



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**VENE A ZEOLITI IN ZONA DI FAGLIA:
I CASI DELLE LINEE MERANO-MULES
E PUSTERIA (ALTO ADIGE)**

Relatore: Professore Matteo Massironi

Correlatore: Professore Dario Visonà

Laureanda: Giorgia Piacentini

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

INDICE

ABSTRACT	1
RIASSUNTO	2
INTRODUZIONE	3
Capitolo 1: ROCCE DI FAGLIA E VENE A ZEOLITI	5
1.1 ZONE DI FAGLIA	5
1.2 ROCCE DI FAGLIA	7
1.3 MECCANISMI DI DEFORMAZIONE	8
1.3.1 <i>Fratturazione e cataclasi</i>	8
1.3.2 <i>Dissoluzione e precipitazione</i>	9
1.3.3 <i>Deformazione intracristallina</i>	9
1.3.4 <i>Twinning e kinking</i>	10
1.3.5 <i>Recovery</i>	10
1.3.6 <i>Ricristallizzazione</i>	10
1.3.7 <i>Diffusion creep e flusso granulare</i>	11
1.3.8 <i>Grain boundary area reduction</i>	12
1.3.9 <i>Ricristallizzazione statica</i>	12
1.4 VENE IN ROCCE DI FAGLIA	12
1.5 ZEOLITI IN ROCCE DI FAGLIA	14
1.5.1 <i>Mineralogia delle zeoliti</i>	15
1.5.1.1 <u>Erionite</u>	17
Capitolo 2: INQUADRAMENTO GEOLOGICO	19
2.1 LA CATENA ALPINA	19
2.2 IL LINEAMENTO PERIADRIATICO E LE INTRUSIONI OLIGOCENICHE	20
2.3 LE AREE DI STUDIO	22
2.3.1 <i>Litologie</i>	22
2.3.1.1 <u>Il basamento Austroalpino</u>	22
2.3.1.2 <u>Lamella Tonalitica</u>	23
2.3.1.3 <u>Granito di Bressanone</u>	23
2.3.2 <i>Lineamenti</i>	24
2.3.2.1 <u>La linea della Pusteria (PF)</u>	24
2.3.2.2 <u>La linea delle Giudicarie e la faglia Merano-Mules</u>	25
Capitolo 3: TECNICHE ANALITICHE	27
3.1 TELERILEVAMENTO	27
3.1.1 <i>Acquisizione ed analisi del dato</i>	27

3.2 RILEVAMENTO GEOLOGICO E CAMPIONATURA	29
3.2.1 <i>Dettagli sul rilevamento effettuato</i>	29
3.3 MICROSCOPIA OTTICA	29
3.3.1 <i>Il microscopio polarizzante</i>	29
3.3.2 <i>Dettagli sperimentali</i>	30
3.4 DIFFRAZIONE DA POLVERI (XRPD X-RAY POWDER DIFFRACTION)	30
3.4.1 <i>Il diffrattometro da polveri</i>	31
3.4.2 <i>Dettagli sperimentali</i>	32
3.5 MICROSCOPIA ELETTRONICA A SCANSIONE	32
3.5.1 <i>Il microscopio elettronico a scansione (SEM)</i>	33
3.5.2 <i>Dettagli sperimentali</i>	34
3.6 SPETTROSCOPIA RAMAN	34
3.6.1 <i>Lo spettrometro Raman</i>	35
3.6.2 <i>Dettagli sperimentali</i>	36
Capitolo 4: CARATTERIZZAZIONE DEI SITI DI STUDIO	39
4.1 PASSO PENNES	39
4.2 MULES	49
4.3 CHIENES	55
Capitolo 5: ANALISI ALLA MICROSCALA	63
5.1 MICROSCOPIA OTTICA	63
5.2 XRPD (X-Ray Powder Diffraction)	77
5.2.1 <i>Passo Pennes</i>	77
5.2.2 <i>Mules</i>	80
5.2.3 <i>Chienes</i>	83
5.3 SEM (Scanning Electron Microscope)	83
5.4 SPETTROSCOPIA RAMAN	85
Capitolo 6: DISCUSSIONI E CONCLUSIONI	87
BIBLIOGRAFIA	91
APPENDICE	97

ABSTRACT

The focus of this thesis is to analyze the development of brittle deformation and fluid-rock interaction within fault zones interested by sin-deformational intrusions. The study areas are localized along the Pustertal (Mules and Chienes sites) and Meran-Mauls Lines (Passo di Pennes site) belonging to the Periadriatic Lineament. The two lines have had a long common deformation history and are both characterized by the intrusion of the Tonalitic Lamella (Oligocene) during their activity. Hence the deformation processes developed within the two fault zones can be compared. The occurrence of more or less pervasive veins in different sector of the shear zones (core and damage zones), makes them perfect cases for studying fluid-rock interactions. Different analytical techniques including remote sensing, geological-structural survey, optical microscope analysis, XRPD (X-ray Powder Diffraction), SEM (Scanning Electron Microscope) and Raman spettroscopy have been used to evaluate these processes.

The results have allowed to conclude that the Pustertal Line and Meran-Mauls Line acted together until the activation of Brenner detachment (lowest Miocene) and have been affected by abundant fluids circulation. Within the damage zones fluids were injected along veins consistently oriented with respect to the regional stress field, whereas the core zone seems to record conditions of fluid overpressure (chaotic veining) together with cataclastic flow. The last cataclastic flow event seems to affect only the Pusteria line and is likely associated to a lower fluid circulation (veins rare or absent). The different mineralogical associations within the veins (e.g. zoisite+prehnite+quarzo, prehnite+laumontite, chabasite) suggest a gradual fluid temperatures decrease during fault evolution.

RIASSUNTO

L'obiettivo della tesi è quello di analizzare lo sviluppo della deformazione fragile in presenza di fluidi in zone di faglia. Le aree di studio sono localizzate lungo la linea della Pusteria (Mules e Chienes) e la linea di Merano-Mules (Passo di Pennes) che fanno parte del lineamento Periadriatico. Queste linee hanno avuto una lunga storia deformativa in comune e sono entrambe caratterizzate dall'intrusione della Lamella Tonalitica di età Oligocenica che è avvenuta durante la loro attività. I processi deformativi sviluppatisi all'interno delle due zone di faglia sono pertanto confrontabili. La presenza di vene più o meno pervasive in corrispondenza di vari settori di queste zone di shear (zone di core e di danno) le rende ottimi casi di studio delle interazioni fluido-roccia. Per valutare questi processi sono state utilizzate varie tecniche analitiche che comprendono telerivamento, rilevamento geologico-strutturale ed analisi al microscopio ottico, XRPD (X-ray Powder Diffraction), SEM (Scanning Electron Microscope) e spettroscopia Raman.

I dati ottenuti hanno permesso di concludere che la linea della Pusteria e la linea Merano-Mules hanno agito insieme sino all'attivazione della linea del Brennero (Miocene inferiore) e sono state interessate da consistente circolazione di fluidi. Le condizioni di pressioni dei fluidi nelle zone di danno hanno generato vene che si sono disposte con una geometria coerente con le condizioni di sforzo regionale, mentre le zone di core sembrano registrare condizioni di sovrappressione di fluidi contemporaneamente a flusso cataclastico. Gli ultimi eventi deformativi per flusso cataclastico riconosciuti sembrano interessare la sola linea della Pusteria e sono verosimilmente associati a una minore presenza di fluidi (vene rare o assenti).

Le diverse associazioni mineralogiche all'interno delle vene (ad esempio: zoisite+prehnite+quarzo, prehnite+laumontite, cabasite) dimostrano una progressiva diminuzione di temperatura del fluido circolante all'interno delle zone di faglia durante la loro evoluzione.

INTRODUZIONE

L'interazione tra fluidi e roccia ha un'importanza chiave nel regolare i processi di deformazione all'interno delle rocce di faglia (e.g. Hickman et al., 1995; Wintsch 1998; Capitolo 1). Le vene a zeoliti sono uno dei prodotti principali di tali interazioni e possono costituire degli importanti indicatori delle condizioni di temperatura in cui questi processi si svolgono (Capitolo 1). Alcune zeoliti hanno inoltre carattere fibroso, cosa che in alcuni casi le rende potenzialmente pericolose per la salute (Suzuky & Kohayama, 1988; Capitolo 1). In questo lavoro di tesi si è tentato di capire l'evoluzione delle linee Pusteria e Merano-Mules, entrambe appartenenti al sistema Periadiatico e sottolineate da un'intrusione sin-deformazionale di età Oligocenica (Lamella Tonalitica; Capitolo 2) che può avere favorito l'ingresso di fluidi all'interno delle zone di faglia. Si è pertanto analizzato il comportamento di queste due importanti strutture dalla messa in posto della Lamella Tonalitica alle fasi finali della loro storia deformativa, ed in particolare come la presenza di fluidi nel sistema abbia influenzato l'aspetto e la composizione delle rocce di faglia.

Lo studio si è concentrato nelle aree di passo Pennes, Mules e Chienes, tutte in provincia di Bolzano e lungo il sistema Periadiatico. Per lo svolgimento della presente tesi si è reso necessario l'utilizzo di numerose metodologie analitiche (Capitolo 3). Le aree di studio sono state investigate preliminarmente attraverso l'utilizzo del telerilevamento a cui sono seguiti sopralluoghi effettuati per controllarne i risultati e aggiornare la cartografia geologica esistente (Capitolo 4). Durante l'attività di campagna sono state caratterizzate le zone di faglia delle linee della Pusteria e di Merano-Mules e raccolti campioni di zone di core e di danno al loro interno per poterne effettuare indagini alla microscala. L'analisi al microscopio ha avuto come obiettivo l'identificazione dei minerali che costituiscono le rocce campionate, il riconoscimento di microstrutture e processi di deformazione, la comprensione delle relazioni tra i diversi eventi deformativi ed i fenomeni di *veining* (Capitolo 5, sezione 5.1). All'osservazione in microscopia ottica è seguita una caratterizzazione mineralogica in diffrazione da polveri, SEM (Scanning Electron Microscope) e spettroscopia Raman, per individuare con precisione le fasi presenti nelle cataclasiti ed ultracataclasiti delle zone di faglia e le associazioni mineralogiche all'interno delle vene (Capitolo 5, sezioni 5.2-5.3-5.4). In particolare con la diffrazione da polveri (XRPD) sono state identificate la molteplicità di fasi presenti all'interno dei campioni raccolti. Con il SEM, in modalità EDS (Energy Dispersive System), si è tentato di localizzare le varie fasi a zeoliti sulla base del rapporto Si/Al e le proporzioni tra alcuni elementi (Na, Ca, K). Questa tecnica non ha dato in questo caso i risultati attesi, ma è comunque stata utile per verificare la presenza di alcuni minerali (i.e. Zoisite e Prehnite) all'interno delle vene.

Si è deciso quindi di utilizzare la spettroscopia Raman per localizzare ed identificare le diverse zeoliti all'interno delle vene e della matrice delle rocce di faglia.

I risultati finali sono stati interpretati in termini di interazione fluido-roccia (Capitolo 6).

Capitolo 1: ROCCE DI FAGLIA E VENE A ZEOLITI

1.1: ZONE DI FAGLIA

La deformazione nelle rocce si sviluppa lungo discontinuità planari, dove viene accomodato il movimento di blocchi relativamente rigidi; queste discontinuità vengono chiamate *zone di shear*. In queste aree si sviluppano fabric e/o associazioni mineralogiche che riflettono le condizioni di deformazione: P, T, senso di movimento, tipo di flusso (fragile e duttile) e storia deformativa. Le zone di shear possono essere suddivise in zone a deformazione fragile e zone a deformazione duttile; quest'ultime in genere si sviluppano in condizioni metamorfiche di grado medio ed elevato. La profondità di transizione da regime duttile a fragile non è sempre la stessa (Figura 1.1.1), perché dipende da: gradiente geotermico, litologia, pressione dei fluidi, orientazione del campo di stress, fabric pre-esistenti.

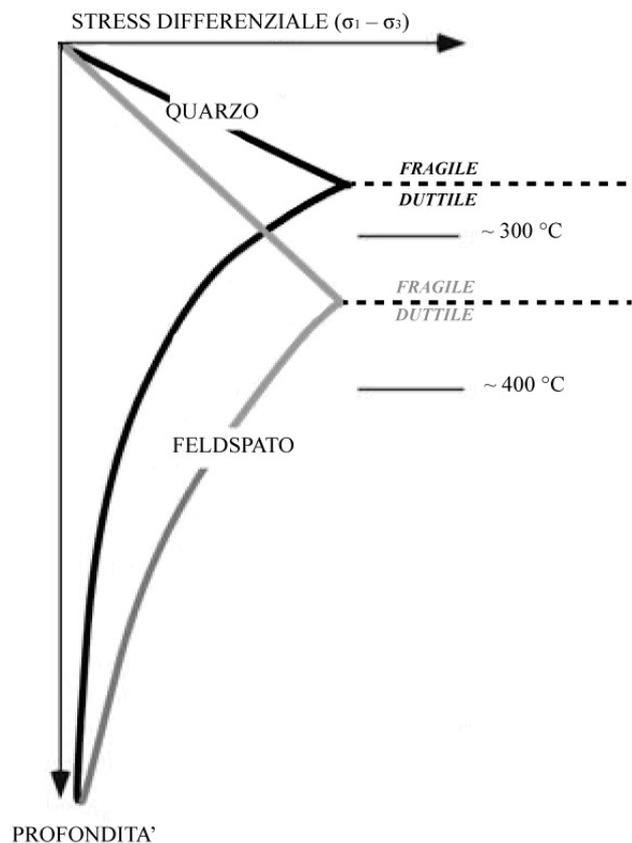


Figura 1.1.1. Rappresentazione schematica della transizione fragile-duttile nella crosta, in funzione della sua composizione. Il comportamento fragile è rappresentato dal tratto rettilineo, mentre il profilo curvo rappresenta il comportamento duttile (modificato da Passchier & Trouw, 2005).

Quando si parla di zone di faglia, si distinguono due porzioni: core di faglia, costituito principalmente da rocce cataclastiche e breccie; zona di danno, pervasa da fratture di varie dimensioni (Figura 1.1.2; Seront et al., 1998).

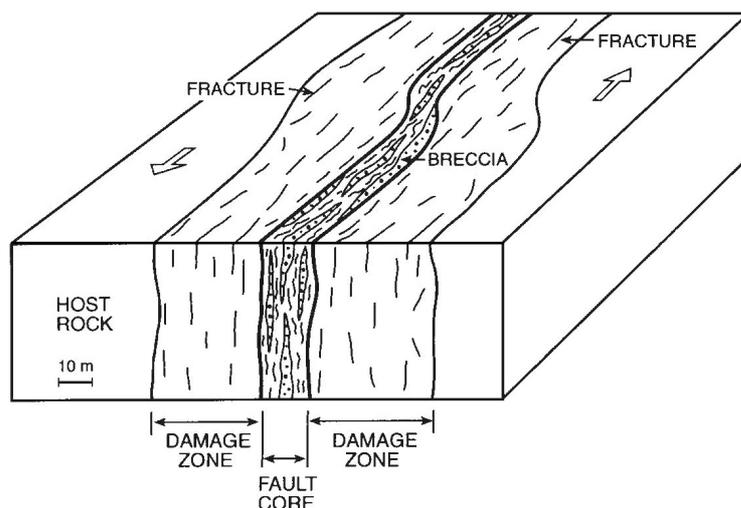


Figura 1.1.2. Schema illustrativo di una faglia tipo strike-slip di dimensioni molto estese. Come spiegato nel testo la porzione di core è costituita da breccie e rocce cataclastiche mentre la zona di danno è costituita da faglie minori e fratture. Se si parla di faglie “importanti” la dimensione del core è di qualche decina di metri mentre la zona di danno arriva a centinaia di metri di spessore. (da A. Gudmundsson et al. 2001)

Per classificare le varie porzioni della zona di faglia esistono vari metodi, tra i quali il Damage Index (Tabella 1.1.1; Bistacchi et al., 2010) che suddivide la zona di faglia in cinque porzioni sulla base dell’entità del danno. In particolare DI=1, corrisponde alla roccia indisturbata, mentre il passaggio da DI=2-3 rappresenta la zona di danno distale e DI=4-5 rappresentano rispettivamente la zona di danno prossimale e il core della zona di faglia.

Tabella 1.1.1: Classificazione DI dell’ammasso roccioso in una zona di faglia (modificato da Bistacchi et al., 2010)

DI	ROCCE MASSIVE	ROCCE FOLIATE RICCHE IN FIL-LOSILICATI	RICORRENZA IN ROCCE DI FAGLIA
1	Roccia indisturbata da intatta a fratturata con un massimo di tre set persistenti di fratture		Generalmente rappresentano rocce indisturbate all'esterno della zona di faglia
2	Roccia indisturbata o parzialmente fratturata con 4-5 set persistenti di fratture. A questo livello di fratturazione è abbastanza frequente intuire la cinematica di ogni singolo set di fratture e ricostruire la loro relazione genetica con la zona di faglia (fratture R, R', T, P)		Generalmente caratteristico delle porzioni più marginali della zona di danno
3	Masse rocciose con più di 5 set persistenti di fratture. I singoli set sono ben riconoscibili, i blocchi sono solo parzialmente ruotati. Le fratture possono essere classificate sulla base della loro cinematica e angoli rispetto alla zona di faglia (fratture R, R', T, P)	Riattivazione pervasiva fragile della foliazione metamorfica con livelli cataclastici interspaziati tra loro di 1 metro	Generalmente caratteristico delle porzioni marginali della zona di danno
4	Masse rocciose con fratture pervasive (i sistemi di frattura non sono riconoscibili a lungo) e blocchi ruotati che aggradano a breccie di faglia grossolane. Il meccanismo di deformazione prevalente è ancora la fratturazione ma la rotazione dei blocchi è sostanziale e genera una struttura caotica. Le fratture possono essere classificate sulla base della loro cinematica e angoli rispetto alla zona di faglia (fratture R, R', T, P)	Riattivazione pervasiva fragile della foliazione metamorfica con livelli cataclastici interspaziati tra loro da cm a dm	Generalmente caratteristico delle porzioni prossimali della zona di danno
5	Breccie di faglia a grana fine, cataclasiti, gouge di faglia e ultracataclasiti, sia foliate che non foliate. Queste rocce derivano da processi di attrito come definito da Sibson (1986) o da processi di abrasive wear (Scholz 2002) e sono sempre caratterizzate da comminazione. lo shearing può essere dominante nelle tipologie foliate		Generalmente caratteristico del core della faglia e zona di danno prossimale, ma piccoli volumi localizzati con DI 5 possono essere rinvenuti anche a diversa distanza dalla faglia principale

1.2: ROCCE DI FAGLIA

A seconda del regime fragile o duttile della deformazione, si generano rispettivamente rocce di faglia e miloniti.

Le rocce di faglia si generano all'interno di un volume di roccia limitato, detto zona di faglia, all'interno delle circostanti rocce intatte (incassante) a causa del movimento lungo la faglia stessa. Il movimento dipende da vari fattori: pressione dei fluidi, campo di stress regionale, geometria della faglia stessa.

In condizioni di deformazione duttile si sviluppano delle rocce chiamate miloniti che si presentano generalmente foliate, lineate e a grana minuta. Le zone milonitiche possono avere spessore da sub-millimetrico fino a qualche km (Bak et al., 1975; Hanmener 1988).

La classificazione delle rocce di faglia e miloniti è riportata in tabella 1.2.1.

Tabella 1.2.1. Schema riassuntivo delle rocce che si formano in zone di shear. (modificata da Sibson, 1977)

		<i>FABRIC CASUALE</i>		<i>FOLIATE</i>			
NON COESIVE		BRECCIA DI FAGLIA (Frammenti visibili > 30% della roccia)		?			
		CATACLASITE DI FAGLIA (10 % < frammenti visibili < 30 % della roccia)		?			
		GOUGE DI FAGLIA (Frammenti visibili < 10 % della roccia)		GOUGE DI FAGLIA			
COESIVE	Vetro / vetro amorfo	PSEUDOTACHILITE		?			
	Crescita granulometrica dominata da riduzione di grana causata dalla tettonica tramite ricristallizzazione e nuova formazione minerali	CRUSH BRECCIA		frammenti 0.5 cm		0 – 10%	PROPORZIONE DELLA MATRICE
		FINE CRUSH BRECCIA		0.1 cm < frammenti < 0.5 cm		10 – 50%	
		CRUSH – MICROBRECCIA		frammenti < 0.1 cm		50 – 90%	
						90 – 100%	
		Serie delle cataclasi	PROTOMILONITE		Serie delle miloniti		
MILONITE							
ULTRAMILONITE							
		?		BLASTOMILONITE			

Le rocce di faglia generalmente mostrano un fabric casuale e si possono suddividere in non coesive e coesive (Sibson 1977). Nella maggior parte dei casi le rocce non coesive si sviluppano nella crosta più superficiale (Sibson 1977) e la distinzione tra i tre tipi (breccia, cataclasite, gouge) viene effettuata sulla percentuale di frammenti di roccia intatta nella matrice più fine. Per quanto riguarda le rocce di faglia coesive, queste si sviluppano per la precipitazione di minerali quali; quarzo, calcite, epidoto, clorite, K-feldspato; qui la distinzione è effettuata sulla base della percentuale di matrice all'interno della roccia. Una particolare roccia di faglia è la pseudotachilite, che si sviluppa quando si raggiungono velocità sismiche tali per cui il calore di frizione fonde la roccia generando una matrice vetrosa. Le miloniti, che si formano in regime duttile, sono rocce foliate e vengono classificate anch'esse sulla base della percentuale di matrice che circonda i porfiroclasti; si parla invece di blastomilonite se la roccia è prevalentemente ricristallizzata in condizioni statiche e di fillonite se la roccia è composta prevalentemente da minerali micacei.

