *L* ed *S***: sono le lunghezze di massimo ingombro dell'oggetto selezionato, calcolate rispettivamente parallelamente e ortogonalmente all'***asse di orientazione***.
- ***Allungamento***: Rapporto tra l'asse maggiore ***L*** e minore ***S*** dell'oggetto
- ***Convessità***: Rapporto tra il perimetro convesso ed il perimetro dell'oggetto.

In aggiunta ai precedenti, si possono considerare anche altri parametri (Heilbronner et al., 2006) le cui dimensioni sarebbero calcolate da alcuni dei parametri precedenti. I valori **A** e **P** sono forniti direttamente dal programma JMicrovision mentre **AE** e **PE** sono calcolati da solidità e convessità. La scelta è ricaduta, per problemi dovuti al calcolo di convessità, su un solo parametro, detto **deltA**.

$$\text{deltA} = \frac{\text{AE} - A}{A} \cdot 100$$

Questo parametro sarebbe sensibile degli angoli di indentazione nel clasto, se gli angoli sono piccoli, **deltA** approssima a zero, mentre la convessità, nel nostro caso, resterà comunque su valori bassi.

## 4. Commento dei dati

### 4.1 *Discussione del D*

Il calcolo della pendenza  $D$  si è eseguito a partire dai dati in uscita con un foglio di calcolo. I grafici qui riportati sono costruiti dalla dimensione dei clasti in ascissa rispetto la numerosità cumulata in ordinata (vedi il paragrafo 2.4).

In particolare nella costruzione dei grafici di CSD si sono riscontrati dei cambi di pendenza nelle curve interpretate al 400x, di cui manca la curva del quarzo della sezione 9.8 cm, per scarsità di dati. I cambi di pendenze sono legati ad errori nel selezionare i clasti vicini al limite inferiore di scala oppure a dissoluzione dei clasti più piccoli, si stabilisce dunque di tagliare a serie di dati a dei valori di cutoff scelti in questo modo: plagioclasio ha cutoff a 1.7  $\mu\text{m}$  nel campione 0 cm e 3  $\mu\text{m}$  nel campione 9.8 cm.

Inizialmente sono confrontati i valori del  $D$  a parità di minerale e di scala per osservare se con il rigetto a parità delle altre due variabili avviene qualche cambiamento. Come si osserva dai grafici il valore del  $D$  tende ad aumentare generalmente dalla sezione 0 cm alla 9.8 cm, mostrando una possibile relazione con l'aumento del rigetto. Ossia si osserva un aumento dei clasti piccoli che fa pensare ad un aumento del tasso di frammentazione nella sezione a 9.8 cm.

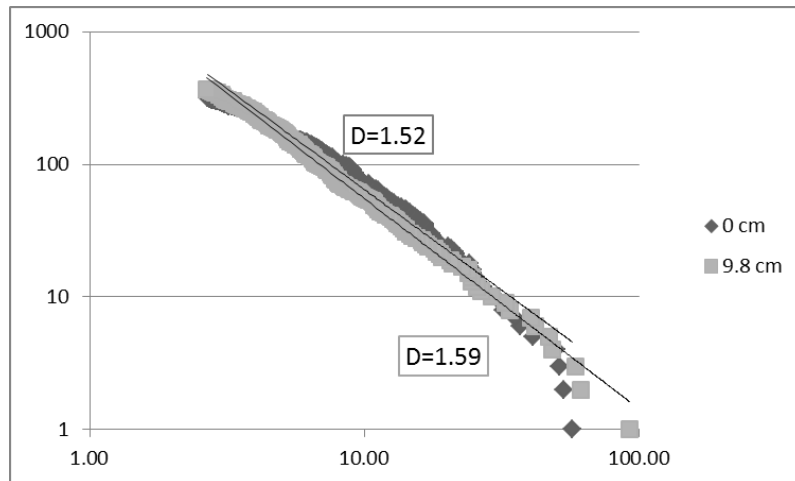


Figura 6. CSD con aumento rigetto. Quarzo, ingrandimento 100x.

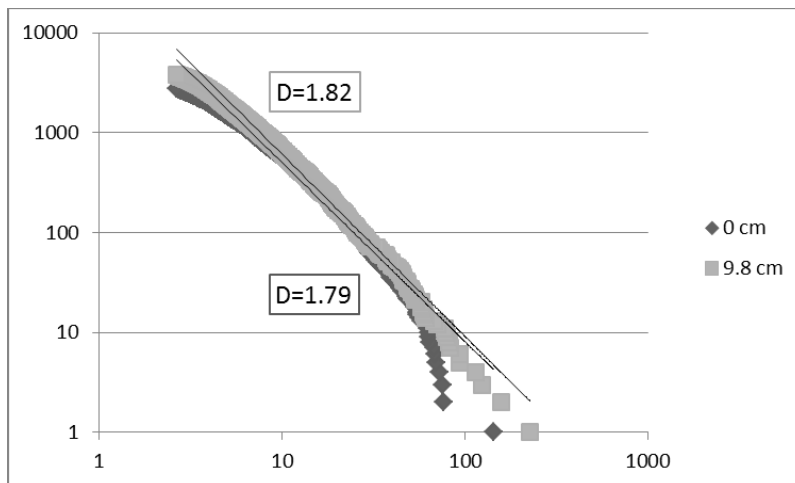


Figura 7. CSD con aumento rigetto. Plagioclasio, ingrandimento 100x.