1.3: MECCANISMI DI DEFORMAZIONE

1.3.1: *Fratturazione e cataclasi*

La deformazione di tipo fragile si sviluppa in regimi di basse temperature ed elevati tassi di deformazione. Essa si sviluppa lungo discontinuità planari dette fratture, che a loro volta si possono classificare come joint e faglie. I joint si aprono ortogonalmente al piano e non mostrano alcun movimento, mentre le faglie sono associate a movimento lungo il piano di rottura. Le faglie si propagano grazie alla presenza di microcrack, piccole discontinuità alla scala dei granuli, nella porzione terminale della faglia stessa. Il movimento tra i blocchi rocciosi porta alla separazione di frammenti generando così un volume di rocce di faglia. I microcrack si sviluppano o all'interno dei granuli per la presenza di difettualità, ed inclusioni, oppure lungo i bordi (Tapponier and Brace 1976) e vanno ad intaccare il materiale che li circonda propagandosi lateralmente; il movimento innescato dai microcrack porta alla propagazione delle fratture. Se il materiale è isotropo il movimento avviene lungo i piani dei microcrack che si propagano linearmente; diversamente se il materiale è anisotropo o presenta delle disomogeneità (inclusioni) queste microfratture possono unirsi a generare delle geometrie curve. Se invece i microcrack non possono propagarsi, si formano quelle che vengono chiamate wing cracks. Quando vengono raggiunte condizioni di stress differenziale critico, le fratture possono propagarsi lateralmente a velocità elevate (velocità paragonabili ad una frazione importante della velocità delle onde elastiche nei solidi). In alcuni casi invece, quando la velocità di propagazione delle fratture è più bassa, si può attivare il meccanismo di *subcritical microcrack growth* (e.g. Atkinson 1982) che dipende sia dallo stress che dalle condizioni chimiche e di temperatura del sistema. Quest'ultimo meccanismo può svilupparsi sia per un cambiamento di fase nel sistema e quindi una variazione di volume (Blenkinshop and Sibson 1991), ma più comunemente per il meccanismo di *stress corrosion cracking* che provoca la rottura dei legami in un cristallo per lo sviluppo di reazioni chimiche (e.g. Atkinson 1984). I microcrack si posso-

no sviluppare anche per la presenza di fasi a comportamento reologico differente, generato ad esempio da un diverso coefficiente di espansione termica tra fasi adiacenti (Vollbrecht et al. 1991). Le microfrazture sono generalmente riempite da fasi secondarie, le cui composizioni corrispondono usualmente a quella della roccia incassante. Nonostante il movimento lungo i microcrack sia dell'ordine dei μm , le microfrazture all'interno della roccia si moltiplicano e si sviluppano in modo tale che sono proprio queste che permettono di accomodare il movimento alla scala geologica. Il movimento lungo la faglia e la fratturazione delle rocce incassanti genera un volume di rocce di faglia come gouge, cataclasiti e breccie, la fratturazione genera granuli sempre più piccoli per un processo chiamato *constrained comminution* (e.g. Sammis et al., 1987). Il movimento lungo la faglia può svilupparsi lungo distinti piani di scivolamento, al bordo di un una cataclasite o gouge, ma in ogni caso per *cataclastic flow*. Questo meccanismo è generato dallo scivolamento e rotazione dei frammenti di roccia gli uni con gli altri, generando così granuli sempre più piccoli (Sibson 1977b; Evans 1988; Blenkinsop 1991b; Lin 2001). Durante questo processo di *cataclastic flow* si creano dei vuoti che possono essere riempiti dal materiale andato in soluzione; la circolazione di fluidi può generare una litificazione della roccia inibendo così il movimento lungo la faglia stessa, costringendo la cataclasi a spostarsi in un'altra porzione di roccia.

1.3.2: Dissoluzione e precipitazione

All'interno delle rocce, nei limiti tra i cristalli è presente un fluido intergranulare; per il meccanismo deformativo di *pressure solution*, lungo le superfici sottoposte ad elevati stress avviene la dissoluzione dei minerali e la riprecipitazione degli stessi in siti dilatanti. Questo meccanismo può talvolta essere selettivo, perché la solubilità dei minerali è maggiore dove il reticolo cristallino presenta un maggior numero di difettualità o è sottoposto a stress superiori (e.g. Robin, 1978). Grazie a questo meccanismo il granulo cambia forma ma non subisce alcuna deformazione interna, il materiale disciolto può depositarsi in prossimità del sito di dissoluzione o migrare in altre porzioni. Questo meccanismo deformativo si sviluppa sia in condizioni metamorfiche di basso grado, che in condizioni metamorfiche di grado medio (dove in particolare sviluppa piani di clivaggio).

1.3.3: Deformazione intracristallina

La deformazione all'interno dei cristalli può avvenire per fratturazione degli stessi oppure per deformazione intracristallina, cioè il movimento di quelli che vengono chiamati difetti del reticolo (lattice defects). Tra questi difetti possiamo distinguere: i) difetti puntuali; ii) difetti lineari o dislocazioni. Il movimento di questi difetti all'interno dei cristalli, provoca un cambiamento permanente della posizione degli atomi all'interno del cristallo stesso e quindi una variazione di forma (e.g. Hull 1975). La deformazione duttile nelle rocce avviene soprattutto per il movimento dei difetti (puntuali e lineari). I meccanismi di deformazione intracristallina sono: i) *dislocation glide*: corrisponde allo scivolamento delle dislocazioni (difetti lineari) lungo orientazioni cristallografiche preferenziali all'interno del cristallo; ii) *dislocation creep*: se per meccanismi di 'indurimento' del reticolo cristallino le dislocazioni

non possono più muoversi lungo i piani cristallografici, queste si muovono “saltando” da un piano all’altro.

1.3.4: *Twinning e kinking*

Questi sono altri meccanismi che permettono di accomodare la deformazione all’interno dei cristalli e quindi delle rocce. Il processo di twinning può svilupparsi lungo specifiche orientazioni cristallografiche; accomoda tassi moderati di deformazione e si sviluppa in condizioni di bassa temperatura. Il meccanismo di kinking è simile al twinning ma non è limitato a specifici piani cristallografici del minerale.

1.3.5: *Recovery*

Un cristallo possiede un’energia di strain interna; che è minima quando il cristallo è privo di dislocazioni. Quando deformiamo un cristallo questa energia interna aumenta, e aumenta anche la densità di dislocazioni all’interno del cristallo, durante la deformazione tuttavia esistono dei meccanismi che portano alla riduzione della densità di dislocazioni presenti nel cristallo, per riportare il sistema in condizioni di minima energia. Questi meccanismi vengono raggruppati sotto il termine di recovery. Il risultato finale del recovery è la formazione di subgrain che attraverso la presenza di un “muro” di dislocazioni separa porzioni di cristallo indeformate.

1.3.6: *Ricristallizzazione*

Il *Grain Boundary Mobility* è un altro meccanismo che permette la riduzione della densità di dislocazioni all’interno di un cristallo. Se due cristalli a contatto hanno diversa densità di dislocazioni, avviene uno spostamento di atomi dal cristallo maggiormente deformato verso l’altro meno deformato con conseguente spostamento del limite granulare tra i due. Il processo può incrementare la lunghezza del bordo del granulo meno deformato aumentando l’energia libera interna del cristallo coinvolto, tuttavia la rimozione di dislocazioni nel sistema comporta una diminuzione di energia del sistema maggiore. Come risultato finale si ha la formazione di nuovi cristalli più piccoli che possono sostituire cristalli più vecchi. Questo processo è conosciuto anche come ricristallizzazione dinamica. Vi sono tre meccanismi di ricristallizzazione che possono avvenire durante la deformazione, vengono classificati in funzione della temperatura e del strain rate in cui si sviluppano. Con l’aumentare della temperatura e il decrescere dello stress si possono distinguere: *bulging recrystallization*, *subgrain rotation recrystallization* e il *grain boundary migration recrystallization* (Figura 1.3.7.1; e.g. Urai et al., 1986; Stipp et al., 2002).

- 1) *bulging recrystallization*: a basse temperature ($T \sim 280$ e $\sim 400^\circ\text{C}$; Stipp et al., 2002). Il bordo del granulo a minor densità di dislocazioni si sposta all’interno del granulo più ricco di dislocazioni formando un *bulge* che a sua volta va a formare un nuovo piccolo granulo indipendente circondato da *subgrain boundaries* (Baily and Hirsch, 1962; Stipp et al., 2002),
- 2) *subgrain rotation recrystallization*: avviene a più alte temperature (T tra ~ 400 e $\sim 500^\circ\text{C}$; Stipp et al., 2002). Quando le dislocazioni continuano a migrare verso i subgrain bounda-

ries, avviene una continua rotazione dell'orientazione del reticolo cristallino da entrambe le parti del bordo del subgrain, fino a che non si sviluppa un nuovo granulo. Con questo meccanismo di deformazione si possono sviluppare strutture tipo core and mantle, oppure “fogli” di nuovi granuli tra i vecchi granuli relitti;

- 3) *grain boundary migration recrystallisation*: avviene a più alte temperature (T tra ~ 500 e ~ 700°C; Stipp et al., 2002). Attraverso questo meccanismo il bordo del granulo meno deformato, assorbe completamente le dislocazioni presenti (anche i subgrain boundaries preesistenti), si forma un nuovo granulo che generalmente ha bordi lobati e dimensioni elevate rispetto ai subgrain preesistenti.

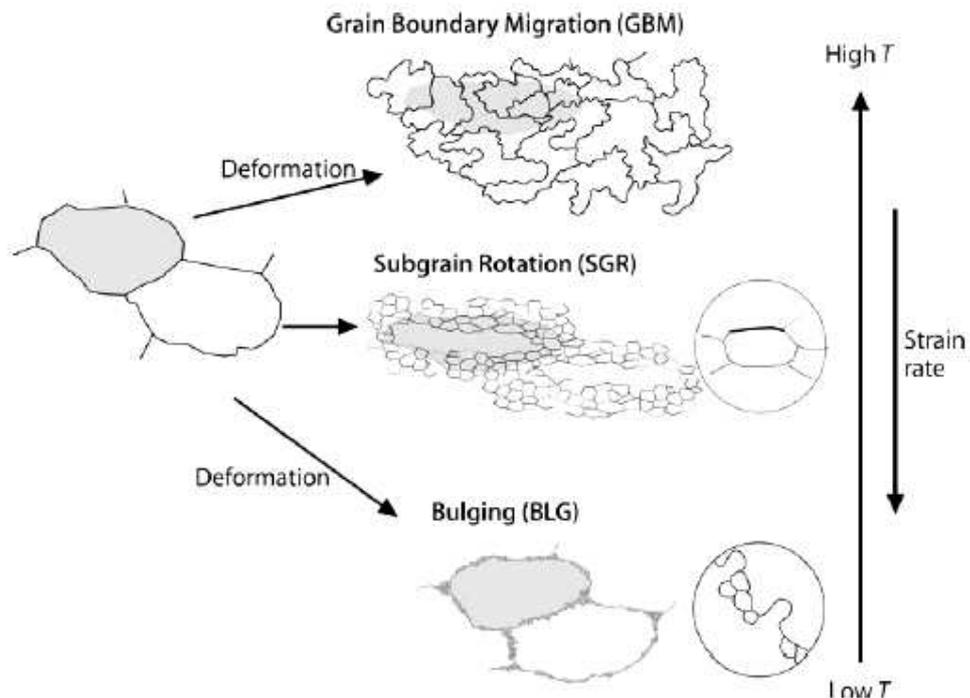


Figura 1.3.7.1. I tre tipi di ricristallizzazione dinamica (BLG, SGR E GBM), in funzione della temperatura e del tasso di deformazione (Passchier et. al. 2005).

1.3.7: Diffusion creep e flusso granulare

Quando la temperatura in una roccia deformata è relativamente alta rispetto alla temperatura di fusione dei minerali costituenti la roccia, i cristalli si deformano in esclusivamente attraverso la migrazione dei difetti puntuali nel reticolo: distinguiamo due meccanismi di deformazione *coble creep* e *nabarro-herring creep*. Il primo di questi due meccanismi permette la migrazione dei difetti lungo i bordi del granulo, mentre il secondo permette la migrazione dei difetti all'interno del cristallo (e.g. Knipe 1989). Un altro meccanismo che permette di accomodare la deformazione ad elevate temperature è il flusso granulare (*granular flow*), questo meccanismo permette lo scivolamento tra i cristalli senza creare vuoti, questi vengono riempiti per i meccanismi di diffusion creep sopracitati (*coble creep* e *nabarro-herring creep*).

1.3.8: Grain boundary area reduction

Anche i bordi dei granuli possono essere considerati difetti lineari e determinano una certa energia libera interna. Un decrescere dei bordi dei granuli in una roccia può ridurre l'energia libera, quindi più i granuli sono larghi e con bordi rettilinei, minore è l'energia del sistema. Questo meccanismo che porta all'aumento della dimensione dei granuli e alla formazione di bordi rettilinei viene detto *grain boundary area reduction* (GBAR) (Figura 1.3.9.1).

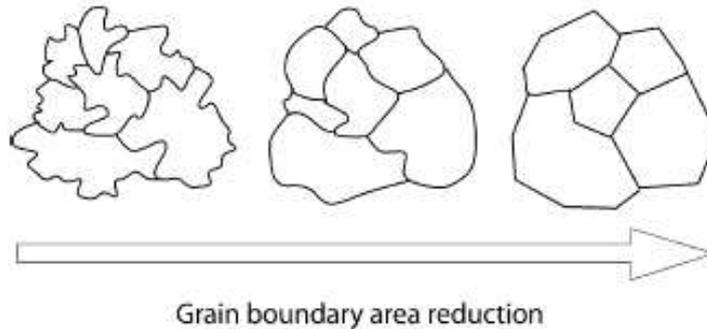


Figura 1.3.9.1. Schema illustrativo del meccanismo di *grain boundary area reduction* (Passchier et. al. 2005).

1.3.9: Ricristallizzazione statica

Se la deformazione cessa, i meccanismi di deformazione dovrebbero fermarsi. Tuttavia se la temperatura del sistema è alta e/o vi è la presenza di un fluido lungo i limiti granulari i meccanismi di recovery, recrystallisation e grain boundary area reduction possono continuare a svilupparsi. Questo processo di ricristallizzazione in condizioni di deformazione assente viene chiamato ricristallizzazione statica.

1.4: VENE IN ROCCE DI FAGLIA

Vi è una stretta correlazione tra fluidi e faglie, non solo perché i fluidi circolano nelle zone di faglia ma anche perché in alcune di esse è proprio la presenza dei fluidi ad innescare l'attività (e.g. Hickman et al., 1995).

La pressione dei fluidi (P_f) influenza il comportamento delle faglie dal momento che un suo incremento fa diminuire la resistenza della faglia abbassando lo sforzo normale (Figura 1.4.1). Inoltre i fluidi possono reagire con i minerali della roccia rendendola più debole (stress corrosion), o se tali fluidi precipitano all'interno della roccia (vene) la possono rendere più resistente (Fredrich and Evans 1992; Wintsch et al., 1995; Wintsch 1998). Il fenomeno di precipitazione rende meno permeabile la zona di faglia e provoca pertanto un aumento della P_f che a sua volta favorisce la rottura. Avvenuta la rottura si verifica una diminuzione della P_f e una nuova riprecipitazione lungo vene; la resistenza della roccia torna ad aumentare: comincia così un nuovo ciclo (Sibson 1990; Cox 1995). I fluidi che circolano nella roccia riempiono i vuoti che si sviluppano nelle rocce durante la deformazione. I vuoti isolati e allungati vengono chiamati vene, il materiale di riempimento è generalmente policristallino con cristalli equigranulari o allungati.

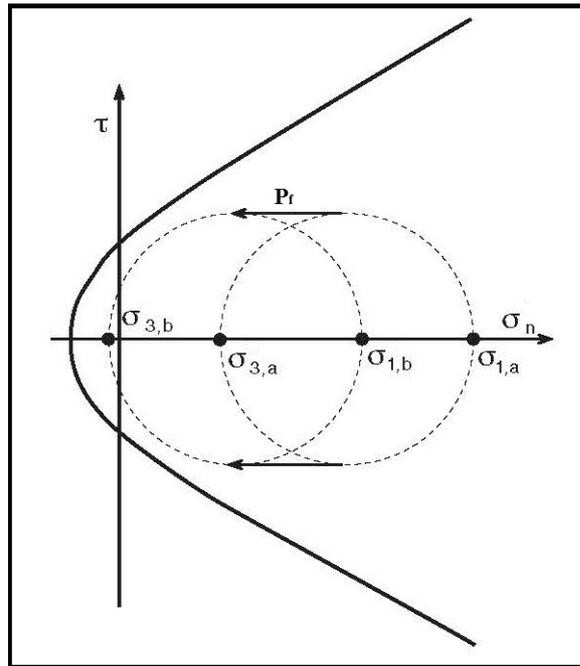


Figura 1.4.1. Diagramma di Mohr che mostra come l'incremento della pressione dei fluidi provochi una riduzione dello sforzo normale, comportando una diminuzione della resistenza della faglia. (modificato da Paolo Conti, Luigi Carmignani, Sforzo e deformazione nelle rocce)

Perché si sviluppino queste strutture è necessario che la pressione dei fluidi (P_f) raggiunga un valore critico:

$$P_f = P_c = \sigma_3 - T_s ;$$

P_c =valore critico di pressione di poro;

σ_3 =componente principale minore dello stress;

T_s =resistenza tensile della roccia lungo i preesistenti piani di debolezza.

Introduciamo ora (Sibson 1990):

$$\lambda_v = \frac{P_f}{\sigma_v} ;$$

λ_v =fattore dei fluidi di poro;

P_f =pressione dei fluidi;

σ_v =carico litostatico;

in un contesto compressivo le fratture riempite dai fluidi si sviluppano solo se questo valore è maggiore di 1, se $\lambda_v = 1$ vuol dire che la pressione dei fluidi è pari a quella litostatica mentre se è circa 0.4 significa che la pressione dei fluidi approssima quella idrostatica.

Il materiale che precipita nelle vene in un sistema aperto può derivare dall'esterno e fluire nella roccia attraverso i pori e lungo i contatti tra grain boundary per mezzo di un processo chiamato di advezione. Tale processo può provocare delle reazioni chimiche nell'incassante. Se invece il sistema è chiuso il materiale precipitato deriva dalla roccia incassante attraverso dissoluzione della roccia stessa e il movimento dei fluidi avviene attraverso il processo di diffusione (Oliver and Bons, 2001).

Generalmente l'apertura e il riempimento delle vene non avviene più volte in un evento deformativo; è per questo motivo che le vene sono utili per studiare la storia deformativa di un evento tettonico (e.g. Durney and Ramsay 1973; Ramsay and Huber 1983; Hilgers and Urai 2002).

In particolare le vene sono necessarie per:

- riconoscere il trasporto di materiale nella roccia;
- studiare la storia deformativa dai rapporti di intersezione;
- capire il senso di shear e altri parametri deformativi;
- conoscere la composizione chimica dei fluidi;
- effettuare datazioni.

1.5: ZEOLITI IN ROCCE DI FAGLIA

Le zeoliti sono il prodotto più comune di interazione fluido-roccie cristalline a temperature inferiori ai 250° C e pressioni inferiori a 200 Mpa (Bish & Ming, 2001). Esse generalmente derivano dalla dissoluzione di vetro vulcanico (Sheppard & Hay, 2001), ma anche da rocce granitiche o gneissiche, nelle quali i componenti necessari alla formazione delle zeoliti derivano dall'alterazione dei feldspati, in particolare il plagioclasio (Stober & Bucher, 2004; Engvik et al., 2008). La presenza delle zeoliti dipende da ciascuno dei cinque fattori di seguito elencati e descritti:

- temperatura che varia in un range tra 20-200°C in condizioni che variano dalla diagenesi in sedimenti marini profondi al metamorfismo di seppellimento e a sistemi idrotermali;
- pressione è molto importante per l'elevato volume molare che presentano queste fasi, che quindi sono presenti solo a basse pressioni;
- composizione primaria della roccia;
- composizione dei fluidi;
- rapporto acqua/roccia inteso come rapporto tra la massa di acqua e la massa di roccia.

Le zeoliti si possono formare lungo le zone di faglia, sono state trovate lungo un pozzo di perforazione nella faglia di San Andreas presso il passo Cajon, laumontite e stilbite all'interno di scaglie di granodiorite e gneiss. Questi due minerali sono il risultato della sostituzione del plagioclasio e vanno a riempire fratture e microfratture all'interno della zona di faglia (James & Silver, 1988; Vincent & Ehlig, 1988). In questo caso la mineralizzazione è stata attribuita alla circolazione sotterranea nelle rocce fratturate e riscaldate dal calore di frizione. Zeoliti in zone di faglia sono state riconosciute anche in altre aree, dove però, non è stato possibile riconoscere i caratteri legati alla circolazione di acque riscaldate ed elevati tassi di interazione acqua/roccia.

1.5.1: MINERALOGIA DELLE ZEOLITI

Il termine 'zeolite' deriva dal greco 'ζεῖν' = bollire e 'λίθος' = pietra, per la capacità di espellere acqua se sottoposte a riscaldamento. Generalmente si trovano all'interno di vene e geodi nelle rocce eruttive oppure sottoforma di masse microcristalline di origine sedimentaria.

Le zeoliti naturali, mineralogicamente parlando, sono delle strutture allumino-silicatiche al cui interno sono presenti dei canali contenenti acqua o cationi scambiabili (elementi alcalini e alcalino-terrosi). L'acqua viene persa a temperature tra 150-400° C e riassorbita a temperatura ambiente mentre gli ioni sono scambiabili fino ad una temperatura non superiore ai 100° C.

La formula generale per le zeoliti naturali è:



una condizione molto importante nella stechiometria è che il valore $n-(a+2d)/(a+2d)=(\text{Si}/\text{Al})$ sia ≥ 1 , come previsto dalla *regola di Loewenstein*; ciò comporta che l'Al non possa mai essere l'elemento coordinante tra due tetraedri contigui mentre per il Si sia possibile.

Per quanto riguarda la struttura le unità primarie (PBU-Primary Building Units; Breck, 1974) delle zeoliti (e di tutti i tectosilicati) sono i tetraedri TO_4 , nei quali entrano Si e Al nella posizione T; questi tetraedri vanno a costituire delle strutture tridimensionali.

La presenza di Al nei tetraedri fa sì che non si deformi il reticolo cristallino, ma semplicemente introduce un difetto di carica che può essere bilanciato dalla presenza di cationi metallici in posizioni extrareticolari i quali possono sostituirsi senza alcuna influenza sulla struttura stessa (vicarianza o sostituzione isomorfa). Queste posizioni extrareticolari sono delle cavità o dei canali interconnessi che si generano grazie alla distribuzione nello spazio dei tetraedri che costituiscono il reticolo cristallino della zeolite: queste vengono riempite dai cationi, per bilanciare la carica negativa, o da molecole di acqua.

Le strutture finali delle zeoliti derivano dall'interconnessione tra unità strutturali complesse, dette secondarie (SBU-Secondary Building Units), che sono costituite a loro volta dai singoli tetraedri (PBU): queste unità secondarie sono state definite da Meier (1968) e sono rappresentate in figura 1.5.1.1. Le zeoliti vengono quindi classificate, sulla base dell'interconnessione tra le SBU, come:

- 1) zeoliti fibrose;
- 2) zeoliti con catene ad anelli a 4 membri singolarmente connessi;
- 3) zeoliti con catene ad anelli a 4 membri doppiamente connessi;
- 4) zeoliti con catene ad anelli a 6 membri;
- 5) zeoliti del gruppo della mordenite;
- 6) zeoliti del gruppo dell'heulandite.

Dalle analisi effettuate durante il presente lavoro sono state riscontrate nelle rocce di faglia le seguenti zeoliti (ordinate secondo la classificazione strutturale e non in ordine di abbondanza): analcime, laumontite, cabasite, erionite, epistilbite, mordenite, heulandite, barrerite.