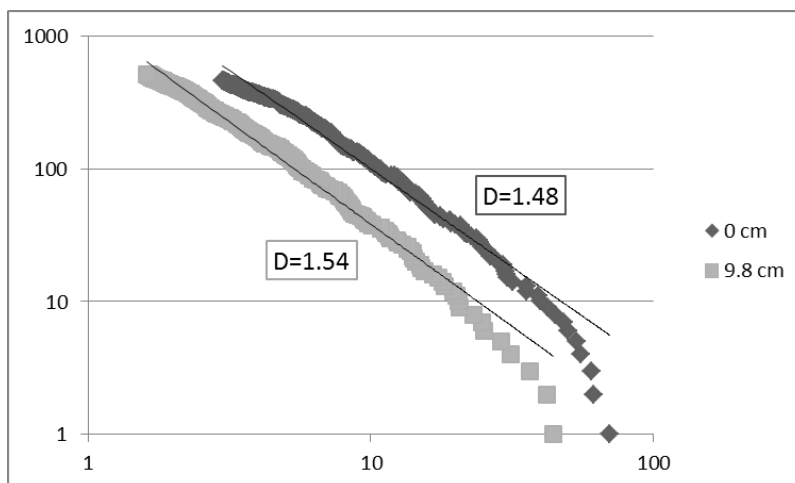


Figura 8. CSD con aumento rigetto. Plagioclasio, ingrandimento 400x.

Poi sono osservate le differenze nei valori di  $D$  tra plagioclasio e quarzo. In generale il  $D$  del plagioclasio si mantiene in valori distintamente più elevati rispetto al valore del quarzo. L'interpretazione di ciò sta nella presenza più abbondante di clasti piccoli per il plagioclasio dovuta a frammentazione più incisiva oppure, con il ragionamento opposto, nell'eliminazione di clasti piccoli di quarzo, magari per a loro dissoluzione. Questo si osserva nei grafici con quarzo e plagioclasio a confronto a scala costante e nella stessa sezione.

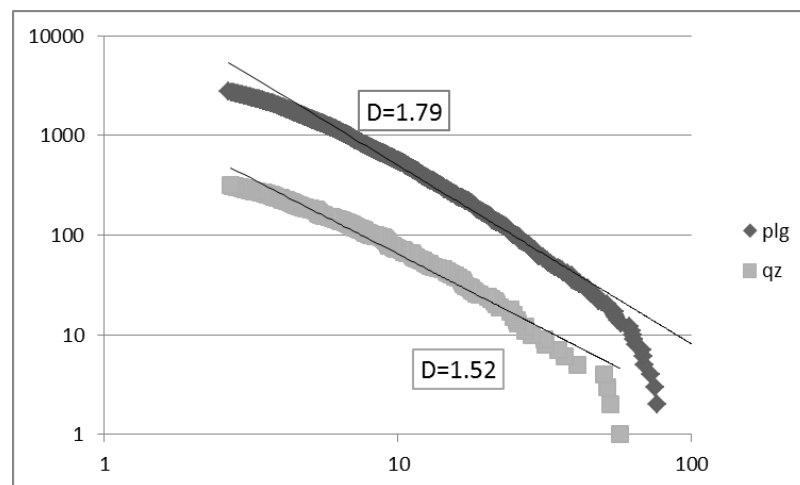


Figura 9. CSD di quarzo e plagioclasio a confronto. Sezione 0 cm, ingrandimento 100x.

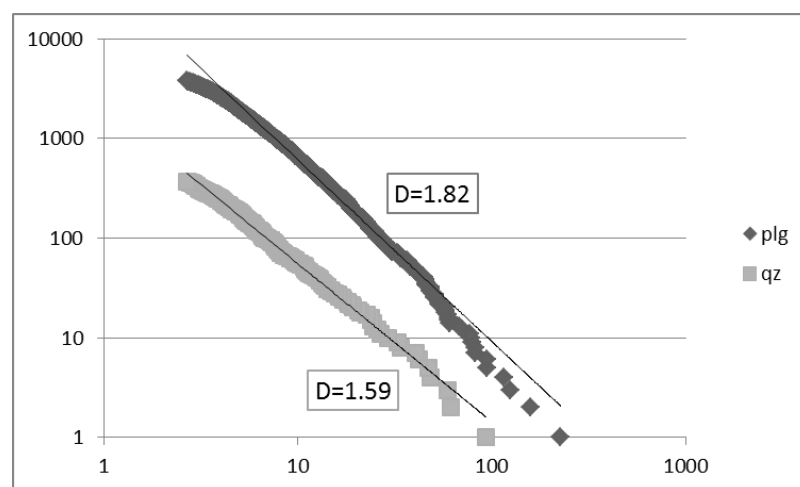


Figura 10. CSD di quarzo e plagioclasio a confronto. Sezione 9.8 cm, ingrandimento 100x.

## **4.2        *Discussione dei parametri di forma***

Il dato che immediatamente si rende evidente è come i clasti all'aumentare del rigetto subiscano nel complesso delle variazioni di forma. Da questa osservazione qualitativa di massima si possono però trarre, grazie alla selezione dei clasti con il metodo delle immagini dei dati che una volta elaborati ci consentono una trattazione più quantitativa. Fondamentale poi come i dati quantitativi possano essere utilizzati per considerazioni sull'evoluzione meccanica della roccia con il rigetto. Per vedere questo si tratta di utilizzare tutta una serie di parametri, ottenuti direttamente dal programma JMicrovision, una volta completata la selezione nell'immagine originale o in alternativa nel bitmap prodotto con ImageJ.

In particolare, tra i parametri descritti precedentemente si procede nello scegliere quelli che in maniera più ottimale visualizzino le variazioni di fabric, visibili fin da osservazioni qualitative.

Innanzitutto si è scelto di evidenziare la differenza tra i clasti con andamenti più spigolosi, di plagioclasio, dai clasti con evidenti lobi e cuspidi di quarzo. Queste forme sono ben evidenti soprattutto nelle foto che si riferiscono al campione di più basso rigetto, in quanto nell'altro caso spesso il quantitativo di quarzo presente, soprattutto nella foto con ingrandimento a 400X, si dimostra insufficiente. Nella fattispecie dell'ingrandimento a 400X della sezione 56\_a addirittura, come visto in precedenza non è stato possibile ottenere nemmeno il CSD a causa della presenza di soli 28 clasti. Il problema sta dunque nella scelta del parametro più adatto, che probabilmente, tra i vari offerti dal programma JMicrovision, è quello della convessità. Questo parametro si presta soprattutto perché confronta il perimetro convesso di ciascun frammento, calcolato interpolando i vertici più esterni di ciascuno, ed i perimetri reali corrispondenti. Ne risulterà necessariamente un valore compreso tra 0 ed 1, che tanto più sarà vicino ad 1, tanto più il clasto sarà arrotondato e privo di involuzioni o rientranze, mentre tanto più sarà vicino ad uno, tanto più i clasti saranno complessi e, si spera, vengano evidenziate le tendenze del quarzo a dare forme a lobi e cuspidi. Il problema fondamentale relativo

alla convessità sta nella scala delle rugosità dei clasti. In alcuni casi, molto più frequenti nelle immagini a 100x di ingrandimento che non nelle 400x di ingrandimento, per le rugosità vicine alla scala del pixel o pochi pixel, il programma tende a calcolare involuppi convessi con dimensioni maggiori o uguali a quelle del perimetro reale, con conseguente convessità maggiore, anche se con pochi valori decimali, ad uno. In questo caso si è scelto innanzitutto di considerare solo le sezioni al 400x per la determinazione e oltretutto non considerare nel totale, con la normalizzazione dei valori per operare il confronto, i clasti aventi convessità maggiore di 1. Da notare come il problema non dipenda dalle dimensioni del clasto selezionato ma dalla risoluzione dell'immagine. Il grafico spiega in seguito le variazioni di convessità tra i due minerali, tenendo conto dei problemi fin qui trovati. Si osserva come nei valori di convessità intermedi (0.5-0.72) prevalgono i clasti di quarzo, mentre avvicinandoci ad 1 prevale plagioclasio, con quindi una prevalenza di plagioclasio a perimetri semplici e di quarzo a perimetri più complessi.