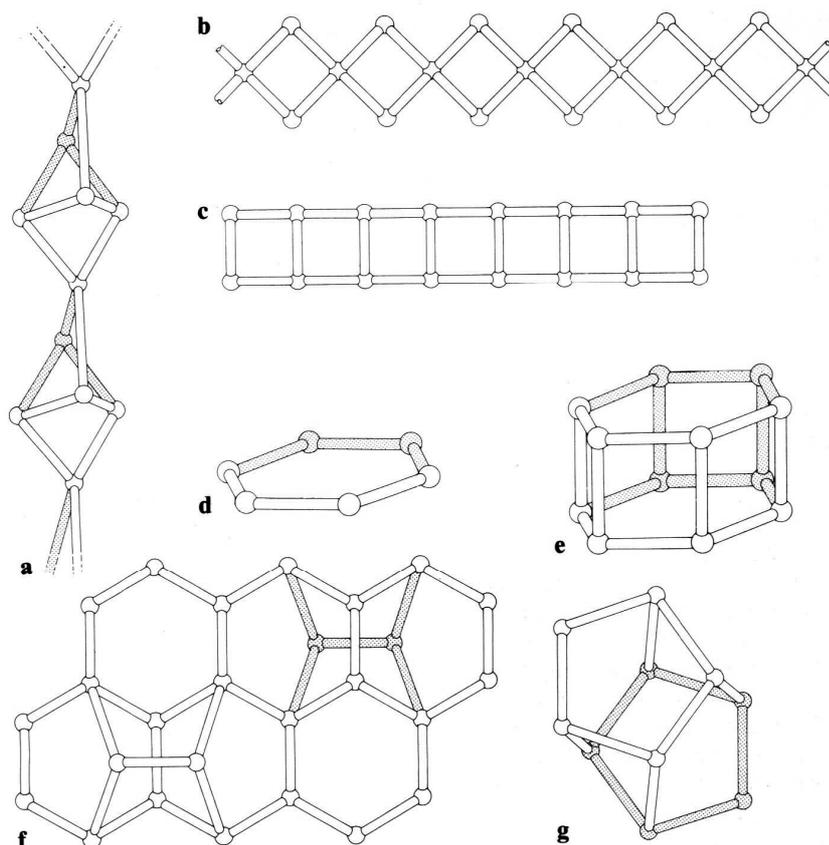


Figura 1.5.1.1. Unità strutturali secondarie (SBU) necessarie alla formazione delle strutture delle zeoliti: a) catene delle zeoliti fibrose; b) catene ad anelli a 4 membri singolarmente connessi; c) catene ad anelli a 4 membri doppiamente connessi; d) anello a 6 membri; e) doppio anello a 6 membri; f) fogli esagonali; g) unità heulanditica.

Le caratteristiche generali delle zeoliti riscontrate sono riportate in tabella 1.5.1.1.

Tabella 1.5.1.1. Caratteristiche principali delle zeoliti riscontrate nella zona di faglia.

Gruppo	Zeolite	Formula stechiometrica	Simmetria
Zeoliti con catene di anelli di 4 membri connesse singolarmente	Analcime	$\text{Na}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	Cubica, Tetragonale, Ortorombica, Monoclina, Triclina
	Laumontite	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	Monoclina
Zeoliti con catene di anelli di 6 membri	Cabasite	$\text{Ca}_2(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}) \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Triclina
	Erionite	$\text{NaK}_2\text{MgCa}_{1,5}(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	Esagonale
Zeoliti del gruppo della Mordenite	Mordenite	$\text{Na}_3\text{KCa}_2(\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}_{96}) \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	Ortorombica
	Epistilbite	$\text{Ca}_3(\text{Al}_6\text{Si}_{18}\text{O}_{48}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	Monoclina, Triclina
Zeoliti del gruppo dell'Heulandite	Heulandite	$(\text{Na},\text{K})\text{Ca}_4(\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}) \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	Monoclina
	Barrerite	$\text{Na}_8(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) \cdot 26\text{H}_2\text{O}$	Ortorombica

La maggior parte delle zeoliti si presenta in cristalli ben sviluppati, il loro abito può essere classificato come tabulare, equidimensionale e fibroso. Solamente poche zeoliti presentano un abito fibroso tra queste vi sono l'erionite e la mordenite; studi di laboratorio su topi effettuati da Suzuki & Kohayama (1988) hanno dimostrato che l'esposizione di questi animali all'erionite naturale produce tumori mali-

gni peritoneali ad elevati tassi, mentre l'esposizione di animali a mordenite o zeoliti sintetiche non produce alcun tipo di tumore.

1.5.1.1: Erionite

Generalmente si trova in depositi derivanti dall'alterazione di ceneri vulcaniche, sequenze sedimentarie di alterazione e diagenesi di ceneri vulcaniche, alterazione idrotermale di rocce vulcaniche e sedimentarie, sedimenti marini profondi; non è mai stata trovata in zone di faglia su rocce granitiche. Guthrie et al., (1992) ha definito che la tossicità dell'erionite è da attribuire alla sua struttura alluminosilicatica, che la rende fibrosa, e non alla sua capacità di scambiare cationi con l'ambiente esterno. L'Erionite è tra i minerali conosciuti il più pericoloso, le dimensioni delle sue fibre sono tali da poter provocare gravi danni ai polmoni. Baris et al., (1979) ha riscontrato che più del 40% della popolazione del villaggio di Saridihir (regione della Cappadocia) in Turchia è deceduta per malattie polmonari (mesotelioma) a causa del fatto che il villaggio sorgeva vicino a rocce basaltiche contenenti erionite. Davis et al. (1991) ha inoltre dimostrato che tra i minerali asbestiformi, l'erionite è la più cancerogena. I minerali asbestiformi, se presenti, sono un problema di rilevante importanza nelle realizzazione di grandi opere sotterranee (tunnel; Sapigni e Meggiolaro, 2013).

Capitolo 2: INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1: LA CATENA ALPINA

L'area di studio è situata all'interno della catena alpina, lungo il lineamento Periadriatico. Le Alpi si sono formate durante l'orogenesi Alpino-Himalayana a partire dal Cretacico per la subduzione dell'oceano Ligure-Piemontese e la successiva collisione tra margine continentale Adriatico ed Europeo (Dal Piaz G.V. et al. 2003).

La catena alpina si suddivide in due porzioni (Figura 2.1.1): la catena a vergenza Europea (le Alpi in senso stretto) che è costituita da uno spesso cuneo collisionale formatosi tra Cretacico e Neogene, questa porzione è costituita da unità ad affinità continentale e altre di pertinenza oceanica (ofioliti), l'altra porzione della catena alpina è costituita da quello che viene chiamato Sudalpino, ha vergenza africana e corrisponde ad una cintura poco spessa, non metamorfica di tipo "fold-and-thrust belt". Queste due porzioni sono separate dal lineamento Periadriatico (o Insubrico) di età Oligo-Miocenica, questo sistema di faglie si sviluppa per circa 700 km parallelamente alla catena stessa.

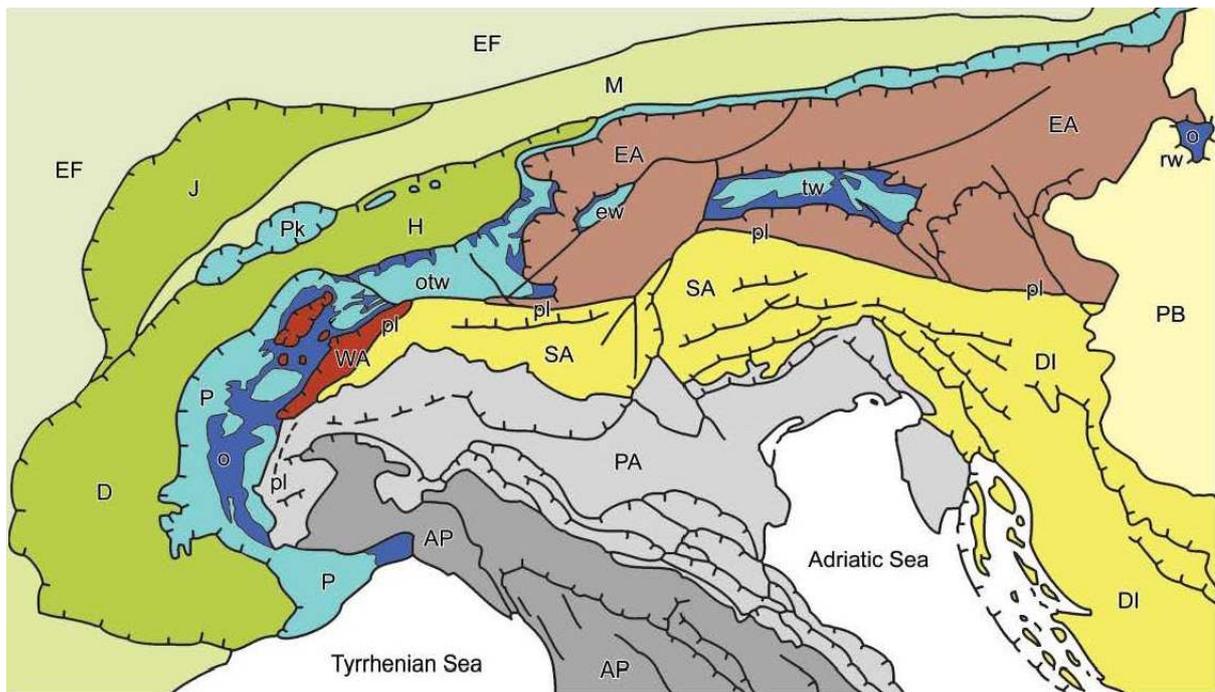


Figura 2.1.1. Mapa tettonica delle Alpi – A) Margine collisionale a vergenza Europea: 1) Austroalpino Orientale (WA) e Occidentale (EA); 2) Dominio Penninico: falde continentali e ofiolitiche (o) nell'arco Alpino orientale (P) e finestre tettoniche (otw: Ossola-Ticino, ew: Engadine, tw: Tauern, rw: Rechnitz); klippe Prealpini (Pk); 3) Dominio Elvetico-Delfinese (H-D); 4) Molassa (M); 5) catena del Jura (J). B) Sudalpino (SA), bordato a N dal lineamento Periadriatico (pl). Bacino Pannonico (PB), avanpaese Europeo (EF) e Adriatico (PA), catene fold-and-thrust Dinarica (DI) e Appenninica (AP). (Dal Piaz G.V., Bistacchi A., Massironi M., Episodes, 2003)

La catena a vergenza europea si suddivide in tre sistemi di falde principali: l'Austroalpino, derivato dalla porzione distale del margine continentale passivo Adriatico, il Penninico derivante dalla litosfera oceanica subdotta e dalla porzione distale del margine continentale passivo Europeo, la zona Elvetica che è costituita da scaglie di basamento e unità di copertura scollate della porzione prossimale del margine Europeo, impilatesi a partire dall'Oligocene, questa porzione avanza al disopra della molassa

di avanzaese. Il Sudalpino, che rappresenta il margine continentale passivo della placca Adria è stato fortemente deformato a partire dal Neogene, periodo in cui si è generata la tipica struttura fold-and-thrust, che si è accresciuta verso S, riattivando vecchie faglie Mesozoiche. Il fronte di avanzamento di questa catena è situato al disotto della pianura padana. Studiando le varie sezioni affioranti nel Sudalpino è stato possibile ricostruirne una sezione crostale completa, la porzione superiore è costituita da una spessa successione di coperture (di età variabili a partire dal Cambriano – catena Paleocarnica), il basamento cristallino è invece costituito da rocce metamorfiche di età Varisica (protoliti sedimentari e ignei), intrusi successivamente da plutoni di età Permiana (nell'area di studio troviamo il Granito di Bressanone).

2.2: IL LINEAMENTO PERIADRIATICO E LE INTRUSIONI OLIGOCENICHE

Come già accennato il lineamento Periadriatico (PFS-Periadriatic Fault System) separa le due porzioni della catena alpina. Generalmente è orientato E-W, ma mostra due caratteristiche inflessioni verso SW, la linea del Canavese a W e la linea delle Giudicarie al centro della catena alpina (Figura 2.2.1). Il lineamento Periadriatico è un sistema complesso, che mostra diversi tipi di movimento a seconda della zona indagata lungo tutta la sua lunghezza. Ad esempio a W del plutone di Bregaglia, il lineamento ha seguito una tettonica di back thrust rispetto alla catena a vergenza europea, pur mantenendo un movimento strike-slip destro (Schmid et al., 1989; Schmid et al., 1997), mentre per la linea del Tonale e della Pusteria la componente principale del movimento è per strike-slip prima sinistro e a partire dall'Oligocene destro (Ratschbacher et al., 1991; Mancktelow et al., 2001). Nel complesso l'esumazione verticale della catena varia lungo tutta la sua lunghezza ed è più intensa nella parte centrale dove si è stimato raggiunga un massimo di 20 Km (Trümpy, 1980) ed è praticamente nulla nella porzione più orientale della catena, questo diverso comportamento si riflette anche nell'aspetto del PFS stesso che nella porzione centrale è rappresentato da una cintura milonitica che ha lo spessore maggiore di 5 Km (Milnes, 1974), mentre nelle alpi orientali è rappresentata da cataclasiti che raggiungono uno spessore anche di decine di m (Mancktelow et al., 2001).

Lungo il PFS possiamo notare l'allineamento di plutoni Permiani e Oligocenici, in particolare i plutoni Permiani sono stati utilizzati per valutare l'attività magmatica permiana lungo quelli che potrebbero essere i precursori della PAF stessa (Dal Piaz & Martin, 1998). I plutoni oligocenici o Periadriatici derivano da una sorgente alla base della catena alpina e risalgono tutta la crosta ispessita attraverso il lineamento periadriatico, in contesto traspressivo, proprio per questo motivo si allineano lungo il lineamento stesso; in ogni caso questo allineamento non indica una sorgente magmatica rettilinea in profondità (Rosenberg, 2004).

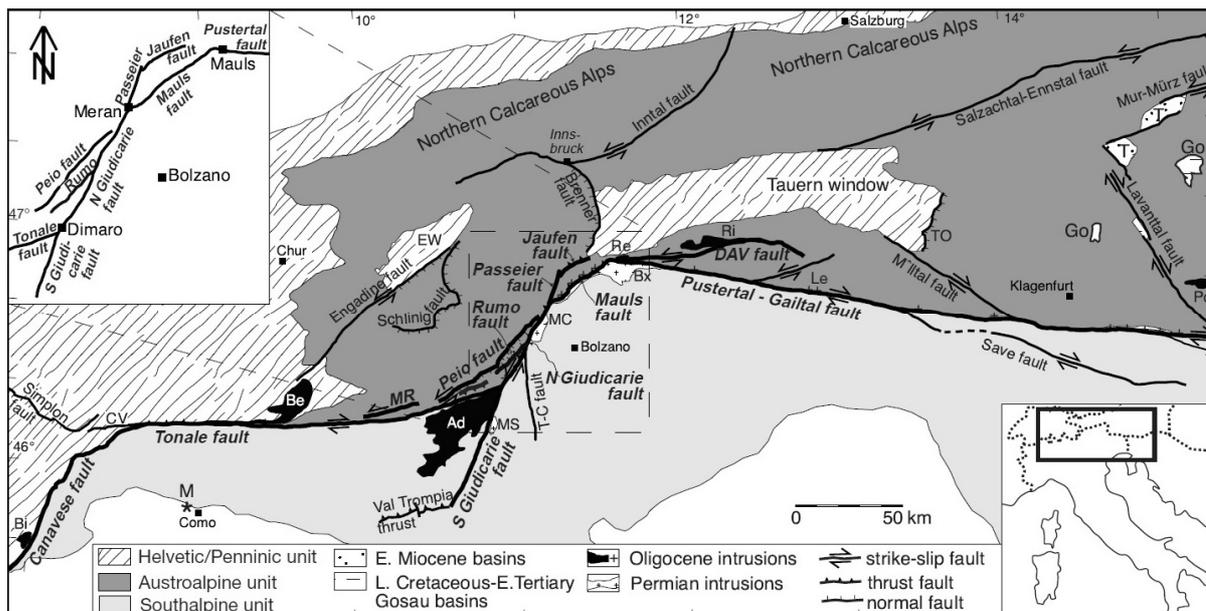


Figura 2.2.1. Mappa tettonica delle Alpi che mostra le principali faglie correlate al lineamento Periadriatico. (Müller et al., 2001).

Questi elementi sono strettamente correlati tra di loro nello spazio e nel tempo come evidenziato dall'overprinting tra i plutoni allineati lungo il PFS e le miloniti al loro interno che dimostrano come la deformazione fosse attiva durante e dopo la cristallizzazione dei magmi avvenuta prevalentemente tra 34 e 28 Ma (Martin et al., 1996; Hansmann and Oberli, 1991) unica eccezione il batolite dell'Adamello che mostra età da 42 a 28 Ma (Del Moro et al., 1983b). I plutoni si sono messi in posto nella rocce incassanti per estrusione lungo il lineamento Periadriatico. Questi plutoni sono composti da tonaliti calcalkalini di tipo I e corpi minori granodioritici, non mancano comunque piccole frazioni di gabbri, dioriti e graniti, tuttavia la caratteristica comune a tutti questi corpi è la presenza di inclusi mafici e dicchi basici (Rosenberg, 2004). Le analisi geochimiche effettuate su questi plutoni hanno dimostrato essi derivano dal mixing tra magmi di origine mantellica e crostale, in particolare tra basalti e rocce mafiche di crosta inferiore che attraverso la cristallizzazione frazionata hanno portato alla formazione delle rocce sopra elencate. Da altre analisi si è potuto discriminare che la fusione è avvenuta nel mantello litosferico che è compatibile con uno scenario tettonico di slab break off (Dal Piaz & Gosso, 1993; von Blanckenburg & Davies, 1995), questo è un meccanismo che porta al distacco della litosfera oceanica subdotta dalla litosfera continentale più leggera per un fenomeno di galleggiamento. Il regime traspressivo che ha caratterizzato il lineamento Periadriatico, ha generato uno *strain partitioning* tra miloniti (simple shear) lungo la faglia e le rocce adiacenti (pure shear). Il fuso genera delle fratture estensionali nelle miloniti e lungo i fianchi della zona di shear con orientazioni diverse: nelle miloniti le fratture sono subverticali poiché σ_3 è orizzontale, mentre lungo i fianchi della zona di shear σ_3 è verticale e si generano fratture suborizzontali (Figura 2.2.2). Tutto questo è facilitato anche dalla foliazione delle rocce stesse che è subverticale lungo la zona milonitica, mentre nelle rocce circostanti diminuisce l'angolo di immersione (Rosenberg, 2004).

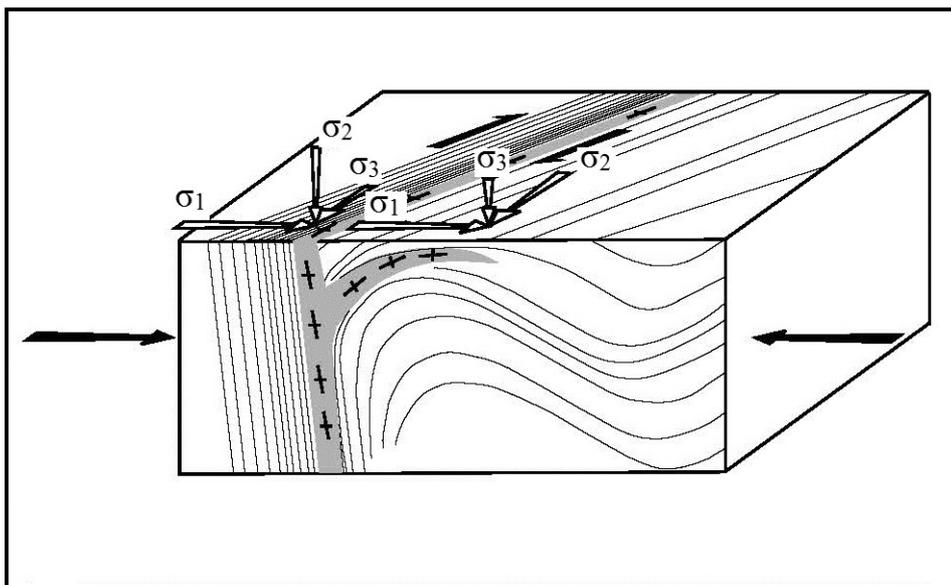


Figura 2.2.2. Schema illustrativo dello strain partitioning all'interno della zona di shear e nelle rocce adiacenti con conseguente inversione tra la componente minore e intermedia dello stress. (Rosenberg 2004)

2.3: LE AREE DI STUDIO

2.3.1: Litologie

2.3.1.1: Il basamento Austroalpino

Il basamento Austroalpino che affiora lungo la linea della Pusteria e Merano-Mules fa parte del sistema Drauzug-Gurktal, tale sistema è composto da W a E dalla serie del Tonale, unità di Merano-Mules, unità di Gailtal, Defferegger Alps e unità di Strieden (Carta tettonica delle Alpi, Schmidt et al., 2004)

Il basamento che affiora al tetto della linea Merano-Mules è bordato verso ovest dalla linea della Passiria e verso nord dalla linea del Giovo (Sölva et al., 2001; Schmid et al., 2004). È costituito dal basamento metamorfico Varisico della falda Drauzug-Gurktal. Secondo la nuova carta geologica del progetto CARG foglio Merano tale falda può essere suddivisa in tre unità separate da zone milonitiche immergenti a NW, queste unità vengono nominate come Scena, Punta Cervinia e San Leonardo. In particolare nella porzione settentrionale della Merano-Mules affiora l'unità di Punta Cervinia che è costituita da paragneiss a staurolite, cianite e granato, con livelli che arrivano a spessori di decine di metri di ortogneiss e lenti di anfiboliti. Nella porzione meridionale della faglia affiora l'unità di Scena che è costituita da paragneiss a sillimanite e granato a grana media-fine e micascisti a due miche e sillimanite e granato, con lenti di anfiboliti e quarziti (Bargossi et al., 2010). Il basamento di Gailtal che affiora lungo la linea della Pusteria è composto da paragneiss a quarzo + muscovite + biotite + plagioclasio ± granato. Questi paragneiss sono talvolta intercalati da micascisti, miloniti e filloniti, dove in queste ultime litologie si concentra il metamorfismo alpino in facies scisti verdi che riequilibra la roccia stessa. Sono presenti anche degli ortogneiss con biotite ed anfibolo (Bistacchi et al., 2010).

2.3.1.2: Lamella Tonalitica

L'associazione mineralogica della tonalite è costituita da plagioclasio + quarzo + K-feldspato ± anfibolo ± biotite ± clorite ± clinozoisite, con accessori quali titanite, allanite, apatite, zirconi, tormalina, granato e ossidi di Fe, sono spesso presenti degli inclusi mafici a grana minuta. Queste lamelle affiorano lungo tutta la linea delle Giudicarie Nord, lungo la Merano-Mules (Lamella di Mules) e lungo un tratto della Pusteria, presentano una foliazione magmatica e sub-magmatica parallela alla direzione della faglia (Stöckli, 1995), mentre la foliazione è ben definita la lineazione è più debole. La tonalite di Mules è un corpo molto grande di forma triangolare se paragonato alle lenti che affiorano lungo le Giudicarie Nord, varia di spessore tra 10-200 m. Osservando vari affioramenti è possibile vedere l'allineamento di anfiboli e biotite che sono talora molto abbondanti e paralleli alla direzione della Merano-Mules. Pomella et al. 2010 ha fatto studi specifici sulle Lamelle tonalitiche lungo la linea delle Giudicarie da cui è risultato che l'età di messa in posto di queste è Oligocenica, gli altri plutoni variano invece età Eoceniche, da questi risultati si è potuto ipotizzare supponendo un lineamento Periadriatico originariamente rettilineo che le lamelle presenti lungo la linea delle Giudicarie fossero porzioni del plutone dell'Adamello strappate al plutone stesso per l'attività della faglia (Figura 2.3.1.2.1).