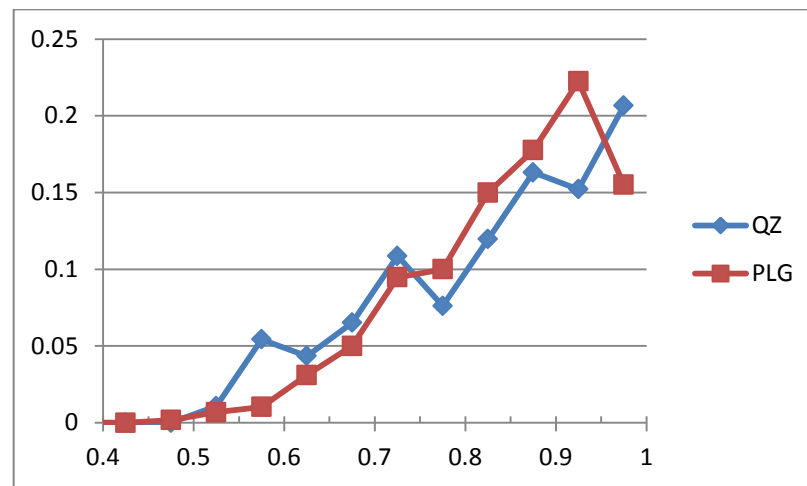


Figura 11. Convessità: confronto tra quarzo e plagioclasio. Campione 0 cm, ingrandimento 400x.

Accanto alla convessità si può utilizzare il parametro  $\Delta A$ , precedentemente citato, che permette, utilizzando area ed area convessa, di spiegare e quantificare l'ampiezza degli angoli di indentazione nel clasto (Heilbronner et al., 2006). Nei grafici successivi si evidenziano le differenze tra quarzo e plagioclasio a parità di

ingrandimento e sezione. Si osserva come esista un trend per tutte le situazioni, in parte evidente, ad avere prevalenza di valori bassi di  $\Delta A$  per plagioclasio e relativamente più elevati per invece il quarzo. Ciò significa che gli angoli di indentazione nei clasti di quarzo sono più ampi, coerentemente con le forme a lobi e cuspidi osservate.

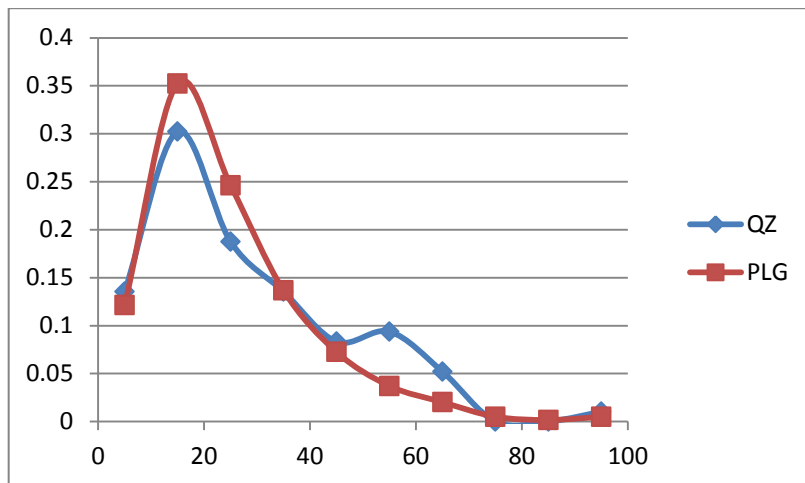


Figura 12. DeltaA: confronto tra quarzo e plagioclasio. Campione 0 cm, ingrandimento 400x.

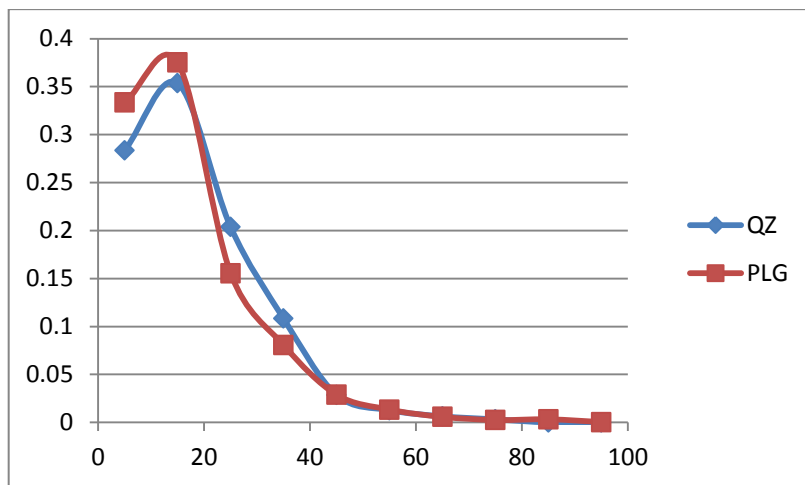


Figura 13. DeltaA: confronto tra quarzo e plagioclasio. Campione 0 cm, ingrandimento 100x.

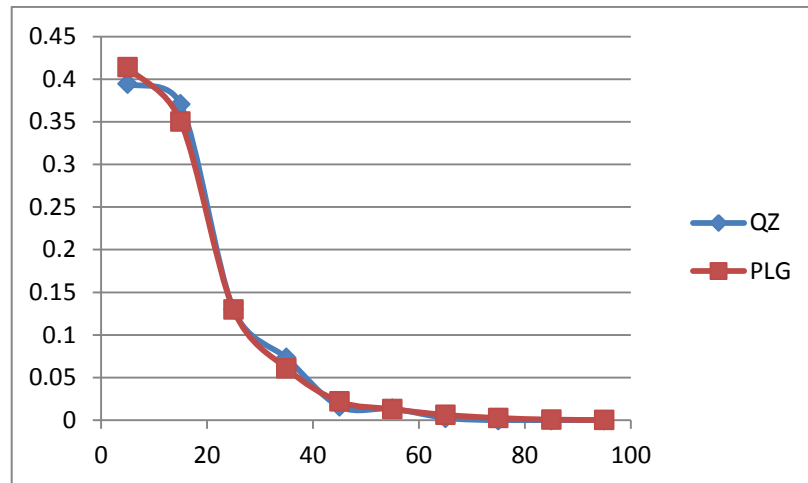


Figura 14. DeltaA: confronto tra quarzo e plagioclasio. Campione 9.8 cm, ingrandimento 100x.

Passando invece alle variazioni di fabric con il rigetto, si utilizzano parametri quali la già citata convessità, l'allungamento e l'orientazione.

Circa la convessità, sono riportati i grafici che confrontano le sezioni a rigetto diverso, fatte salve le osservazioni fatte in precedenza. I grafici successivi riportano in ascissa la convessità, contro la frequenza relativa in ordinata. I dati di convessità sono stati divisi in classi di cui è poi riportato il valore centrale.

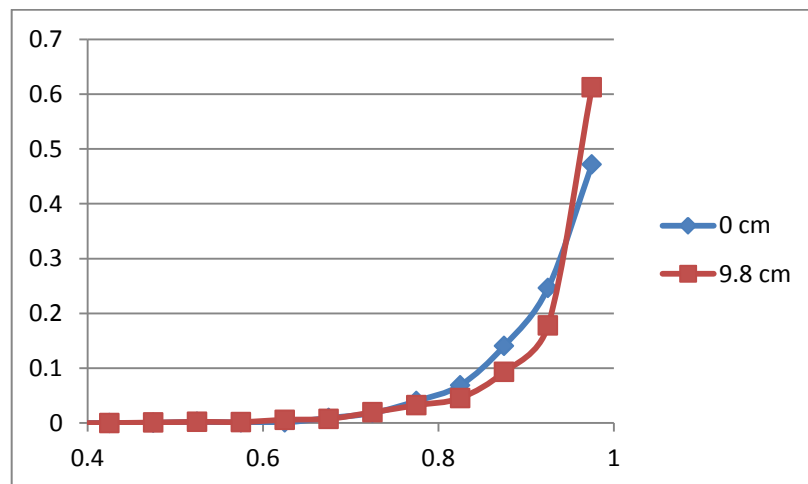


Figura 15. Convessità: confronto a rigetto crescente. Plagioclasio, ingrandimento 100x.



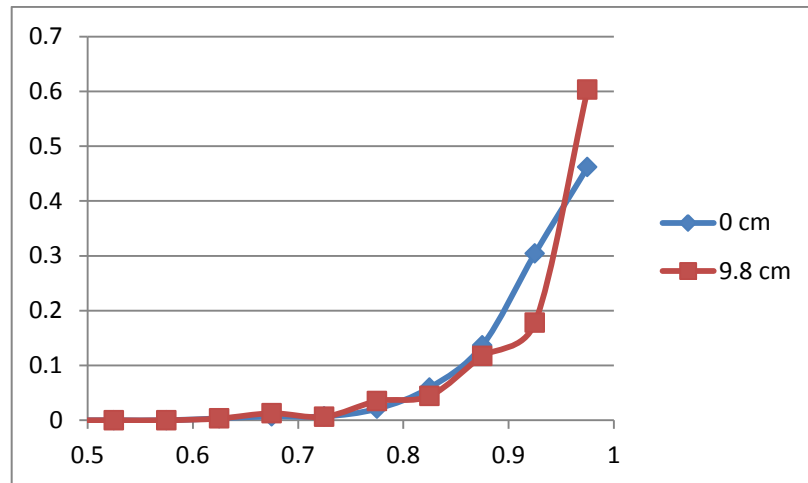


Figura 16. Convessità: confronto a rigetto crescente. Quarzo, ingrandimento 100x.