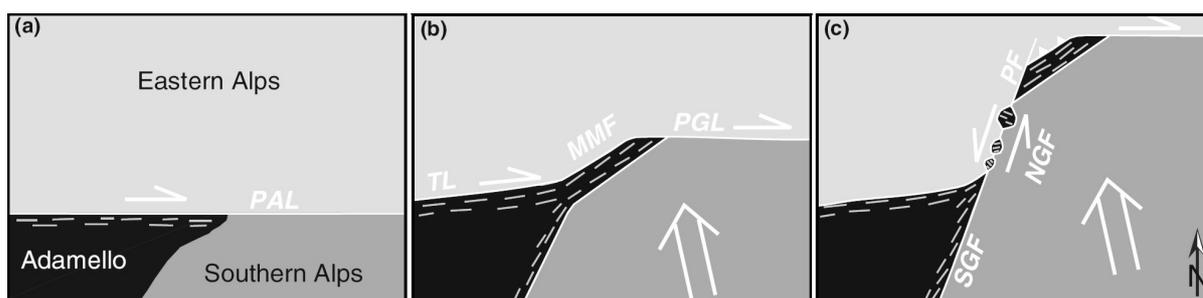


Figura 2.3.1.2.1. Illustrazione della messa in posto delle Lamelle Tonalitiche lungo la linea delle Giudicarie. a) Durante l'Oligocene abbiamo la messa in posto delle porzioni nord-orientali del batolite dell'Adamello vicino all'lineamento Periadriatico; b) Tardo Oligocene/ Primo Miocene, a causa del movimento dell'indenter Adriatico il lineamento Periadriatico viene piegato e una porzione del batolite dell'Adamello rimane schiacciata al suo interno; c) All'inizio del Miocene si formano dei veri e propri segmenti orientati NE-SW e mentre lungo la linea Merano-Mules si rimane un corpo continuo di tonalite, lungo la linea delle Giudicarie rimangono delle piccole lenti. (Pomella et al., 2010)

2.3.1.3: Granito di Bressanone

Il Granito di Bressanone (nome formazionale) è costituito da vari plutoni che prendono il nome da nord a sud di plutone di Bressanone, di Ivigna e Monte Croce (Dal Piaz and Martin, 1998; Rottura et al., 1998). L'età di questi plutoni è molto simile e sembrano ringiovanirsi andando verso nord (plutone di Bressanone ha 279 ± 7 Ma; Pomella et al., 2012). Questa unità del Sudalpino è costituita da graniti biotitici (anche a due miche) e granodioriti biotitico-anfibolitiche. Hanno grana medio-grossolana e presentano un fabric isotropico, talvolta assumono delle tonalità rosacee a causa del fenomeno di episenitizzazione. Questi graniti si sono intrusi all'interno del Complesso della Fillade quarzifera Sudalpina, all'interno di micascisti a granato, filladi e quarziti impure. L'associazione mineralogica del granito generalmente è data da K-feldspato + plagioclasio + quarzo + biotite, mentre nella granodiorite vi

è la presenza di anfibolo, all'interno di queste rocce si trovano inclusi di colore scuro che possono essere inclusi mafici di origine magmatica oppure frammenti delle filladi incassanti. Il Granito di Bressanone inoltre contiene al suo interno filoni basici e vene di leucograniti, apliti e pegmatiti (Rapporto Definitivo, Galleria di Base del Brennero BBT).

2.3.2: Lineamenti

2.3.2.1: La linea della Pusteria (PF)

Questa faglia rappresenta il segmento più orientale dell'intero sistema del lineamento Periadrico e corre per circa 200 Km in direzione E-W, mettendo in contatto il basamento Austroalpino e le relative coperture Permo-Mesozoiche con il Granito di Bressanone (nel Sudalpino). La storia deformativa della Pusteria è caratterizzata dalla presenza della Lamella Tonalitica che ha intruso le unità presenti nell'area durante l'attività della faglia. Le fasi iniziali di attività della Pusteria mostrano un comportamento deformativo di tipo duttile deformando il basamento Austroalpino e la Lamella Tonalitica, con movimento di tipo trasversivo sinistro che a circa 30 Ma è diventato di tipo traspressivo destro (Mancktelow et al., 2001; Müller et al., 2001). Con un rigetto di diverse decine di km, l'attività della faglia ha portato all'esumazione delle unità profonde dell'Austroalpino che mostrano un metamorfismo in facies anfibolitica (Hoinkes et al., 1999). Questa ultima fase di traspressione destra è consistente con la fase finale della storia della catena alpina che ha portato dal tardo Oligocene in poi al denudamento delle unità Penniniche al letto del detachment del Brennero (Selverstone, 1988; Ratschbacher et al., 1991; Frisch et al., 2000; Viola et al., 2001). La PF è classificata come una faglia matura (Bistacchi et al., 2010), dove la deformazione è localizzata in un core cataclastico confinato. Secondo Bistacchi et al., 2010 le rocce di faglia individuano una temperatura di deformazione tra i 200-280° C sulla base dell'assenza di deformazione plastica del quarzo (Stipp et al., 2002), e la precipitazione di epidoto nella matrice della cataclasite e nelle vene sincinematiche; inoltre l'associazione di epidoto e quarzo piuttosto che laumontite ed epidoto indica temperature di deformazione tra i 200-250° C e pressioni tra 1-5 Kbar (Perkins et al., 1980), corrispondenti, assumendo un gradiente tra 25-30° C/Km, ad una profondità tra i 7-11 Km, alla base della crosta fragile (Bistacchi et al., 2010). Lo sviluppo della deformazione lungo la linea della Pusteria sembra essere fortemente controllato dalla litologia, infatti dove la roccia incassante si presenta a composizione quarzoso-feldspatica (es. Granito di Bressanone) la deformazione tende a localizzarsi in sottili livelli ultracataclastici (decimetrici), mentre dove la roccia è ricca di fillosilicati la deformazione viene partizionata lungo livelli che occupano volumi molto più estesi (100 m – 1 km).

Per questo motivo la zona di danno nel Granito di Bressanone è molto più localizzata rispetto a quella nei paragneiss del basamento Austroalpino. In quest'ultimo caso la presenza di rocce ricche in fillosilicati favorisce la rottura parallelamente alla foliazione stessa senza necessariamente seguire criteri di rottura Andersoniani (Massironi et al., 2011; Bistacchi et al., 2013). La porzione più occidentale della linea della Pusteria è dislocata dalla faglia Sprechstein-Val di Mules (SMF), che orientata NE-SW e

mette in collegamento la Pusteria (quindi il lineamento Periadriatico) con il detachment del Brennero. Queste due faglie (PF e SMF) potrebbero essere state attive contemporaneamente, tuttavia non è stato trovato alcun rigetto della Pusteria sulla SMF (Bistacchi et al., 2010).

2.3.2.2: La linea delle Giudicarie e la faglia Merano-Mules

La linea delle Giudicarie rappresenta un'inflessione lungo il lineamento Periadriatico. Nonostante il suo ruolo sia ancora oggi argomento di dibattito, essa dovrebbe dislocare con movimento sinistro le linee del Tonale e Pusteria di circa 80 Km (e.g. Frisch et al. 2000). È costituita da molti segmenti che da sud a nord sono la linea delle Giudicarie Sud, Giudicarie Nord e Merano-Mules, questo importante sistema di faglie è collegato attraverso le linee della Passiria, Giovo al detachment del Brennero (Viola et al., 2001). Esistono due teorie sulla formazione della linea delle Giudicarie (Figura 2.3.2.2.1): una prevede che inizialmente il lineamento Periadriatico fosse rettilineo e che le Giudicarie si siano formate durante il Miocene per la spinta dell'indenter Adriatico e abbiano quindi rigettato il preesistente lineamento Periadriatico (e.g. Schönborn, 1992, Laubscher, 1996); la seconda ipotesi è che il lineamento Periadriatico fosse già originariamente non rettilineo a causa di complessità strutturali ereditate dalla tettonica Permiana e che quindi il rigetto sinistro lungo le Giudicarie sia stato ridotto (circa 30 Km; e.g. Castellarin and Vai, 1982; Prosser, 2000; Muller et al., 2001). Tuttavia dai dati paleomagnetici, geocronologici (U/Pb su zirconi, tracce di fissione) sui corpi magmatici Oligocenici nonché la loro distribuzione dal lavoro di Pomella et al., 2011 supportano la teoria che il lineamento Periadriatico fosse inizialmente rettilineo. La linea delle Giudicarie Nord immergente a NW di circa 40-45° collega la linea del Tonale con la linea Merano-Mules, durante la sua attività è stata riconosciuta come faglia inversa a causa dello *strain partitioning* dello sforzo tra la linea delle Giudicarie Nord e la linea Trento-Cles che presenta invece un'attività di tipo strike-slip sinistro (Prosser, 2000; Viola et al., 2001). La linea Merano-Mules che ha direzione ENW-WSW separa il basamento Austroalpino (Varisico) dal Granito di Bressanone (Permiano) che non ha subito il metamorfismo legato all'orogenesi alpina. Volendo ricostruire la storia di questa faglia, inizialmente possiamo riconoscere un'attività di tipo duttile che ha generato delle miloniti con lineazione orizzontale che mostrano un senso di shear destro; successivamente a causa del movimento di thrusting di tipo top to SE, abbiamo una nuova lineazione che si sovrappone a quella precedente ed indica un movimento inverso (Pomella et al., 2011). Tuttavia gli studi strutturali effettuati da Zago (2012) hanno dimostrato che la linea Merano-Mules mostra una cinematica trascorrente destra. Lungo questa linea affiorano talvolta anche in piccole lenti corpi intrusivi di età Oligocenica, questi corpi intrusivi affiorano lungo la linea delle Giudicarie Nord e vengono chiamati Lamelle Tonalitiche.

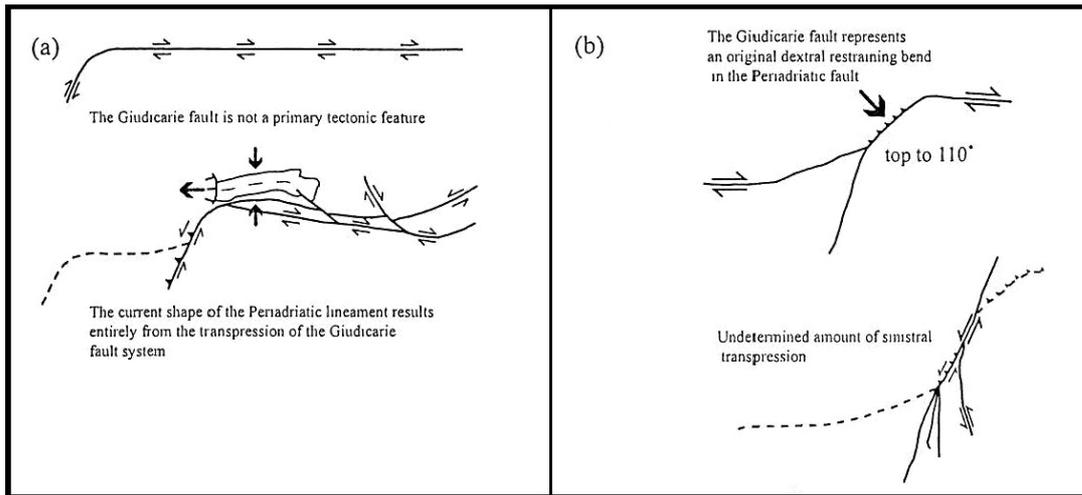


Figura 2.3.2.2.1. Modelli cinematici evolutivi sulla linea delle Giudicarie: a) inizialmente il lineamento Periadriatico era rettilineo e la linea delle Giudicarie si forma successivamente in regime traspressivo; b) la linea delle Giudicarie era già presente nella geometria del lineamento Periadriatico. (Viola et al., 2001)

Capitolo 3: TECNICHE ANALITICHE E DETTAGLI SPERIMENTALI UTILIZZATI

3.1: TELERILEVAMENTO

Il telerilevamento è quell'insieme di tecniche e metodi che permettono l'acquisizione di informazioni riguardanti oggetti sulla superficie terrestre o di 'fenomeni ambientali' senza che lo strumento di acquisizione sia a contatto diretto con l'oggetto investigato (Mantovani e Marcolongo, 1992). L'utilizzo del telerilevamento avviene attraverso due passaggi: 1) acquisizione dei dati; 2) analisi dei dati: elaborazione ed interpretazione.

3.1.1: *Acquisizione ed analisi del dato*

Il primo luogo sono stati scaricati gratuitamente i dati LIDAR e le ortofoto dal sito della Provincia Autonoma di Bolzano (<http://www.provincia.bz.it/>). L'acquisizione dei DTM è avvenuta nel 2004/2005 attraverso l'utilizzo dello strumento LIDAR. L'acquisizione è stata effettuata suddividendo il territorio provinciale in aree in funzione della quota di elevazione, sulla base di questa classificazione il dato ha pertanto una diversa accuratezza al suolo. Per le zone situate al disopra dei 2000 metri s.l.m. è stata ottenuta un'accuratezza di 55 centimetri, mentre per le aree al disotto dei 2000 metri s.l.m. è stata utilizzata un'accuratezza di 40 centimetri. I dati acquisiti dal LIDAR sono stati riproiettati in modo da ottenere DTM (Digital Terrain Model) georeferenziati secondo il sistema di coordinate UTM zona 32, (in formato ASCII). Le ortofoto sono state realizzate grazie a riprese aeree effettuate durante l'estate del 2006, in seguito sono state digitalizzate (formato raster in bianco e nero) e georeferenziate. Queste foto hanno una precisione al suolo di almeno 1 metro e gli scostamenti planimetrici di elementi puntuali non sono superiori a 4 metri. I DTM sono stati elaborati grazie allo strumento HillShade (3D Analyst) del programma ArcGis, tali elaborazioni permettono di creare delle illuminazioni artificiali della superficie secondo diverse direzioni di azimuth ed elevazione solare (Figura 3.1.1.1), durante il lavoro sono state utilizzate le illuminazioni artificiali riportate in tabella 3.1.1.1. L'utilizzo di ortofoto e vari HillShade ha permesso di tracciare sulla superficie del terreno i lineamenti. Questi sono elementi lineari riconoscibili su di un'immagine a cui si può attribuire un significato geologico o geomorfologico (O'Leary et al., 1976).

L'interpretazione del dato deve essere fatta tenendo presente:

- grado di completezza del dato estratto: l'effetto dell'azimuth solare (reale nel caso delle ortofoto e simulato nel caso degli Hillshade) mette in risalto quelle linee che hanno la direzione perpendicolare all'azimuth stesso;
- grado di aleatorietà del lineamento, l'intersezione delle linee sulla superficie indagata genera: a) degli inganni percettivi (false continuità di lineamenti; simmetrie simulate, ecc), b) intersezioni tipo frana-poggio, reggi-poggio più e meno inclinato del versante; che si traducono con un'interpretazione errata del dato stesso.

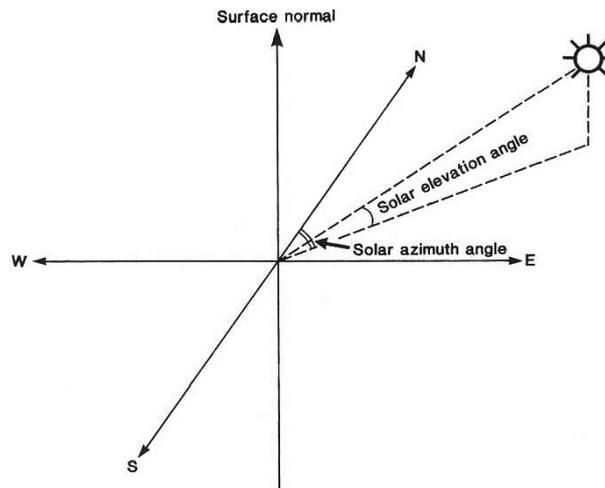


Figura 3.1.1.1. Schema illustrativo della direzione di azimuth ed angolo di elevazione solare (Mather, 1999).

Tabella 3.1.1.1. Elenco delle illuminazioni artificiali utilizzate per creare gli HillShade.

	Direzione di azimuth	Elevazione solare
HillShade_1	45°	45°
HillShade_2	70°	45°
HillShade_3	90°	45°
HillShade_4	135°	45°
HillShade_5	180°	45°
HillShade_6	225°	45°
HillShade_7	270°	30°
HillShade_8	315°	45°
HillShade_9	360°	45°

L'interpretazione è stata effettuata secondo un metodo che mira ad identificare coerenti modelli geometrici di fratturazione e ha lo scopo di realizzare chiari quadri regionali di tettonica fragile in cui siano ben riconoscibili gli elementi ed i sistemi principali. Utilizzando questo metodo vengono individuate quelle linee che hanno orientazione e forma concordante con il comportamento geometrico e strutturale dei più estesi ed evidenti lineamenti della regione. Diventa pertanto inutile tracciare tutti i lineamenti appartenenti ad un dato sistema, ma vengono evidenziati solo quegli elementi di più facile riconoscimento. Il metodo utilizzato si deve in ogni caso avvalere di alcuni accorgimenti:

- il lineamento deve essere segnato solo se è continuo da entrambi i versanti di una valle a meno di casi di chiara visibilità;
- cercare di individuare nei vari lineamenti geometrie di fratturazione conosciute (step over, pull-apart, riedel sintetici e antitetici, fratture tensionali, ecc);
- individuare correlazioni tra lineamenti e caratteri geomorfologici che possono indicare lo stato di attività della struttura (es. wine glass canyon, faccette triangolari, ecc)
- cercare di discriminare gli elementi di probabile origine gravitativa da quelli più strettamente tettonici.

Inizialmente è stata redatta una carta dei lineamenti che serve ad individuare quali sono i sistemi principali e più pervasivi sulla base di quella che è la tettonica regionale dell'area di interesse. La classifi-

cazione degli elementi individuati non segue regole precise: può essere effettuata sulla base dell'orientazione dei lineamenti, sulla loro rilevanza e continuità. Successivamente viene redatta una vera e propria carta geologico - strutturale dove i lineamenti vengono classificati più propriamente come: faglie, faglie presunte, fratture, scistosità, asse di piega, tali lineamenti vengono poi verificati sul terreno e/o con dati di letteratura (carte geologiche esistenti). Dopo aver redatto la carta geologico - strutturale si procede con la realizzazione di diagrammi a rosa (Rose Diagramm). Per fare questo, sempre attraverso il programma ArcGis, è necessario selezionare i lineamenti di interesse, escludendo ad esempio le scistosità o le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV). Successivamente grazie allo strumento Linear Directional Mean (Spatial Statistics Tools→Measuring Geographic Distributions) all'interno della feature class di interesse viene creata una tabella contenente l'orientazione (direzione) media di ogni lineamento. A questo punto basta esportare i dati in un programma che permette la loro proiezione (in questo caso è stato utilizzato il programma OpenStereo, scaricabile gratuitamente dal sito: <http://www.igc.usp.br/index.php?id=395>).

3.2: RILEVAMENTO GEOLOGICO E CAMPIONAMENTO

3.2.1: Dettagli sul rilevamento effettuato

Il rilevamento geologico è stato effettuato grazie al supporto della cartografia geologica preesistente (per passo Pennes: Zago, 2012; per Mules: Bistacchi et al., 2010; per Chienes: Carta Geologica d'Italia, Passo del Brennero e Bressanone, 1969) e alla cartografia topografica a scala 1: 10.000 e 1:5.000 (dove presente), scaricata gratuitamente dal sito della Provincia Autonoma di Bolzano.

L'attività di campagna è stata effettuata procedendo alla caratterizzazione delle aree di studio attraverso una descrizione degli affioramenti corredata a foto, una classificazione in base al DI (Damage Index, Capitolo 1, sezione 1.1; Bistacchi et al., 2010) e alcune misure strutturali poi graficate (con il software Stereonet 7.1.5. scaricabile gratuitamente dal sito: www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet-7-for-windows.html). Successivamente sono stati prelevati i campioni all'interno della zona di faglia (campioni non orientati).

3.3: MICROSCOPIA OTTICA

Lo studio della propagazione dei raggi luminosi entro un cristallo permette il riconoscimento della fase cristallina stessa. Questo metodo di indagine utilizza quella gamma di lunghezze d'onda che possono essere percepite dall'occhio umano, cioè lo spettro del visibile, che ha lunghezze d'onda che variano tra 380 e 760 nm.

3.3.1: Il microscopio polarizzante (Cornelis Klein, 2004)

Il microscopio polarizzante permette di produrre un'immagine ingrandita di un oggetto posizionato sul tavolino portaoggetti ruotante, l'ingrandimento viene prodotto da due sistemi di lenti: l'obiettivo e l'oculare. La funzione dell'obiettivo è quella di creare una prima immagine ingrandita e più nitida possibile dell'oggetto da analizzare, mentre l'oculare ingrandisce l'immagine creata. Per effettuare le ana-

lisi sono necessari più obiettivi a diverso ingrandimento (es: 4X, 10X, 50X) montati su di una torretta ruotante. Anche l'oculare può avere vari ingrandimenti e per avere la somma degli ingrandimenti è necessario moltiplicare il valore dei due. Al di sotto del tavolino portaoggetti è presente un condensatore e al di sopra di questo è presente una lente che permette di convergere la luce quando si utilizzano obiettivi ad alto ingrandimento (es. 50X). Al di sotto del condensatore è presente un diaframma che permette di controllare la profondità di campo e regolare la luminosità. Oltre a questi elementi, comuni a tutti i microscopi, sono presenti anche:

- polarizzatore: è posizionato al disotto del tavolino portaoggetti e costituisce un filtro polarizzante orientato N-S;
- analizzatore: è posizionato nel tubo del microscopio al di sopra del campione e costituisce un filtro orientato E-W.

Quando entrambi questi elementi sono attivi se l'oggetto da analizzare è isotropo l'immagine all'oculare appare sempre nera anche ruotando l'oggetto. Un altro elemento presente in questo tipo di microscopio è la lente di Bertrand che permette di osservare le figure di interferenza.

3.3.2: *Dettagli sperimentali*

Con l'obiettivo di indagare l'associazione mineralogica delle vene presenti nei campioni, di descrivere i rapporti di intersezione tra le stesse e la struttura dei campioni è stato utilizzato il microscopio polarizzante per studiare sezioni sottili dallo spessore di 30 µm.

3.4: DIFFRAZIONE DA POLVERI (XRPD X-RAY POWDER DIFFRACTION)

La diffrazione da polveri è una delle tecniche analitiche più utilizzate, in particolare per l'identificazione e l'analisi quantitativa delle fasi su campioni multifase. Questo metodo di analisi si basa sulla *legge di Bragg* elaborata da W.H. Bragg e W.L. Bragg nel 1913:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

n = ordine di riflessione;

λ = lunghezza d'onda incidente;

d = distanza tra i piani reticolari;

θ = angolo tra la radiazione incidente e i piani reticolari.

La legge interpreta la diffrazione come una riflessione continua dei raggi incidenti da parte di successioni di piani reticolari tra loro equispaziati. Per effettuare un'analisi in diffrazione da polveri è necessario preparare il materiale da indagare in modo tale che rappresenti un materiale policristallino ideale con cristalliti di dimensioni ottimali di 5 µm e orientati in modo caotico nel campione stesso. Ad ogni cristallite è associato un reticolo reciproco e la caoticità statistica delle orientazioni degli infiniti cristalliti permette di misurare le diffrazioni di tutti i piani reticolari simultaneamente. Il campione in polvere contenente i granuli viene posto o all'interno di un capillare o su di un portacampione piatto, i quali grazie ad una continua rotazione durante le misure permetteranno di aumentare statisticamente la rappresentatività dei piani reticolari. Le serie di piani aventi la stessa distanza interplanare d , associati

ad ogni reticolo reciproco, danno luogo ad una falda conica di effetti di diffrazione che interseca la sfera di riflessione secondo una circonferenza. Si avrà quindi una circonferenza per ogni famiglia di piani reticolari che entra in diffrazione. Quello che si ottiene mediante l'ausilio di un software di acquisizione dati è un diffrattogramma avente in ascissa l'angolo 2θ e in ordinata le intensità misurate degli effetti di diffrazione. Ad ogni picco del diffrattogramma si associa una o più successioni di piani reticolari. Si possono in questo modo associare gli angoli di diffrazione di Bragg ai piani reticolari delle fasi cristalline, determinare i parametri di cella elementare ed identificare le fasi presenti.