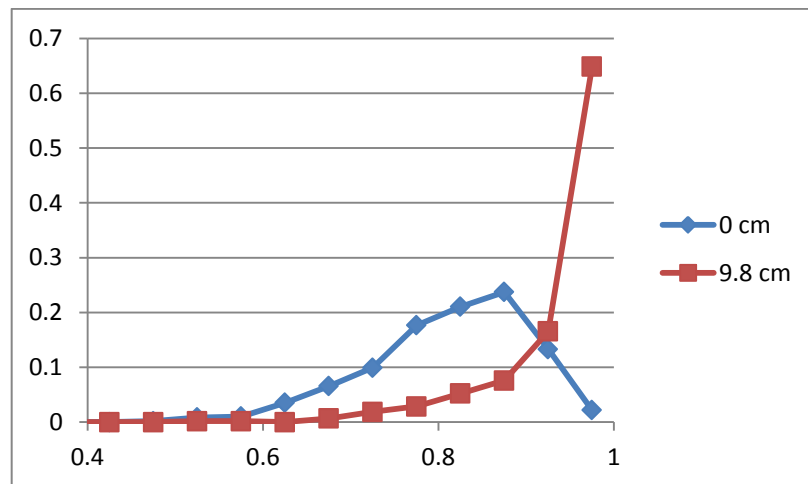


Figura 17. Convessità: confronto a rigetto crescente. Plagioclasio, ingrandimento 400x.

Sono successivamente mostrate le variazioni dell'allungamento con l'aumentare del rigetto. I grafici successivi riportano in ascissa l'allungamento, contro la frequenza relativa in ordinata. I dati di allungamento sono stati divisi in classi di cui è poi riportato il valore centrale. Si può osservare dai grafici come per plagioclasio e quarzo le tendenze siano opposte. All'aumentare del rigetto in questo caso plagioclasio tende a dare allungamenti medio-elevati e il quarzo invece tende a dare allungamenti intermedi. Le variazioni per il plagioclasio sono poco significative, ed in particolare le distribuzioni sono di tipo normale. Difficile prospettare

differenze di comportamento tra i due minerali, ma si può affermare come, evidentemente, all'aumentare del rigetto il quarzo frammenti risultando in clasti meno allungati.

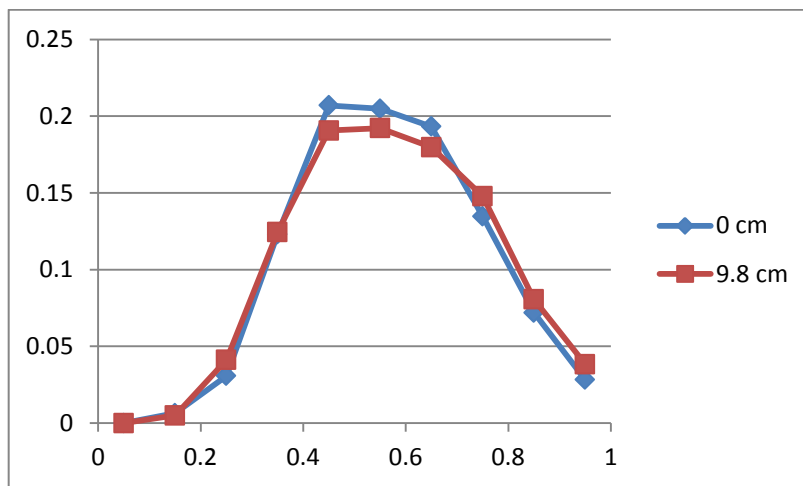


Figura 18. Allungamento: confronto a rigetto crescente. Plagioclasio, ingrandimento 100x.

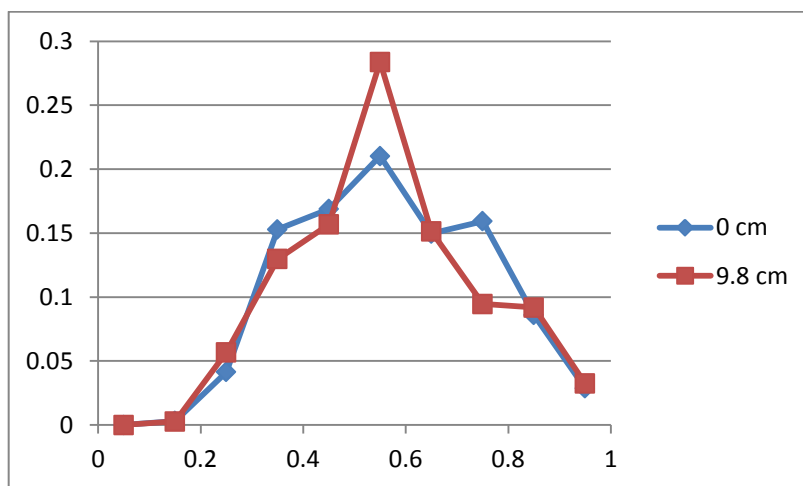


Figura 19. Allungamento: confronto a rigetto crescente. Quarzo, ingrandimento 100x.

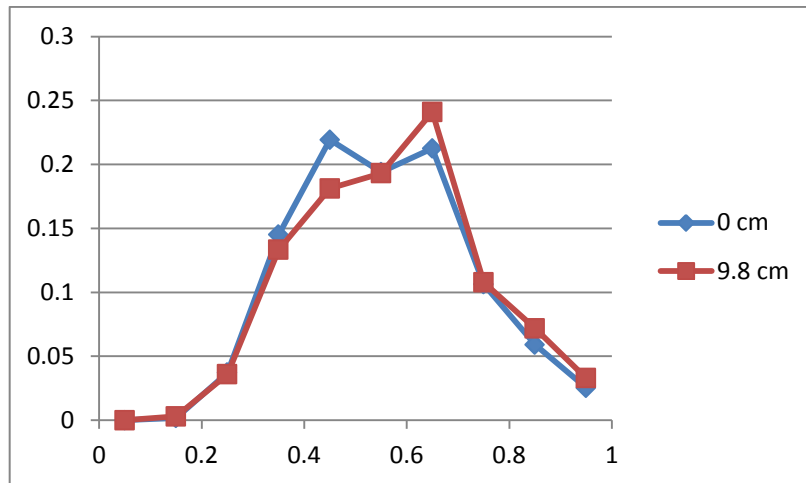


Figura 20. Allungamento: confronto a rigetto crescente. Plagioclasio, ingrandimento 400x.

Infine sono da osservare le variazioni di orientazione con il rigetto, nei grafici successivi. Qui si osserva un trend molto incisivo di spostamento verso orientazioni a basso angolo per entrambi i minerali, con l'aumento del rigetto. Assieme alle osservazioni qualitative questo fatto conferma la presenza di foliazioni e localizzazioni particolarmente evidenti nella sezione 9.8 cm.

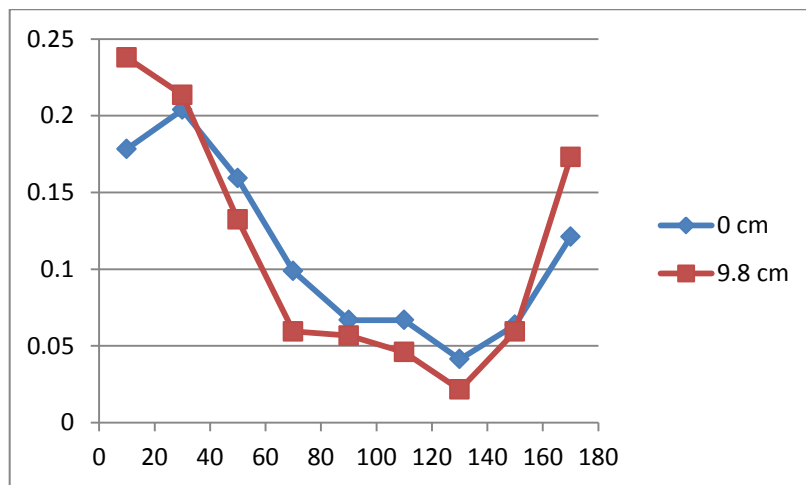


Figura 21. Orientazione: confronto a rigetto crescente. Quarzo, ingrandimento 100x.

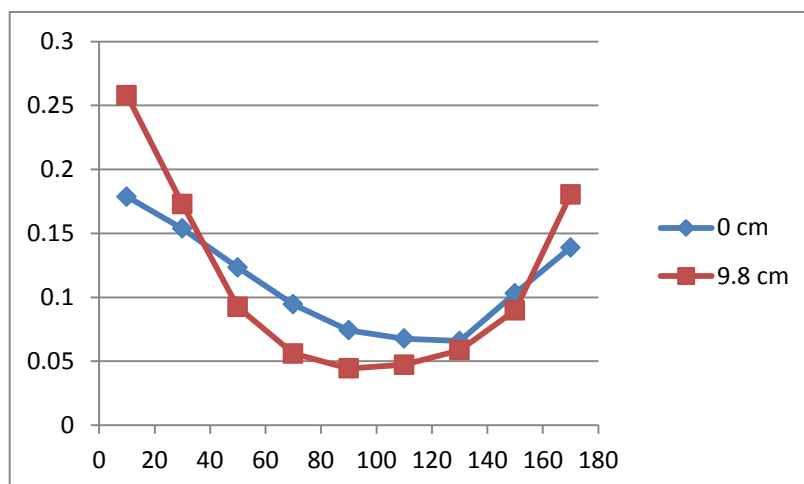


Figura 22. Orientazione: confronto a rigetto crescente. Plagioclasio, ingrandimento 100x.