3.4.1: Il diffrattometro da polveri

Un diffrattometro da polveri è essenzialmente composto da una sorgente di raggi X, da un portacampione e da un detector. Le geometrie possibili sono varie, tuttavia quella utilizzata durante questo lavoro è la cosiddetta "Bragg-Brentano" che utilizza un portacampione piatto.

Lo strumento è costituito da (Figura 3.4.1.1):

- fascio incidente divergente;
- campione piatto tangente al cerchio di focalizzazione;
- sorgente e detector disposti sul cerchio goniometrico (a distanza R uguale e costante dal portacampione);
- detector all'intersezione tra cerchio goniometrico e cerchio di focalizzazione.
- ottiche (soller, slitte e monocromatori).

La condizione necessaria perché la legge di Bragg sia soddisfatta è che il detector si trovi sempre all'intersezione tra cerchio goniometrico e cerchio di focalizzazione, questo è soddisfatto sempre perché il raggio r_f del cerchio di focalizzazione varia al variare di 2θ . La condizione che deve essere mantenuta durante l'utilizzo dello strumento è che la superficie del portacampione sia sempre tangente al cerchio di focalizzazione (per questo è detto settaggio parafofocalizzante).

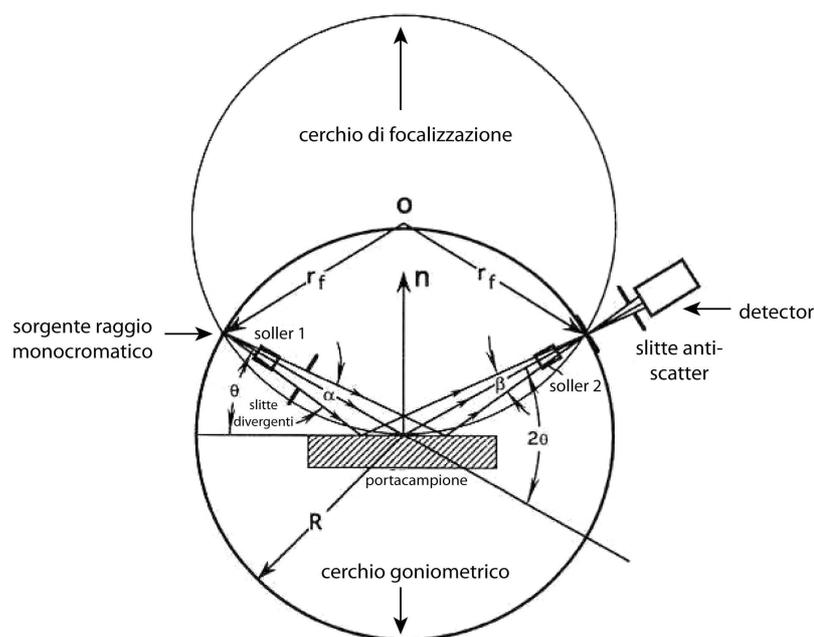


Figura 3.4.1.1. Schema illustrativo della geometria Bragg-Brentano in riflessione (modificato da Zevin & Kimmel, 1995).

3.4.2: Dettagli sperimentali

Durante questo lavoro di tesi è stato utilizzato un diffrattometro da polveri Panalytical X'PertPro in geometria Bragg Brentano, con il setup strumentale riportato in tabella 3.4.2.1.

Tabella 3.4.2.1: Setup strumentale utilizzato durante le analisi in diffrazione da polveri.

Goniometro	0-2 θ , raggio 240 mm
Sorgente	Cu K $\alpha_{1,2}$ ($\lambda = 1.54 \text{ \AA}$)
Generatore	40 mA, 40 kV
Detector	X'Celerator
Range angolare di acquisizione	3-80° 2 θ
Step angolare	0.017° 2 θ

Vista la varietà dei campioni, questi sono stati preparati in due modi differenti:

- macinati in un mortaio di agata fino ad ottenere la granulometria desiderata;
- superficie del campione integro.

3.5: MICROSCOPIA ELETTRONICA A SCANSIONE

Questa tecnica si basa sul risultato dell'interazione tra il campione e il fascio di elettroni, essa può essere di tipo elastico o anelastico. Quella elastica si verifica quando gli elettroni provenienti dal fascio in seguito all'interazione con il campione subiscono una deviazione nella loro traiettoria iniziale, senza dissipare tuttavia la loro energia iniziale. Per interazione anelastica si intende invece una deviazione dalla traiettoria iniziale accompagnata da una dissipazione di energia. Gli effetti prodotti dall'interazione tra il fascio e il campione sono vari in funzione della profondità di interazione tra questi. Nelle porzioni più superficiali gli atomi eccitati dal fascio possono emettere elettroni con energie caratteristiche in funzione del tipo di atomo coinvolto (generalmente comprese tra 0 e 3 KeV). Tale fenomeno denominato "effetto Auger" (Figura 3.5.1) può essere sfruttato per determinare gli elementi presenti nel campione. Se l'interazione avviene a profondità leggermente superiori (qualche nm) si può verificare l'emissione degli elettroni secondari (SE, Figura 3.5.1) a basse energie (<50 eV). Tali elettroni non appartengono al fascio elettronico incidente, ma al campione e possono generare immagini 3D dell'oggetto indagato anche in assenza di contrasto chimico.

Gli elettroni retrodiffusi (backscattered electrons BSE, Figura 3.5.1) provengono da profondità superiori rispetto ai SE e sono sempre appartenenti al fascio incidente; la loro energia è di poco inferiore a quella del fascio incidente. La frazione di elettroni che esce dal campione dopo l'interazione con esso è fortemente dipendente dal numero atomico medio del campione e per tale motivo sono sfruttati per distinguere fasi diverse all'interno di esso (il tono di grigio varia in funzione del numero atomico medio di ogni singola fase). Nel momento in cui si verifica un'interazione perfettamente elastica, senza alcuna dissipazione di energia si parla di diffrazione elettronica (electron backscatter diffraction EBSD), utile per ricavare informazioni di tipo cristallografico. Gli atomi investiti dal fascio vengono eccitati in seguito all'apporto di energia al punto tale da emettere raggi X sia sotto forma di continuum che sotto forma di spettri caratteristici (Figura 3.5.1). I SEM sono dotati di spettrometri, generalmente

EDS (energy dispersive system), che permettono di eseguire analisi chimiche puntuali in quanto ogni elemento emette fotoni sotto forma di quantità discrete e caratteristiche tali per cui possono essere discriminate e riconosciute.

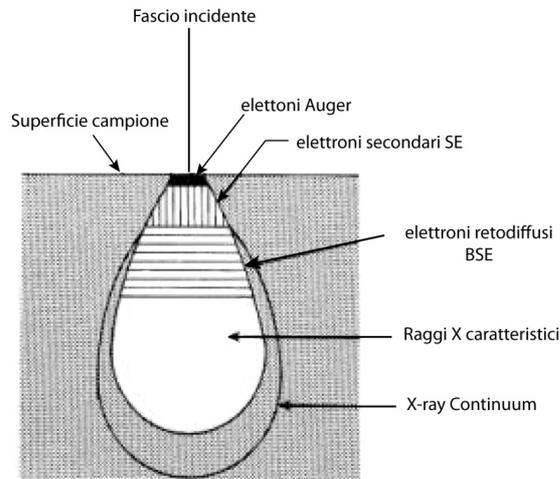


Figura 3.5.1. Schema illustrativo del volume di campione all’interno del quale avviene l’interazione con il fascio (viene denominata “pera di eccitazione” per la sua forma caratteristica). Sono indicate le aree dove vengono prodotte le varie tipologie di interazione. (Modificata da S.J.B. Reed, 2005)

3.5.1: Il microscopio elettronico a scansione (SEM)

Il SEM (Scanning Electron Microscope) sfrutta l’interazione tra un fascio elettronico adeguatamente accelerato attraverso e il campione. La sorgente del fascio elettronico è costituita da un filamento di tungsteno o da un cristallo di esaboruro di lantanio (LaB_6); il fascio viene prodotto per effetto termionico. Il fascio viene poi accelerato all’interno del cosiddetto “cannone” mantenendo una differenza di potenziale tra il catodo (la sorgente) e l’anodo (il campione) fino a 40 KV. Il fascio viene focalizzato mediante dei sistemi di lenti e la divergenza viene limitata attraverso dei sistemi di bobine (Figura 3.5.1.1). All’interno dello strumento vengono mantenute le condizioni di vuoto attraverso un sistema di pompe (pompa diffusiva e pompa rotativa, Figura 3.5.1.1) per evitare un’interazione negativa tra il fascio e le particelle d’aria.

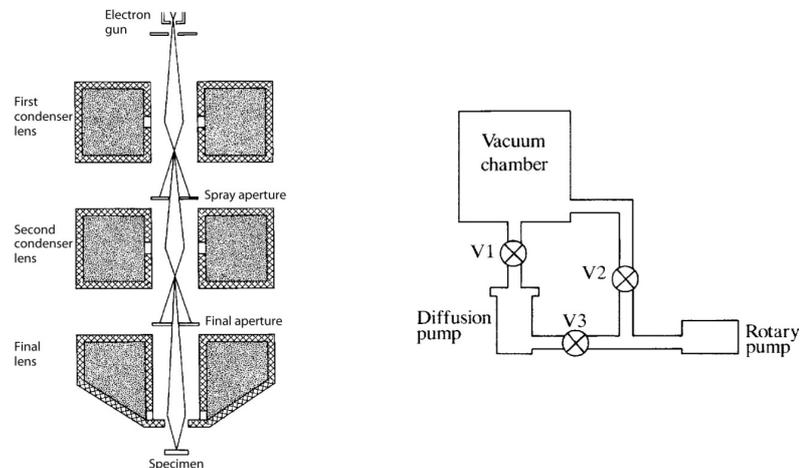


Figura 3.5.1.1. A sinistra schema del “cannone” con la sorgente del fascio (catodo), il sistema di lenti e il campione (anodo). A destra schema delle pompe diffusive e rotative per mantenere le condizioni di vuoto nello strumento. (S.J.B. Reed, 2005).

3.5.2: Dettagli sperimentali

Le analisi sono state effettuate con lo strumento SEM CamScan MX, il setup strumentale viene riportato in tabella 3.5.2.1.

Tabella 3.5.2.1. Setup strumentale del SEM.

Sorgente Elettroni	W, LaB ₆
Risoluzione	3.5 nm (W), 2.5 nm (LaB ₆), 1.5 nm (TFE)
Range voltaggio	500 V - 40 KV
Range Zoom	3-600000 x

I campioni sono costituiti da sezioni sottili precedentemente pulite, lucidate e metallizzate.

3.6: SPETTROSCOPIA RAMAN

Quando una radiazione monocromatica incide sulla superficie di un oggetto questa può essere: a) assorbita; b) riflessa; c) diffusa. Quando la radiazione viene diffusa possiamo avere due tipi di interazione (Figura 3.6.1):

- elastica: senza variazione di energia, è il fenomeno più comune e viene detto diffusione Rayleigh;
- anelastica: abbiamo un trasferimento di energia dal fotone alla particella e viceversa, la differenza di energia è legata alla struttura chimica delle molecole responsabili della diffusione, è un fenomeno raro che accade una volta su un milione e viene detto *effetto Raman*.

Uno spettro Raman è un grafico che presenta lungo l'asse delle ordinate l'intensità di emissione luminosa e in ascissa lo spostamento Raman espresso in cm^{-1} , cioè la differenza in numeri d'onda tra la radiazione osservata e quella incidente. Quando si analizza uno spettro Raman (Figura 3.6.2) si vedono due tipi di segnali che vengono associati ai fenomeni appena descritti: 1) il segnale legato alla radiazione di Rayleigh che ha la stessa lunghezza d'onda e energia ($h\nu_0$) della radiazione incidente, questo segnale non fornisce alcuna informazione sul materiale in quanto è uguale alla radiazione incidente; 2) il segnale legato alle interazioni anelastiche. Quest'ultime possono essere di due tipi: A) linee di Stokes in cui i fotoni emessi dalla particella hanno energia inferiore a quella incidente ($h\nu_0 - h\nu_1$); B) linee anti-Stokes in cui i fotoni emessi dalla particella hanno energia superiore a quella incidente ($h\nu_0 + h\nu_1$), queste tuttavia hanno un'intensità troppo debole per essere rilevate in quanto queste interazioni avvengono con meno frequenza. Da ciò si capisce che per studiare un materiale bisogna analizzare le linee di Stokes, queste sono legate ai metodi di vibrazione delle molecole che compongono il materiale in studio e permettono di identificare qualitativamente le molecole che compongono il campione. Le vibrazioni sono controllate dalla dimensione, dalla valenza, dalla massa atomica delle specie che compongono il campione, dalle forze di legame tra gli atomi e dalla simmetria a cui tali atomi sono legati, tutte queste variabili influenzano gli shift tra le bande ma anche il numero, l'intensità,

l'ampiezza e la polarità delle bande che possono essere osservate. Per questo la spettroscopia Raman è una tecnica che permette di fare sia analisi qualitative che analisi strutturali.

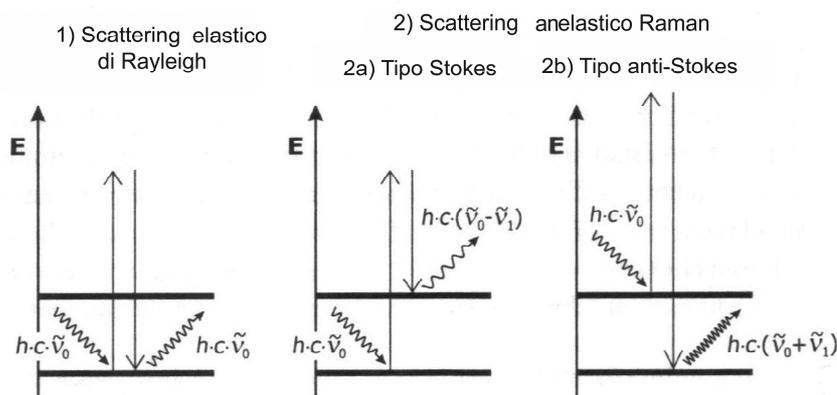


Figura 3.6.1. Diagramma semplificato dei livelli energetici per spiegare l'interazione luce-molecola. **1)** Nel caso dello scattering elastico l'energia della radiazione incidente porta la molecola ad uno stato 'eccitato' dal quale ricade subito emettendo una radiazione con la stessa quantità di energia di quella incidente; **2)** Nello scattering anelastico la radiazione incidente sulla molecola la porta a stati 'eccitati' dal quale ricade a livelli energetici diversi da quelli iniziali (a) ricade ad un livello energetico maggiore emettendo una radiazione ad energia inferiore (b) ricade ad un livello energetico inferiore emettendo una radiazione più energetica. (Modificato da Nasdala et al., 2004)

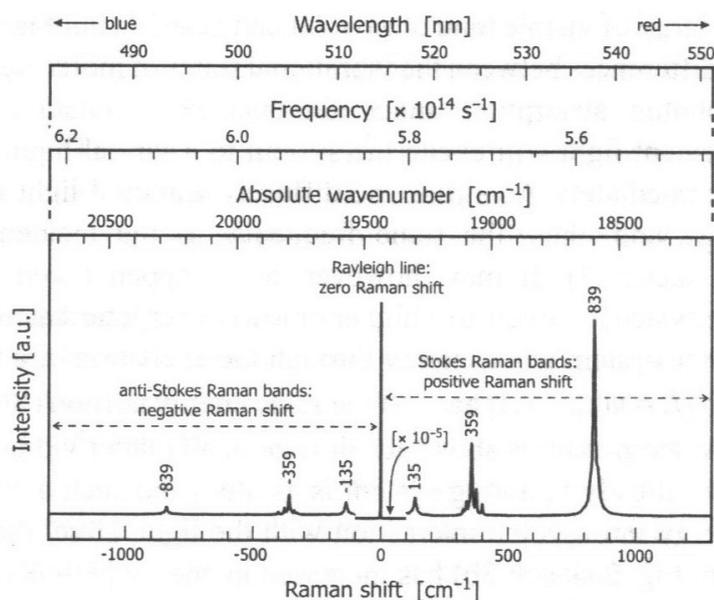


Figura 3.6.2. Spettro Raman per matiere a confronto le bande tipo Stokes e anti-Stokes. La radiazione emessa è misurata in differenza in numeri d'onda tra la radiazione incidente e quella emessa (cm^{-1} , vengono anche riportati i rapporti tra Raman shift, frequenza della radiazione e lunghezza d'onda), infatti l'interazione elastica presenta un Raman shift pari a zero. Si nota come le bande di tipo Stokes sono molto più energetiche. (Nasdala et al., 2004).

3.6.1: Lo spettrometro Raman (Nasdala et al., 2004)

Lo spettrometro Raman è costituito da quattro componenti principali: 1) sorgente dei raggi incidenti; 2) componenti ottiche utilizzate per illuminare il campione e acquisire il raggio diffuso; 3) componenti per effettuare l'analisi spettrale della luce; 4) componenti per investigare la luce. L'effettiva risoluzione laterale del sistema è di circa 1-1.5 μm (Nasdala et al., 2004) e viene raggiunta attraverso l'uso

combinato con un potente microscopio ottico montati in modo confocale (Figura 3.6.1.1). L'utilizzo di questa geometria ottica permette di indagare un volume di campione $\leq 5 \mu\text{m}^3$ (e.g. Nasdala et al., 2004). L'utilizzo dello spettrometro Raman non è limitato ad acquisire degli spettri puntuali, ma si possono anche costruire delle mappe che sono il prodotto matematico generato sulla base di un gran numero di singoli spettri.

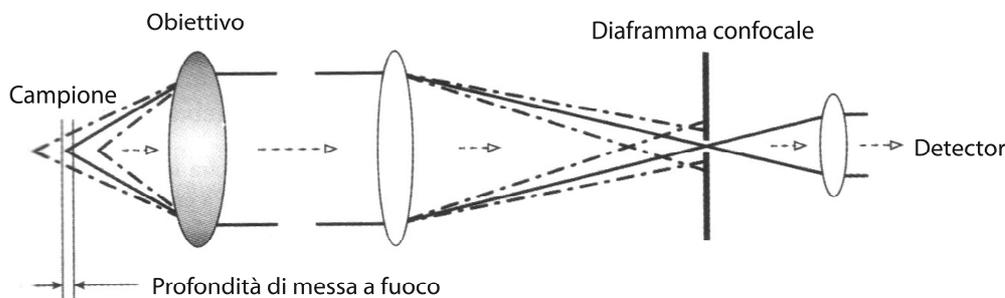


Figura 3.6.1.1. Schema illustrativo della geometria ottica utilizzata in analisi Raman. (Modificata da Nasdala et al., 2004).

3.6.2: Dettagli sperimentali

Sono state effettuate due serie di misurazioni:

- 1) acquisizione degli spettri standard delle zeoliti presenti nei campioni sulla base dei dati di diffrazione;
- 2) acquisizione degli spettri dei vari campioni.

Le misure indicate nel punto 1 sono state effettuate presso l'Università degli Studi di Milano-Bicocca con la gentile collaborazione del Dott. Andò Sergio (presso il dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie) con lo strumento Labram HR Evolution, equipaggiato con filtro notch e passabanda, single stage per l'acquisizione degli spettri, autofocus e obiettivo del microscopio fino a 100X. Il raggio utilizzato per eccitare il campione è ad He/Ne ha una lunghezza di 632.8 nm con una potenza massima di 20 mW; gli spettri acquisiti sono riportati in Appendice. Le misure al punto 2 sono state effettuate presso l'Università degli Studi di Parma con la gentile collaborazione del Prof. Lottici PierPaolo e del Dott. Bersani Danilo (presso il dipartimento di Fisica e Scienze della Terra) con lo strumento Jobin-Yvon Labram, equipaggiato con filtro notch olografico, stage xy, auto-focus e obiettivo del microscopio Olympus BH-4 fino a 100X con una risoluzione spaziale di circa $2 \mu\text{m}$. Il raggio utilizzato per eccitare il campione è ad He/Ne ha una lunghezza di 632.8 nm con una potenza massima di 20 mW. La risoluzione spettrale è di circa 2cm^{-1} . Per acquisire gli spettri Raman è necessario effettuare una prima calibrazione dello strumento con una lamina di silicio che deve risultare in posizione di 520.7cm^{-1} . Successivamente si posiziona il campione sul portaoggetti e lo si mette a fuoco abbassando o alzando il piattino del portacampione. Dopo aver valutato la messa a fuoco dell'oggetto con l'ingrandimento che si vuole utilizzare si verifica che il raggio incidente colpisca la superficie del campione. È fondamentale che al momento dell'acquisizione l'unica radiazione che raggiunge il cam-

pione sia quella del fascio laser. Eventuali altre radiazioni come la luce del sole o delle luci al neon possono dare un contributo indesiderato, motivo per il quale si procede alla schermatura dell'area di interazione laser-campione. Il tempo di acquisizione dello spettro dipende da due fattori:

- durata di una singola acquisizione, che determina la nitidezza dello spettro;
- ripetizioni di acquisizione, permette di avere un dato medio tra tutte le acquisizioni effettuate per ogni singola misura.

L'ingrandimento del campione e il tempo di acquisizione dello spettro variano in funzione dell'analisi che si vuole effettuare. Le analisi sono state effettuate sulle sezioni sottili di spessore di 30 e 50 μm per valutare eventuali problemi dovuti alla presenza delle resine necessarie a preparare le sezioni. Dopo aver valutato che la resina non producesse delle bande indesiderate si è proceduto con le analisi delle sezioni dallo spessore di 30 μm .

Capitolo 4: CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO - STRUTTURALE DEI SITI DI STUDIO

4.1: PASSO PENNES

L'indagine della zona di passo Pennes è iniziata elaborando la carta geologico-strutturale (Figura 4.1.1) con il supporto della carta geologica 1:10.000 redatta da Zago (2012).

L'utilizzo del telerilevamento ha permesso di migliorare i limiti dei contatti tra Basamento Austroalpino (unità di Punta Cervinia), Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone, in particolare queste unità vengono messe in contatto dalla linea Merano-Mules Ovest e Merano-Mules Est che hanno la stessa orientazione (di seguito si parlerà della linea Merano-Mules, facendo riferimento a entrambe le faglie).

La linea Merano-Mules gioca un ruolo molto importante nell'assetto strutturale della zona, che è pervaso da faglie e fratture con la medesima orientazione che coincide con quella della foliazione dell'unità di Punta Cervinia in questo punto. Ciò nonostante questo non è l'unico sistema presente, ci sono anche strutture WNW-ESE correlate alla linea della Pusteria che affiora pochi Km ad est dal passo presso Mules. I rapporti di intersezione tra i due sistemi non sono univoci, come era atteso dal fatto che i due sistemi sono stati coevi durante un lungo periodo della loro attività (Viola et al., 2001).