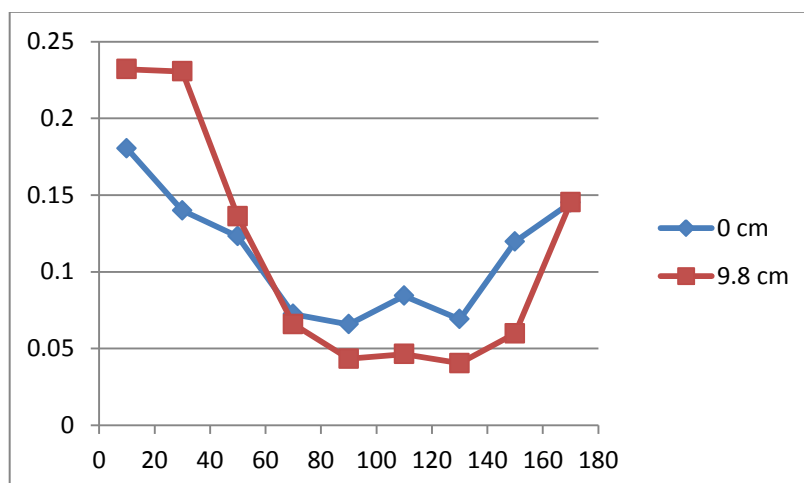


Figura 23. Orientazione: confronto a rigetto crescente. Plagioclasio, ingrandimento 400x.

## 5. Conclusioni

La conclusione di questo lavoro non può prescindere dal fatto che lo studio qualitativo ha confermato la complessa presenza simultanea di effetti meccanici e chimici nel modificare le microstrutture all'aumentare del rigetto.

### 5.1 *Differenze tra quarzo e plagioclasio*

A parità di rigetto i due minerali mostrano effettive differenze nella risposta alla deformazione agente sulla roccia.

Le distribuzioni CSD hanno evidenziato effettivamente un maggiore ruolo della frammentazione rispetto al plagioclasio. Evidentemente questo fatto è connesso alla presenza di piani di sfaldatura nel minerale, costituenti discontinuità meccaniche che a parità di deformazione, favoriscono la riduzione di grana a dispetto del quarzo. I descrittori di forma ci hanno invece permesso di osservare come il quarzo risulti maggiormente sensibile ai processi chimici di interazione tra i fluidi e la roccia, poiché ne hanno quantificato la complessità del perimetro rispetto al plagioclasio. Il quarzo viene dunque interessato in particolare dal processo di dissoluzione chimica.

### 5.2 *Differenze di forma e $D$ con il rigetto*

Al variare invece del rigetto molte sono le osservazioni che in particolare sono vicine a quelle ottenute su campioni sottoposte a deformazione con apparati rotativi, mentre molte altre aggiungono informazioni, relative a processi fluido-roccia agenti.

Innanzitutto il calcolo della composizione, cioè del rapporto tra quarzo e plagioclasio ha testimoniato proprio processi di dissoluzione chimica, in quanto tale valore è nettamente minore a quello nella roccia sana. Osservando la distribuzione CSD, si deduce un netto aumento del tasso di frammentazione per i minerali, dipendente dal maggiore rigetto. Con i valori di convessità si dimostra una sempli-

ficazione delle forme dei clasti, che è da correlare evidentemente ad attività meccaniche di abrasione dei clasti, evidentemente preponderanti parallelamente all'aumento del rigetto. Per l'orientazione, infine, la tendenza al parallelismo si traduce nello sviluppo di foliazioni.

## Bibliografia

Turcotte Donald L. (anno). *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press.

Di Toro, G., Pennacchioni, G., 2005. *Fault plane processes and mesoscopic structure of a strong-type seismogenic fault in tonalites (Adamello batholith, Southern Alps)*. *Tectonophysics*, 402 (2005) 55-80.

Heilbronner, R., Keulen, N., 2006. *Grain size and grain shape analysis of fault rocks*. *Tectonophysics*, xxx (2006) xxx-xxx.

Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A., Ito, H., 2007. *Grain size distributions of fault rocks: A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids*. *Journal of Structural Geology*, 29 (2007) 1282-1300.

Sammis, C. G., Ben-Zion, Y., 2008. *Mechanics of grain-size reduction in fault zones*. *Journal of Geophysical Research*, 113, B02306.

Sammis, C. G., King G. C. P., 2007. *Mechanical origin of power law scaling in fault zone rock*. *Geophysical Research Letters*, 34, L04312.

Stünitz, H., Keulen, N., Hirose, T., Heilbronner, R., 2010. *Grain size distribution and microstructures of experimentally sheared granitoid gouge at coseismic slip rates – Criteria to distinguish seismic and aseismic faults*. *Journal of Structural Geology*, 32 (2010) 59-69.