Nel Rose diagramm dei lineamenti di passo Pennes (Figura 4.1.2), ottenuto graficando i 214 lineamenti tracciati sulla carta è ben evidente il sistema di lineamenti orientato NE-SW come la linea Merano-Mules, e si può anche notare la presenza del sistema orientato WNW-ESE come la linea della Pusteria.

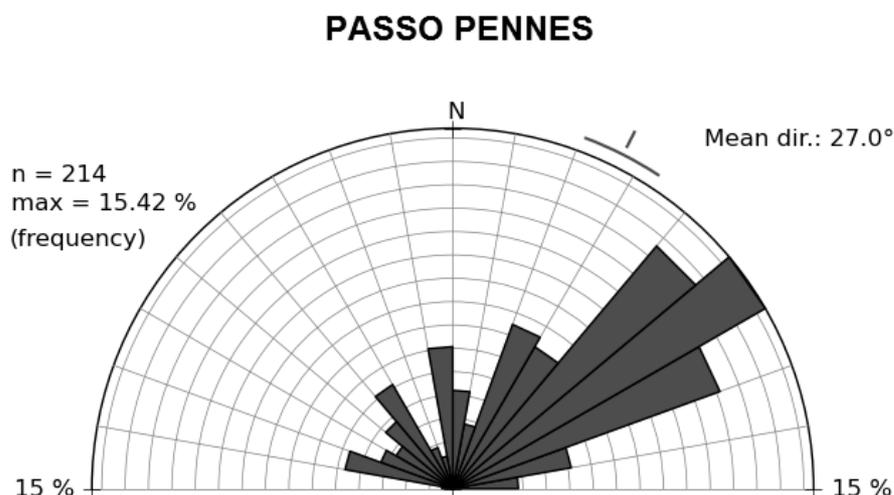


Figura 4.1.2. *Rose diagramm* dei lineamenti di passo Pennes: - **n** rappresenta il numero di lineamenti presi in considerazione; - **max frequency** rappresenta la frequenza della direzione più abbondante di lineamenti; - **mean dir** rappresenta qual è l'orientazione media dei lineamenti. Gli anelli hanno un'ampiezza di 1° mentre ogni spicchio ha un'ampiezza di 10°. Sono evidenti i sistemi: NE-SW come la linea Merano-Mules; WNW-ESE come la linea della Pusteria.

L'attività di campagna è stata concentrata lungo il sentiero che dal passo Pennes arriva al Montaccio di Pennes, soffermandosi nella forcella che viene attraversata dalla faglia Merano-Mules Est, la classifi-

cazione utilizzata per valutare il grado di danno nella zona di faglia è il Damage Index (Capitolo 1, sezione 1.1, Tabella 1.1.1). Andando lungo il sentiero si incontrano i paragneiss dell'unità di Punta Cervinia, la tipica scistosità con giacitura media di N 330/50 è sottolineata da mica chiara. I paragneiss sono talora caratterizzati da livelli ricchi a cianite con cristalli di dimensioni centimetriche (Figura 4.1.3), che derivano da livelli arricchiti in Al all'interno dei protoliti sedimentari. Lungo il sentiero affiorano anche lenti di ortogneiss appartenenti anch'essi all'unità di Punta Cervinia. Proseguendo lungo il sentiero, superata la linea Merano-Mules Ovest, affiora la Lamella Tonalitica. Alla mesoscala si riconoscono quarzo, feldspato, biotite ed anfiboli ed una vistosa foliazione di origine milonitica (N 350/40), che si è sviluppata durante la messa in posto del plutone contemporaneamente alla deformazione legata all'attività della faglia. Sono presenti anche sottili (cm) filoni porfirici che si sono formati durante l'attività magmatica che si è sviluppata durante l'intrusione della Lamella Tonalitica (Figura 4.1.4). All'interno della Lamella superato il contatto con l'unità di Punta Cervinia è possibile individuare livelli cataclastici di colore verde e spessore decimetrico, spazati di circa 60 cm e che coprono un settore di circa 30 m di spessore e può essere classificato con un $DI = 4$. Oltre tale elemento è possibile individuare, una porzione di Lamella che ha uno spessore di circa 60 m in cui i livelli cataclastici diventano meno spazati (ca. 2 m), all'interno di questa porzione affiorano lenti di paragneiss (spessori sino a 10 m (Figura 4.1.5); a questa porzione viene attribuito un $DI = 3$. Le lenti di paragneiss sono molto deformate e costituendo dei livelli preferenziali per la nucleazione di zone di shear, formano filloniti (che hanno aspetto del tutto simile a quelle descritte da Bistacchi et al., 2010 presso Mules). All'interno di queste filloniti sono presenti: strutture S-C con giacitura $S = N 310/58$ e $C = N 340/72$ coerenti con una cinematica destra, lungo la linea Merano-Mules (Figura 4.1.6). All'interno delle lenti di paragneiss non mancano anche vene di zeoliti che sembrano testimoniare una fase tardiva che ha interessato tutta la zona di faglia (Figura 4.1.7). Superata la zona con $DI = 3$ appare evidente la fratturazione che interessa la Lamella Tonalitica (Figura 4.1.8), i sistemi di fratture diventano abbondanti a circa 60-70 m ($DI = 4$) dal core della faglia Merano-Mules Ovest e lo rimangono fino a quando non si entra nella zona di core che è costituita per la maggior parte da gänge di faglia ($DI = 5$). In questa porzione i livelli cataclastici (spessore di ca. 1-2 cm) tornano ad essere più ravvicinati (ca. 50 cm). Compaiono qui vene di colore bianco-verde (a prehnite e quarzo) di spessore centrimetrico (max 5 cm), che hanno orientazione di circa N 310/50. La zona di core della faglia ($DI = 5$, Figura 4.1.9) ha spessore di circa 20 m, essa è costituita da rocce di faglia derivanti dalla Lamella Tonalitica e dal Granito di Bressanone; è possibile distinguere le due unità soprattutto sulla base del gouge che appare rossastro all'interno del Granito di Bressanone. Nella porzione di core all'interno della Lamella Tonalitica è abbondante la presenza di gouge e kaikiriti, ma sono presenti anche livelli cataclastici coerenti e pseudo-coerenti dello spessore di ca 30 cm (Figura 4.1.10) che presentano al loro interno vene bianco-verdi (a prehnite e quarzo) di spessore centrimetrico (fino ad un massimo di 2 cm) che non mostrano alcuna orientazione preferenziale e sono pertanto legate a probabile sovrappressione dei fluidi (Figura 4.1.11).

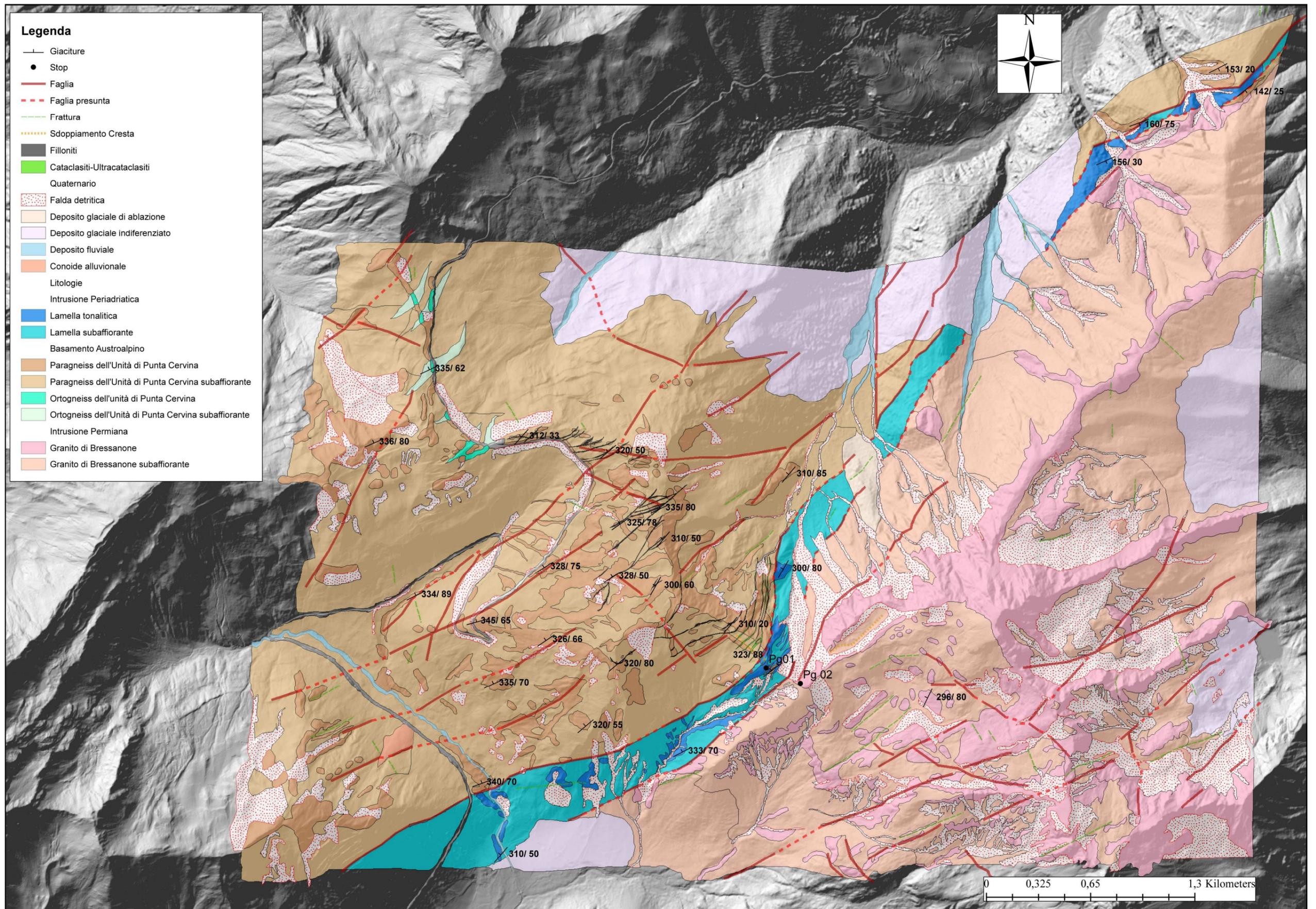


Figura 4.1.1. Carta geologico-strutturale del passo di Pennes (modificata da Zago, 2012)



Figura 4.1.3. Livello ricco di cristalli centimetrici di cianite all'interno dei paragneiss dell'unità di Punta Cervinia.

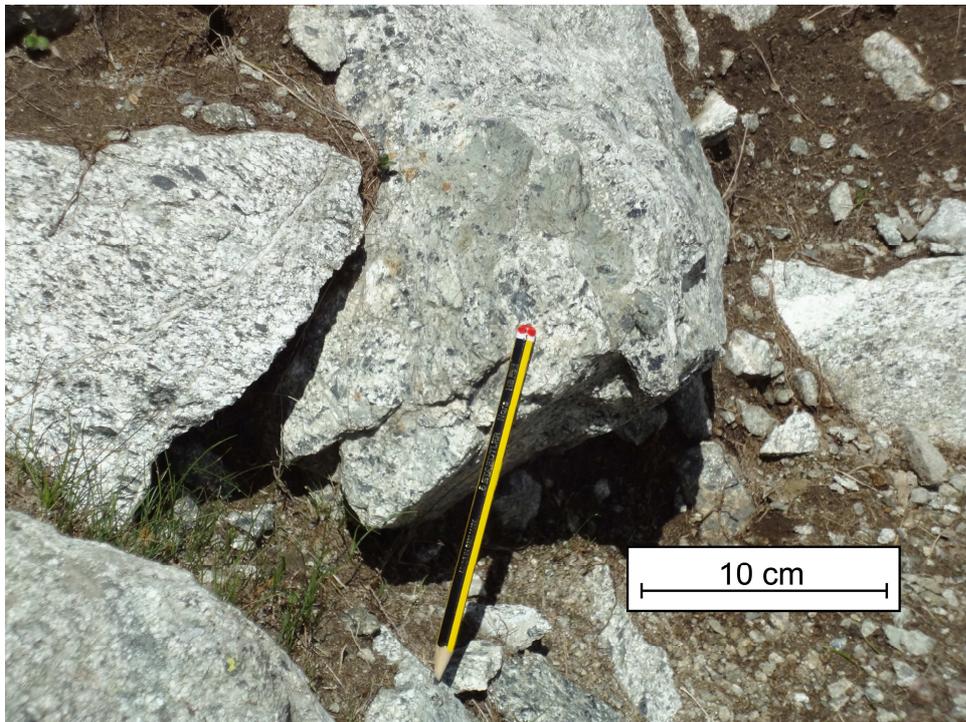


Figura 4.1.4. Filone porfirico all'interno della Lamella Tonalitica.

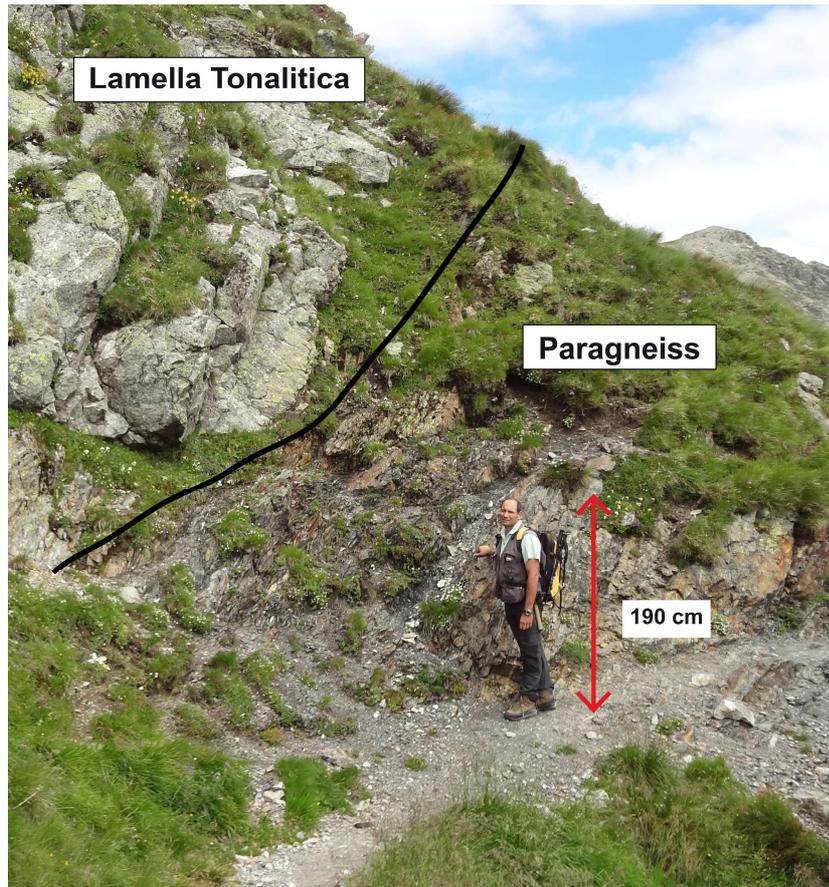


Figura 4.1.5. Lenti di paragneiss che affiorano all'interno della Lamella Tonalitica dopo aver superato la faglia Merano-Mules Ovest andando verso la cima del Montaccio.

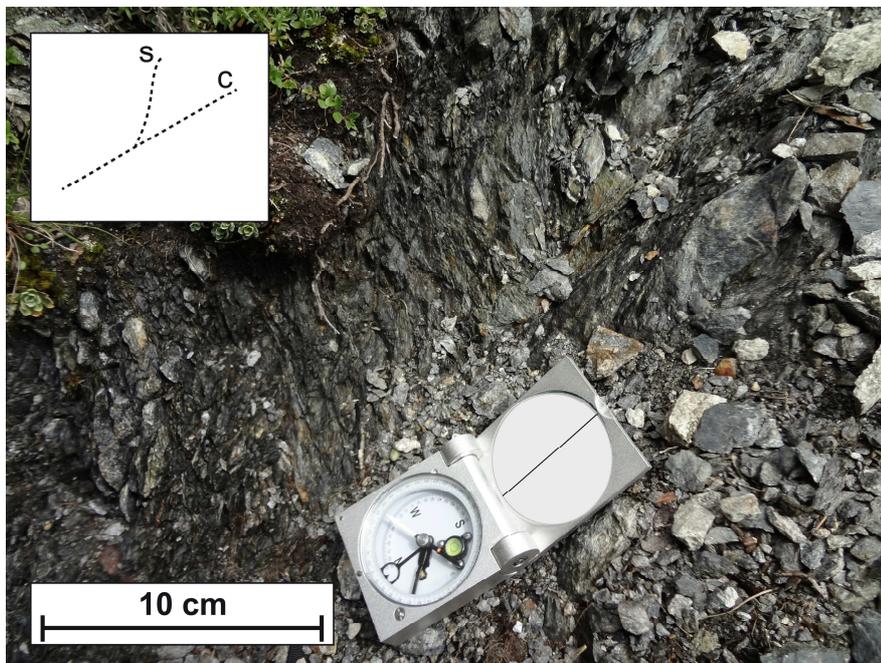


Figura 4.1.6. Foto della foliazione S-C nelle lenti di paragneiss all'interno della Lamella Tonalitica, che rappresentano una componente di movimento destro.



Figura 4.1.7. Foto che testimonia la presenza di vene a zeoliti all'interno delle lenti di paragneiss.



Figura 4.1.8. Foto delle livello di fratturazione che si sviluppa all'interno della Lamella Tonalitica approssimandosi alla faglia Merano-Mules Est (DI = 3-4).



Figura 4.1.9. Core della faglia Merano-Mules Est, nella porzione appartenente alla Lamella Tonalitica (DI = 5).

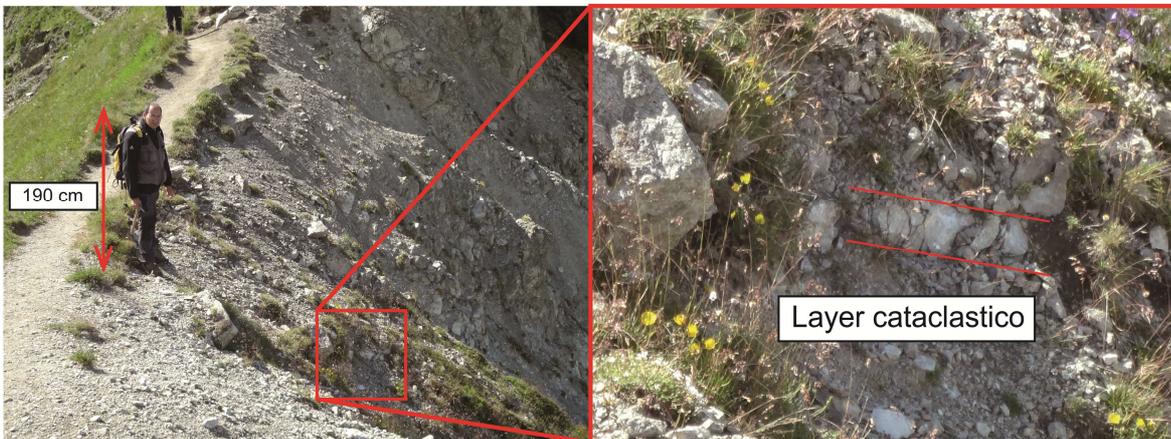


Figura 4.1.10. Foto di un livello ultracataclastico (a destra nel dettaglio) che si sviluppa all'interno della Lamella Tonalitica.

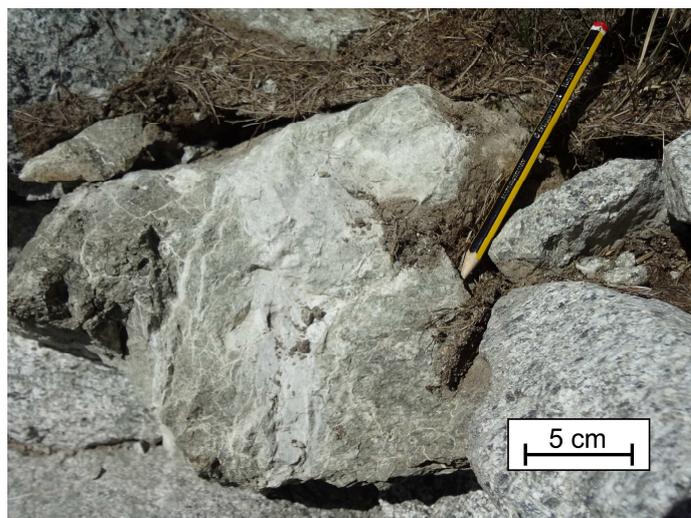


Figura 4.1.11. Foto che mostra la presenza di vene legate all'idrofratturazione all'interno della cataclasite verde

Il contatto tra Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone è un livello ultracataclastico dello spessore di circa 40 cm. La zona di core della faglia prosegue all'interno del Granito di Bressanone per uno spessore di circa 5 m, ed è sempre caratterizzata da abbondante presenza di gouge e kaikiriti.

Dopo aver superato la zona di core, si entra nella zona di danno prossimale nel Granito di Bressanone (DI = 4) che presenta uno spessore di ca. 5 m. Qui il granito è pervaso da molte fratture e livelli cataclastici (spessore centimetrico). La porzione successiva con DI = 3 si estende per ca. 50 m, anche qui sono presenti livelli cataclastici di spessore centimetrico che hanno orientazione circa N 360/50. Dopo aver superato la zona fortemente deformata, in un centinaio di metri il DI scende a 1, il granito si presenta più massivo di colore rosato a causa del fenomeno di episenitizzazione, dovuto alla circolazione fluidi ricchi in K che trasformano la composizione dei feldspati. Questo fenomeno non è da attribuire alla circolazione di fluidi all'interno della faglia, ma è un carattere ereditato. In questa porzione dove la deformazione si riduce notevolmente, sono presenti faglie legate a vari stadi deformativi successivi alla messa in posto del plutone durante il Permiano, è quindi necessario distinguere le faglie più verosimilmente legate alla deformazione alpina. Alcune di queste presentano strie sul piano di faglia (a clorite che hanno permesso la determinazione della loro cinematica; Figura 4.1.12).

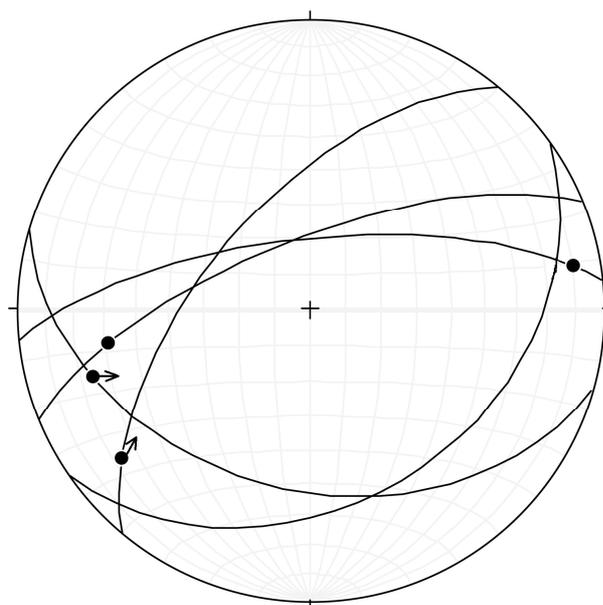


Figura 4.1.12. Stereoplot delle faglie presumibilmente alpine presenti all'interno del Granito di Bressanone.

Lo schema riportato in figura 4.1.13 riassume il transetto che taglia la zona di faglia Merano-Mules Est presso Pennes.

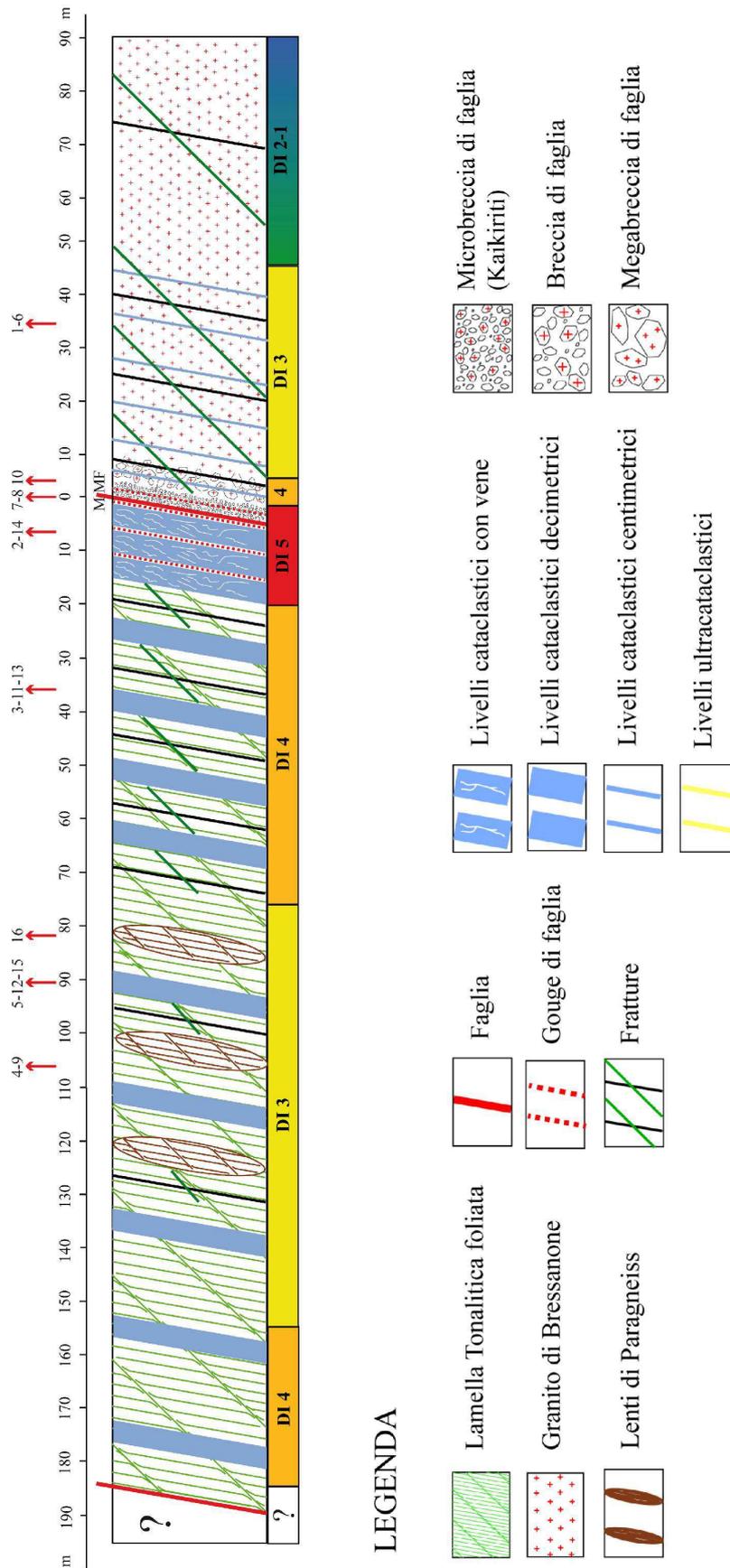


Figura 4.1.13. Schema rappresentativo della zona di faglia Merano-Mules Est, lo schema mette in evidenza la struttura della zona di faglia; viene riportata l'ubicazione dei campioni tutti con sigla GP, per il Damage Index (DI) si faccia riferimento alla Tabella 1.1.1 (Capitolo 1, sezione 1.1).

Con l'obiettivo di studiare la zona di faglia Merano-Mules Est che interessa il contatto Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone sono stati prelevati diversi campioni lungo la forcella che attraversa ortogonalmente la faglia. Nella tabella 4.1.1 vengono riportati i campioni prelevati durante l'attività di rilevamento ed una breve loro descrizione; nella figura 4.1.13 è riportata la loro ubicazione.

Tabella 4.1.1. Elenco dei campioni prelevati durante l'attività di rilevamento presso il passo Pennes.

<i>Nome</i>	<i>Descrizione</i>
GP 1	Granodiorite. Interessata da <i>episienitizzazione</i> . Il campione fa parte della granodiorite appartenente al Granito di Bressanone (nome formazionale).
GP 2	Cataclasite all'interno della Lamella Tonalitica.
GP 3	Vena all'interno della Lamella Tonalitica.
GP 4	Lamella Tonalitica con deformazione fragile apparentemente assente.
GP 5	Cataclasite all'interno della Lamella Tonalitica
GP 6	Vena di quarzo arrossata (forse per circolazione di fluidi ricchi di Fe) all'interno del granito rosa nel Granito di Bressanone.
GP 7	Cataclasite verde al contatto tra Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone, il TOP è orientato N 130/80 e rappresenta un piano di clivaggio.
GP 8	Ultracataclasite al contatto tra Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone.
GP 9	Filone aplitico con tormalina all'interno della Lamella tonalitica.
GP 10	Vena di quarzo all'interno della zona di core della faglia.
GP 11	Vene dallo spessore fino a 1,5 cm all'interno della Lamella Tonalitica.
GP 12	Lamella Tonalitica con cataclasite verde.
GP 13	Lamella Tonalitica con vene organizzate (a prehnite e quarzo).
GP 14	Lamella Tonalitica con vene che indicano idrofratturazione.
GP 15	Cataclasite verde all'interno della Lamella Tonalitica.
GP 16	Parageniss con vene di zeoliti all'interno della Lamella Tonalitica.

4.2: MULES

Per interpretare la zona di Mules (Figura 4.2.1) si è utilizzata la carta geologico-strutturale pubblicata da Bistacchi et al. (2010) modificata per quanto concerne alcune faglie sulla base dell'interpretazione dei LIDAR-DTM e alcuni sopralluoghi. Anche qui è ben visibile l'influenza della linea Merano-Mules orientata NE-SW, che pervade il Granito di Bressanone, la Lamella Tonalitica e il basamento Austroalpino; è ben visibile inoltre la linea della Pusteria che corre circa E-W ed è tagliata dalla linea Sprechstein-Val di Mules orientata WNW-ESE.

Come si vede dalla carta geologica il Granito di Bressanone (Permiano) è più ricco di faglie e fratture rispetto alle altre litologie presenti nella zona, questo è dovuto probabilmente alla sua età, a partire dal Permiano è infatti sottoposto a tutte le deformazioni che hanno interessato l'area. La Lamella Tonalitica invece essendo sintettonica alla linea della Pusteria e Merano-Mules sviluppa una foliazione milonitica parallela alle faglie in cui si intrude e tende a sviluppare principalmente sistemi paralleli ai lineamenti maggiori sopracitati (linea della Pusteria e Merano-Mules). Lo stesso vale per il basamento

Austroalpino, che essendo fortemente foliato, localizza la deformazione fragile lungo piani paralleli o subparalleli alla foliazione stessa.

Il Rose diagramm dei lineamenti dell'area di Mules (Figura 4.2.2), è stato ricavato da un totale di 240 lineamenti. Il risultato ci può apparentemente trarre in inganno: si nota sicuramente la prevalenza numerica del sistema orientato NE-SW come la linea Merano-Mules, ma non sono ben evidenti i sistemi legati alla linea della Pusteria e Sprechstein-Val di Mules, che nel diagramma sono in numero minore ma hanno invece notevole continuità ed estensione, sino a 20 Km.

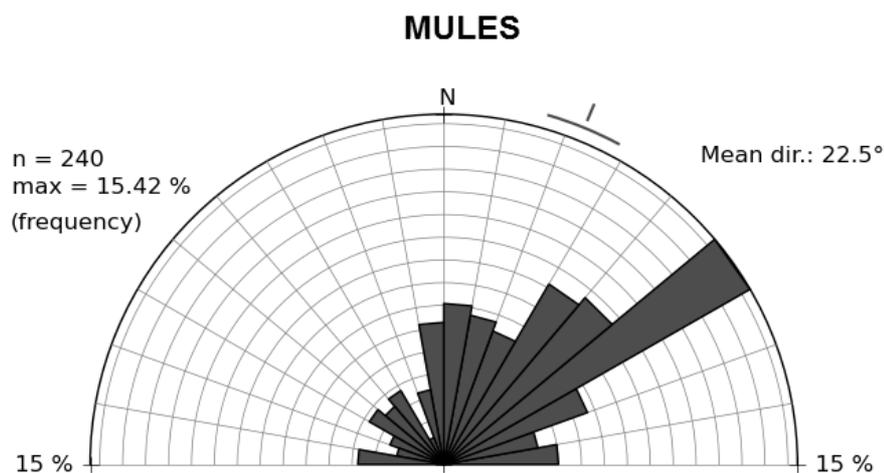


Figura 4.2.2. Rose diagramm dei lineamenti di Mules: - **n** rappresenta il numero di lineamenti presi in considerazione; - **max frequency** rappresenta la frequenza della direzione più abbondante di lineamenti; - **mean dir** rappresenta qual è l'orientazione media dei lineamenti. Gli anelli hanno un'ampiezza di 1° mentre ogni spicchio ha un'ampiezza di 10°. È visibile il sistema orientato NE-SW come la linea Merano-Mules, non sono ben evidenti i sistemi orientati come le linee Pusteria e Sprechstein-Val di Mules perché sono in numero minore, ma in realtà hanno notevole continuità ed estensione (fino a 20 Km)-

L'attività di rilevamento nell'area di Mules è stata effettuata con l'obiettivo di valutare il contatto tra la Lamella Tonalitica e il Granito di Bressanone. Correlare i dati di campagna con la descrizione dei sondaggi (Bistacchi et al., 2010), e prelevare campioni provenienti dal cunicolo esplorativo; tale attività ha permesso di ricostruire il profilo della zona di faglia rappresentato in Figura 4.2.3. La classificazione utilizzata per valutare il grado di danno nella zona di faglia è il Damage Index (Capitolo 1, sezione 1.1, Tabella 1.1.1). La zona di core della Pusteria presso Mules ha uno spessore che indicativamente è di 20 m, questa porzione è iniquamente suddivisa tra la Lamella Tonalitica e il Granito di Bressanone. La Lamella nella zona di danno è pervasa da fratture con riempimento a zeoliti, avvicinandosi al contatto con il granito nella zona di danno prossimale a ca. 45 m le fratture aumentano sempre di più e si sviluppano livelli cataclastici verdi dallo spessore inferiore al centimetro (DI = 4). La zona di core nella Lamella Tonalitica, ha uno spessore di ca. 15 m ed è costituita da livelli cataclastici dallo spessore di ca. 5 m con all'interno livelli ultracataclastici e gouge foliati biancastrì entrambi di spessore decimetrico e vene a zeoliti (DI = 5; Figura 4.2.4).

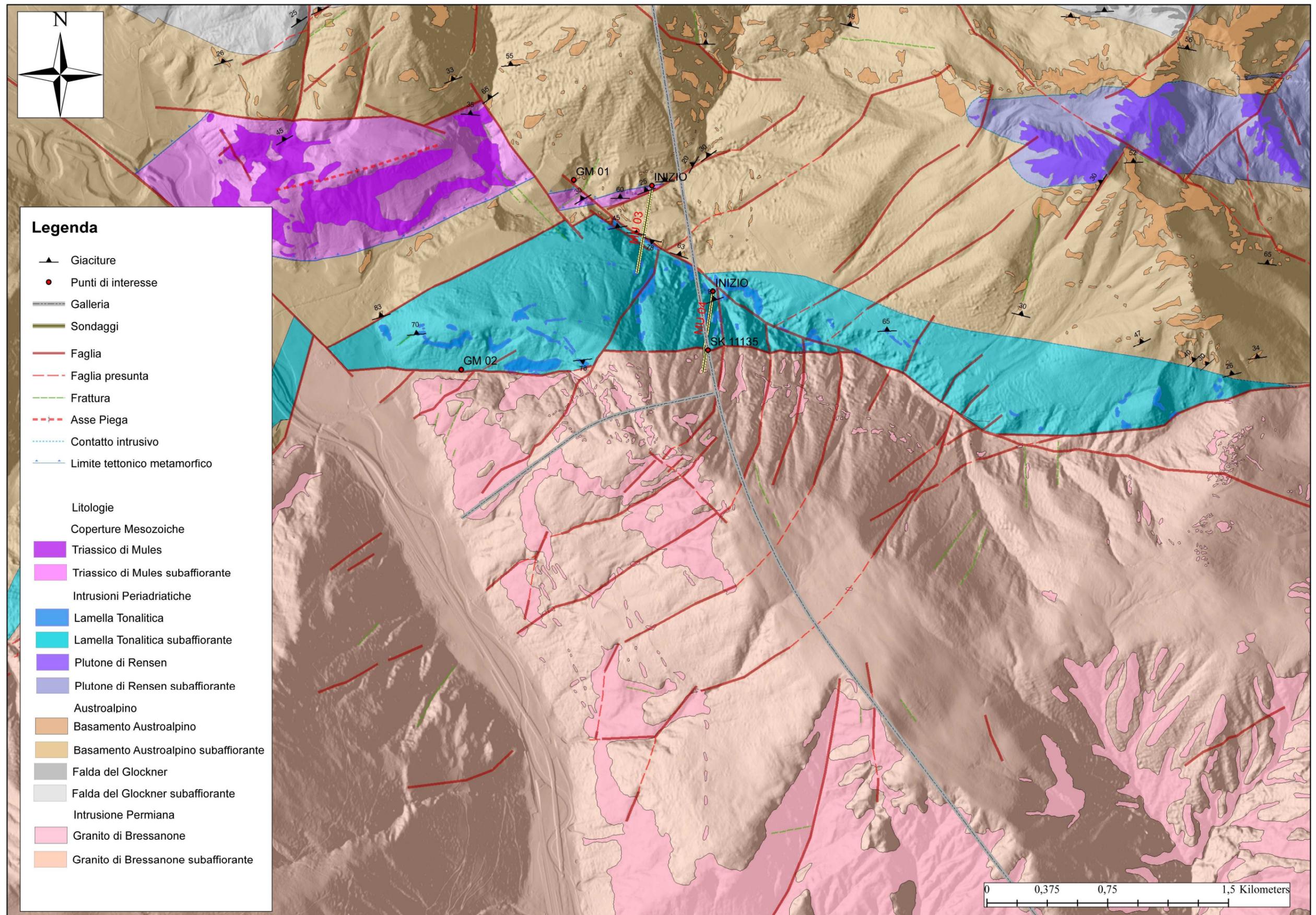


Figura 4.2.1. Carta geologico-strutturale dell'area di Mules (modificata da Bistacchi et al. 2010)

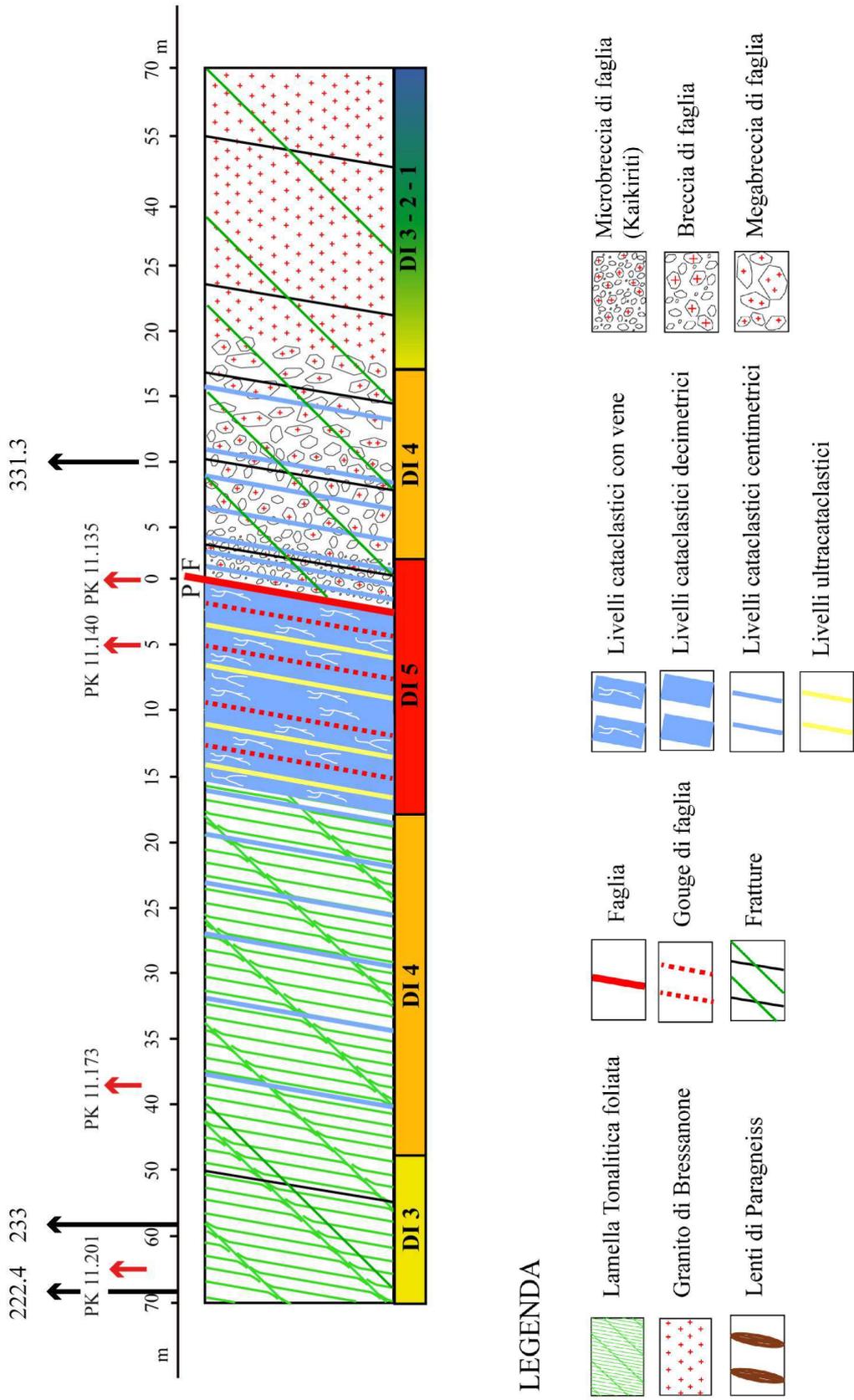


Figura 4.2.3. Schema illustrativo della zona di faglia della Pusteria (contatto Lamella Tonalitica-Granito di Bressanone) presso Mules. Viene riportata l'ubicazione dei campioni derivanti dal cunicolo esplorativo (indicati dalla freccia rossa) e da sondaggio Mu 04 (freccia nera) e l'indice di danno delle varie porzioni. Per il Damage Index (DI) si faccia riferimento alla Tabella 1.1.1 (Capitolo 1, sezione 1.1).

Il Granito di Bressanone si presenta dapprima (nel core) come dei livelli protocataclastici (spessore di ca. 1-2 m) con all'interno livelli ultracataclastici verdi (DI = 5). L'intera zona di core del Granito di Bressanone non supera i 5 m di spessore totale. La zona di danno prossimale, invece, è costituita da livelli protocataclastici, con all'interno frammenti ruotati di granito e sottili livelli cataclastici di spessore inferiore al cm (DI=4).

Si può notare da sporadici affioramenti in Val di Mules, dalle osservazioni nei sondaggi e campioni della galleria che mentre la Lamella Tonalitica ha una zona di danno molto estesa (qualche centinaio di m, con un DI che varia tra 2-3) il Granito di Bressanone presenta una zona di danno molto più ristretta (qualche decina di m), infatti superati i 70 m di distanza dal core il DI si riduce a 1.

Per quanto riguarda l'acquisizione dei campioni visto la poca continuità degli affioramenti si è deciso di analizzare i campioni derivanti dal sondaggio Mu 04 che attraversa la Lamella e il Granito di Bressanone e i campioni derivanti dal cunicolo esplorativo del Tunnel del Brennero. Questi sono riportati in figura 4.2.3 e brevemente descritti rispettivamente in tabella 4.2.1 e 4.2.2.



Figura 4.2.4. Foto in affioramento della porzione di core della linea della Pusteria all'interno della Lamella Tonalitica, è ben visibile il gouge di faglia foliato, bianco per la presenza di vene a zeoliti.

Tabella 4.2.1. Elenco dei campioni utilizzati durante le indagini, presi dal sondaggio effettuato dal BBT, - progressiva in metri – è riferita al piano campagna da cui parte il sondaggio Mu 04.

<i>Sondaggio</i>	<i>Progressiva(m)</i>	<i>Descrizione</i>
Mu 04	222.4	Lamella Tonalitica fortemente fratturata e ricca di vene
	233	Lamella Tonalitica con vene bianche (inferiori rispetto al campione 222.4)
	331.3	Protocataclasite verde all'interno del Granito di Bressanone

Tabella 4.2.2. Campioni derivanti dal cunicolo esplorativo del Tunnel del Brennero.

<i>Progressiva(m)</i>	<i>Descrizione</i>
PK 11.135	Contatto tra Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone
PK 11.140	Lamella Tonalitica foliata con vene e livelli cataclastici
PK 11.173	Lamella Tonalitica foliata
PK 11.201	Lamella Tonalitica foliata

4.3: CHIENES

Per effettuare l'interpretazione della carta geologico-strutturale dell'area di Chienes è stata utilizzata la Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 del Passo del Brennero e Bressanone fogli 1 e 4^A dell'Istituto Geografico Militare (I.G.M.) italiano, integrata con gli elementi derivanti dall'interpretazione del dato LIDAR-DTM.

Nella carta realizzata (Figura 4.3.1) si nota la prevalenza di sistemi orientati E-W e NW-SE il primo dei due è legato alla linea della Pusteria che attraversa questa zona, il secondo potrebbe essere classificato come coniugato di tipo Riedel sintetiche. I sistemi orientati N-S sono probabilmente elementi tensionali associati al campo di stress regionale responsabile del fenomeno di *lateral escape* a letto della linea del Brennero. Nel Rose diagramm dei lineamenti di Chienes (Figura 4.3.2), realizzato sulla base di 122 lineamenti, è ben evidente il sistema di lineamenti orientato E-W associato alla linea della Pusteria, le numericamente prevalenti faglie e fratture WNW-ESE e gli elementi strutturali orientati in senso meridiano.

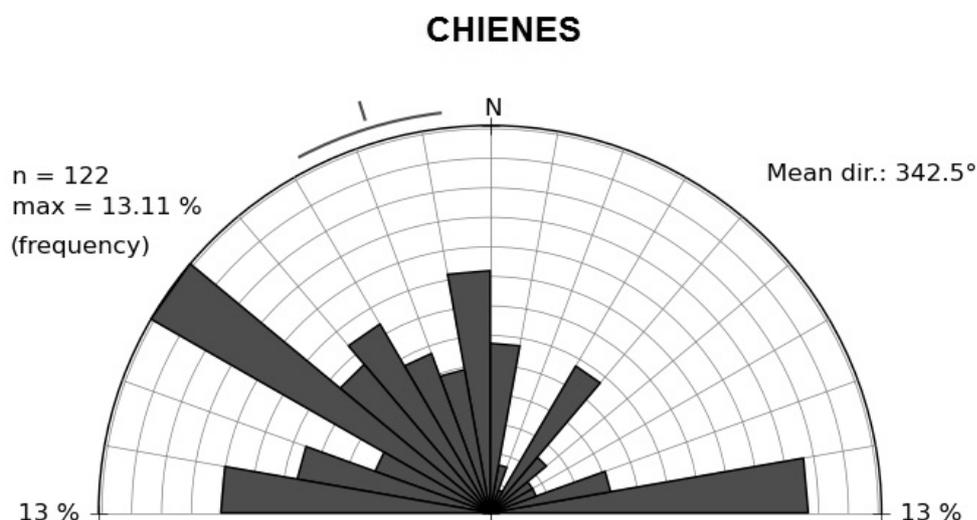


Figura 4.3.2. *Rose diagramm* dei lineamenti di Chienes: - **n** rappresenta il numero di lineamenti presi in considerazione; - **max frequency** rappresenta la frequenza della direzione più abbondante di lineamenti; - **mean dir** rappresenta qual è l'orientazione media dei lineamenti. Gli anelli hanno un'ampiezza di 1° mentre ogni spicchio ha un'ampiezza di 10°. Sono evidenti i sistemi orientati: E-W associati alla linea della Puateria; WNW-ESE; N-S.

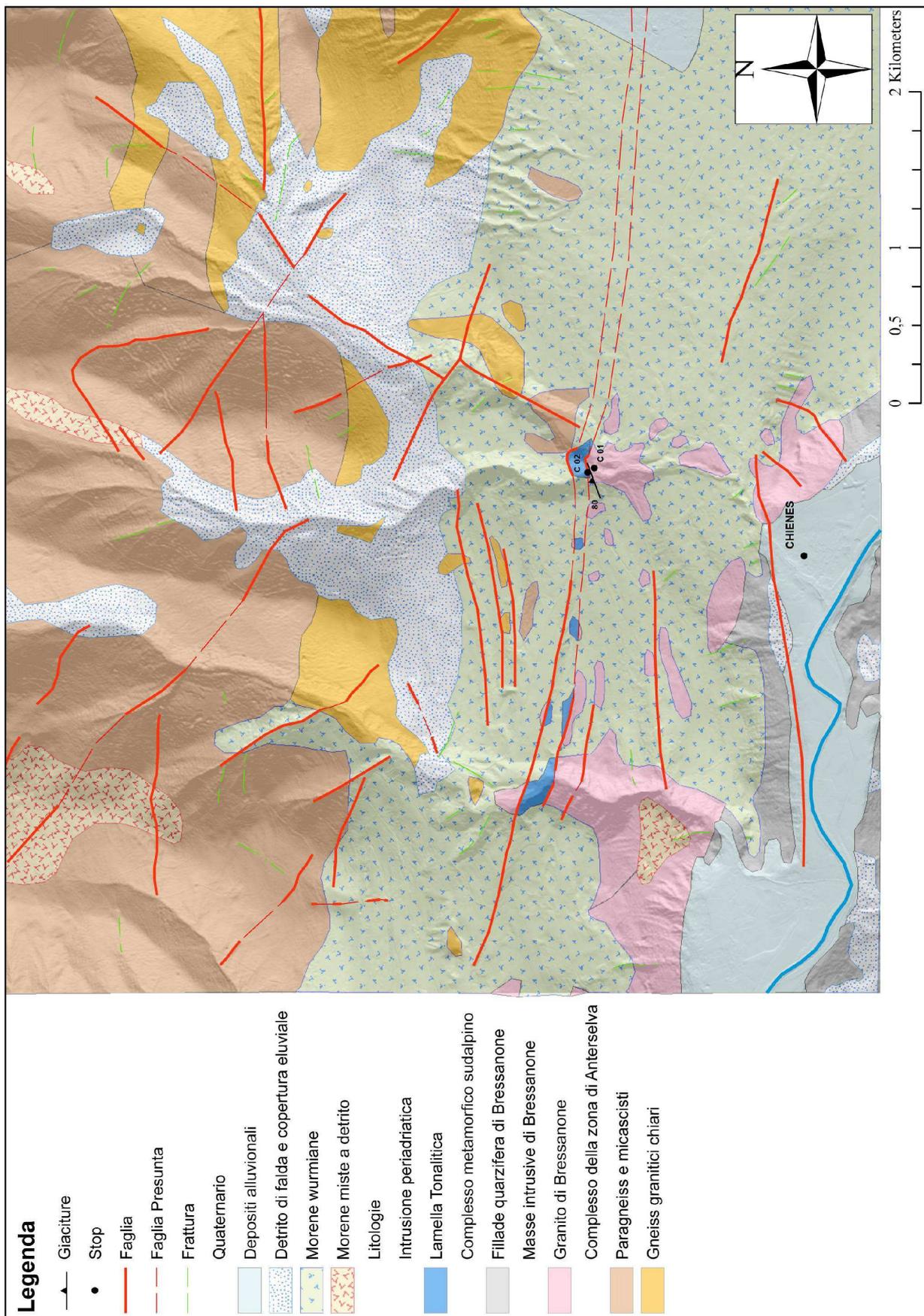


Figura 4.3.1: Carta geologico-strutturale dell'area di Chiennes (modificata da foglio Passo del Brennero Bressanone)

L'attività di campagna ha avuto luogo nella località di Molini di Issengo lungo gli scassi stradali che si trovano lungo la strada che da Issengo arriva a Terento. La classificazione utilizzata per valutare il grado di danno nella zona di faglia è il Damage Index (Capitolo 1, sezione 1.1, Tabella 1.1.1). La zona di danno prossimale, della linea della Pusteria, nella granodiorite che fa parte del Granito di Bressanone ha uno spessore elevato e a ca. 70 m dalla superficie di slip nella faglia principale la roccia si presenta ancora con un $DI = 4$, densamente fratturata con superfici di faglia a specchio. La porzione di rocce di faglia che testimoniano il passaggio dalla zona di danno prossimale al core sono assenti a causa della presenza della strada. Lungo la strada (Stop C 01) è possibile vedere la granodiorite fortemente alterata, densa di fratture e ricca di livelli ultracataclastici grigio-verdi dallo spessore millimetrico (Figura 4.3.3), questa porzione di roccia fa parte del core della linea della Pusteria e ha quindi un $DI = 5$, per uno spessore di 5 m..



Figura 4.3.3. Foto della deformazione che si sviluppa all'interno della granodiorite (la rete paramassi in alto a sinistra è la scala).

Lungo i rii che scendono ortogonalmente allo scasso stradale non è possibile vedere con continuità il core della faglia, che è coperto dalla vegetazione per una ventina di m di spessore. Dopo questa porzione si incontra la porzione di core all'interno della Lamella Tonalitica, affiora per ca. 10 m; ricca di fratture, gouge di faglia e livelli cataclastici di spessore decimetrico, viene classificata con un $DI = 5$. Nella zona di danno prossimale, la Lamella Tonalitica classificata con un $DI = 4$ si presenta foliata (Figura 4.3.4) densamente fratturata, ricca di vene a quarzo o zeoliti e livelli cataclastici di spessore di qualche centimetro.

In questa porzione prossimale sembrano esserci diversi eventi di veining:

- si trovano vene a quarzo di spessore centimetrico che tagliano la foliazione milonitica della Lamella Tonalitica. Queste vene hanno giacitura di N 036/35 e sono coerenti con cinematica della Pusteria prima dell'attivazione della linea del Brennero;
- successivamente un evento deformativo ha probabilmente portato alla formazione di due set di vene:
 - vene a zeoliti con giacitura N 082/60;
 - vene che hanno una giacitura coerente con l'andamento E-W della linea della Pusteria, che qui ha giacitura di N 340/55. A quest'ultima fase sembrano essere collegate delle faglie inverse anch'esse associate a vene a zeoliti e a nuclei cataclastici di spessore centimetrico (Figura 4.3.5 a e b).

In questa porzione, come a passo di Pennes (sezione 4.1) e probabilmente a Mules (Bistacchi et al., 2010) la tonalite contiene al suo interno lenti di paragneiss del Basamento Austroalpino dello spessore di 10 m, che costituiscono dei livelli preferenziali per la nucleazione della zone di shear.

Le indagini di campagna hanno permesso di realizzare il transetto della zona di faglia riportato in figura 4.3.6, dove vengono anche ubicati i campioni prelevati.

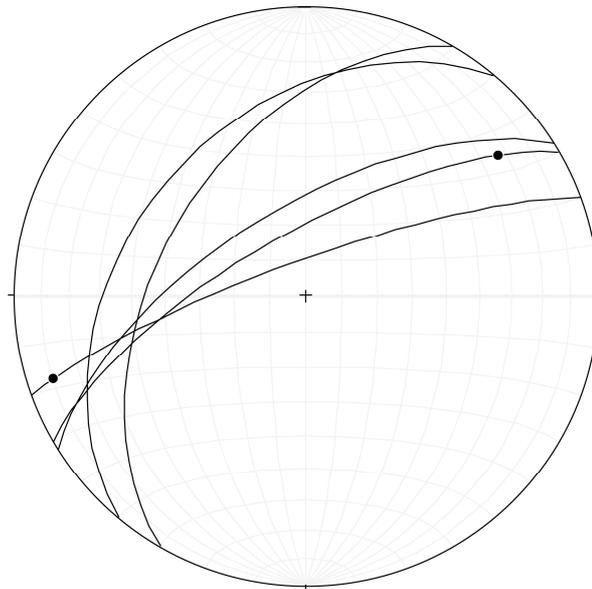


Figura 4.3.4 Stereoplot della foliazione e dei piani di faglia all'interno della Lamella Tonalitica.

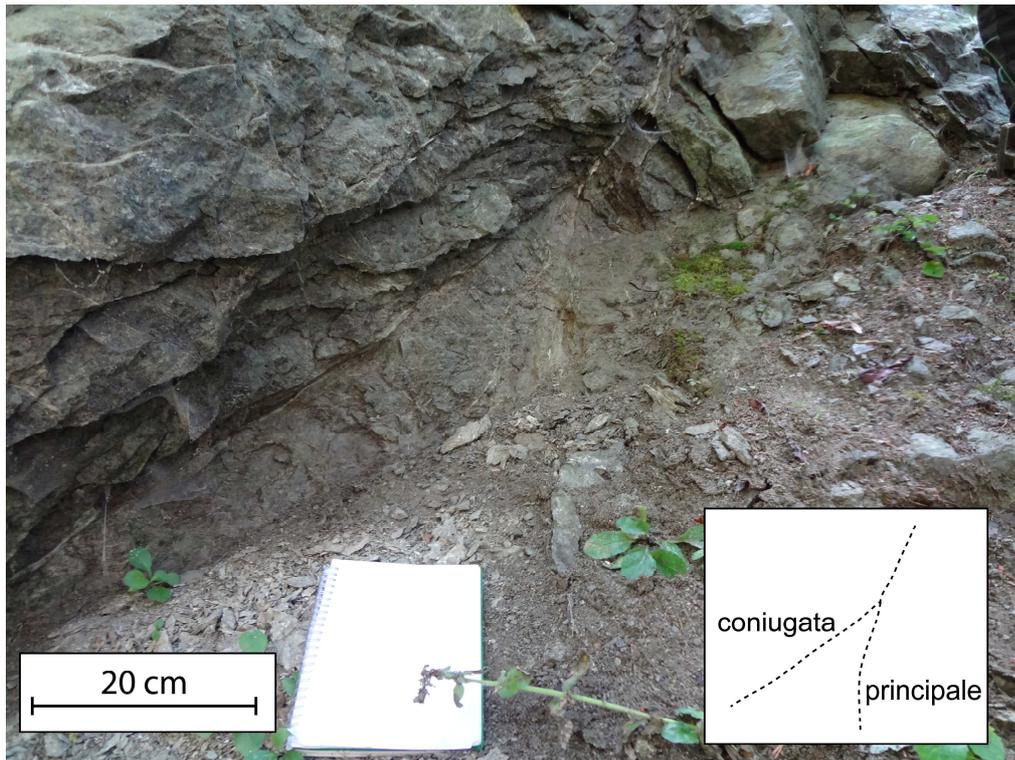


Figura 4.3.5 a) Faglia legata all'ultimo evento deformativo visibile in affioramento.

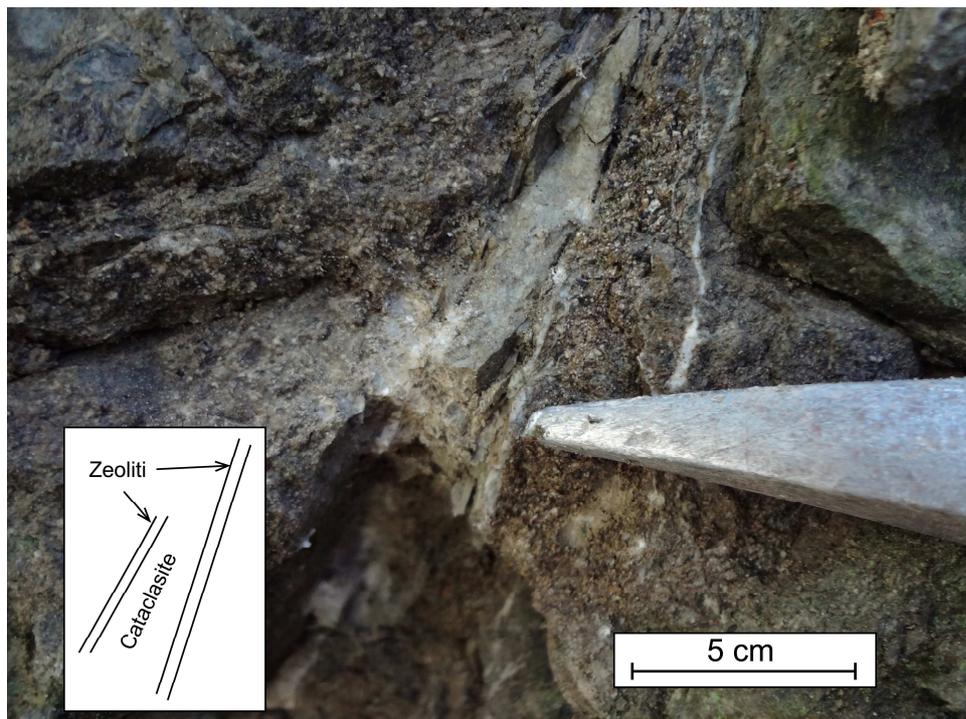


Figura 4.3.5 b) Foto del dettaglio del riempimento della faglia con vene a zeoliti e livello cataclastico (spessore 2 cm).

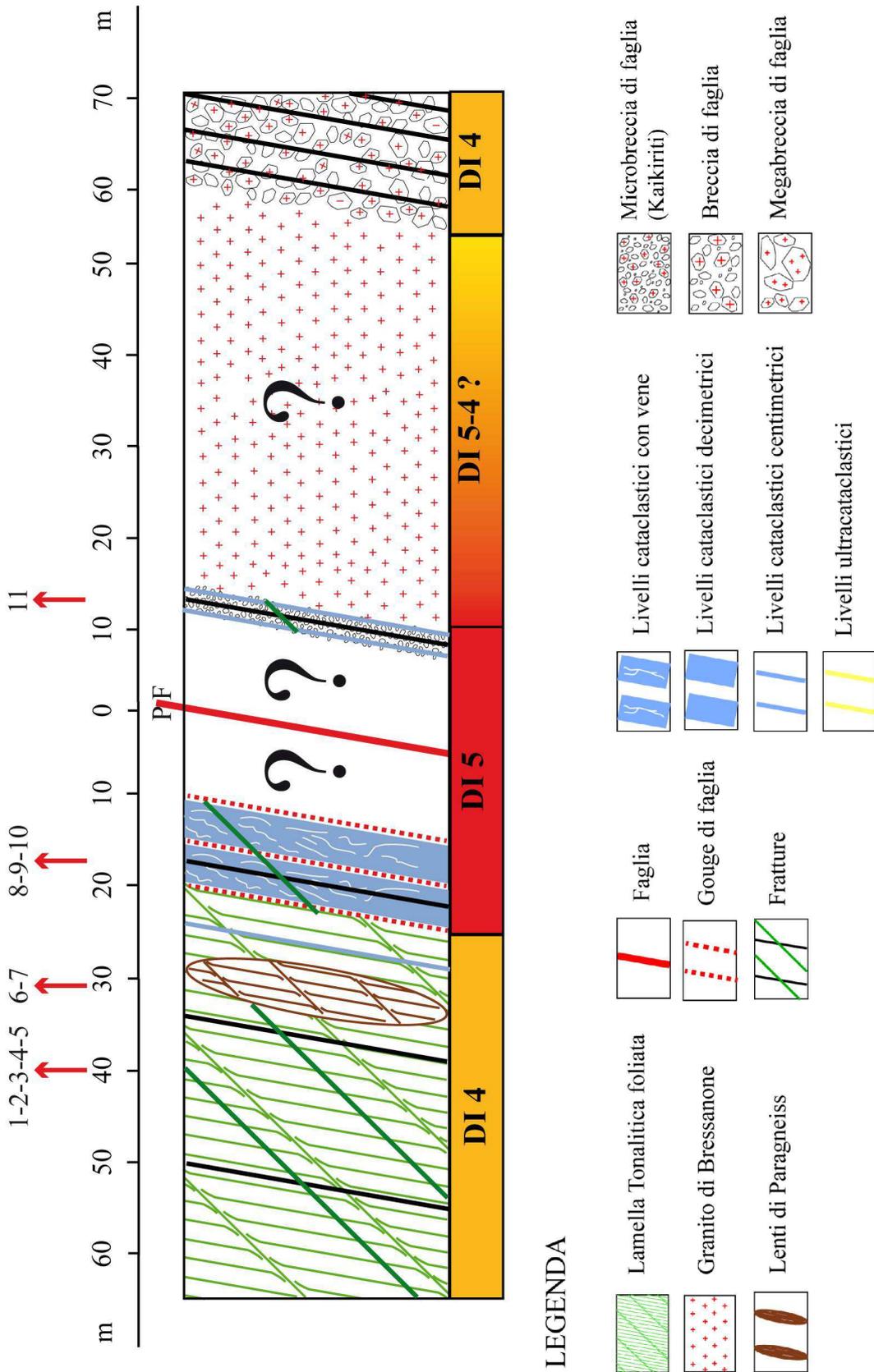


Figura 4.3.6. Schema illustrativo della zona di faglia della Pusteria presso Chienes, viene riportato il valore di DI e l'ubicazione dei campioni raccolti. Per il Damage Index (DI) si faccia riferimento alla Tabella 1.1.1 (Capitolo 1, sezione 1.1).

Come per le altre aree di studio qui di seguito vengono elencati i campioni raccolti durante l'attività di rilevamento.

Tabella 4.3.1. Elenco dei campioni raccolti durante l'attività di campagna presso Molini di Issengo (Chienes).

<i>Nome</i>	<i>Descrizione</i>
C 01	Vena di quarzo di spessore centimetrico all'interno della Lamella Tonalitica
C 02	Vena di quarzo all'interno della Lamella tonalitica fortemente deformata, la vena sembra essere di tipo estensionale e taglia la foliazione
C 03	Core di faglia all'interno della Lamella: INV 03: sono zeoliti appartenenti al piano coniugato della faglia principale e CATA 03: sono le cataclasiti della faglia principale circondate da vene a zeoliti (Figura 4.3.5b)
C 04	Campione di Lamella tonalitica con all'interno vene di zeoliti appartenenti alla 2° fase deformativa
C 05	Campione di Lamella tonalitica con vene a zeoliti, orientato TOP N 214/40
C 06	Paragneiss all'interno della Lamella Tonalitica con all'interno vene a zeoliti
C 07	Ultracataclasite nera e paragneiss che rappresenta il protolite
C 08	Lamella tonalitica circondata da cataclasiti verdi
C 09	Cataclasite
C 10	Cataclasite
C 11	Granodiorite alterata, appare come una protocataclasite ricca in quarzo derivato da forte circolazione di fluidi

Capitolo 5: ANALISI ALLA MICROSCALA

5.1: MICROSCOPIA OTTICA

Nei campioni raccolti ed esaminati della Lamella Tonalitica in tutti i tre siti di indagine, l'associazione magmatica è data da quarzo + plagioclasio + epidoto + orneblenda + biotite con minerali accessori titanite, zircone, apatite, granato e minerali opachi. Le proporzioni fra i minerali fondamentali corrispondono a quelle di una tonalite, roccia costituente tutte le masserelle oligoceniche affioranti lungo il limite Austroalpino - Sudalpino fra Merano e la Lesachtal (Visonà, 1976). I minerali di alterazione sono: clorite, che va a sostituire orneblenda e biotite; saussurrite, minerali argillosi ed epidoto che si formano a spese del plagioclasio. Sui piani di foliazione possono essere talora presenti sottili livelli discontinui di prehnite tagliati dal vening, l'attribuzione della sua cristallizzazione ad una fase tardomagmatica o subsolidus è alquanto problematica.

Nelle vene sono presenti prehnite, zoisite, quarzo, calcite, laumontite, cabasite.

Il *quarzo* si presenta nelle varie sezioni sottili affetto da deformazione duttile di tipo *grain boundary migration recrystallization* (Figura 5.1.1a), mentre negli stadi più avanzati della deformazione appare nastriforme (Figura 5.1.1b).

Il *plagioclasio*, sempre zonato e geminato (per lo più secondo le leggi albite e albite-carlsbad), si presenta alterato per processi di caolinizzazione e sericitizzazione, soprattutto lungo i piani di fratturazione (Figura 5.1.1c-d). Talvolta il plagioclasio si presenta con un nucleo molto ridotto sempre trasformato in sericite ed epidoto o, più raramente, in piccole lamelle di muscovite e granuli di epidoto.

Si sono riconosciuti differenti tipi di epidoto. *Epidoto euedrale*, pleocroico sui toni del verde-marrone zonato con bordi incolori e fratturato, la sua composizione verosimilmente allanitica ed è da considerare di cristallizzazione magmatica. *Epidoto subedrale* da incolore a giallo tenue associato ai minerali femici o disperso nel quarzo ed ha verosimilmente composizione clinozoisite-pistacite.

L'anfibolo è *orneblenda verde* si presenta in cristalli prismatici subedrali e pleocroici, dal giallo al verde intenso, spesso deformati e fratturati.

La *biotite* è presente lungo la foliazione sotto forma di *mica fish* (Figura 5.1.1e-f), possiede un pleocroismo dal rosso-bruno al giallo ed è spesso è alterata in *clorite*, minerale che esibisce un debole pleocroismo sui toni del verde e tipici colori di interferenza anomali grigio-blu.

La *prehnite* si trova in cristalli incolori tabulari fittamente sfaldati allungati sulla foliazione spesso in forma di *fish* (Figura 5.1.2a-b).

Dopo aver descritto le fasi mineralogiche della roccia vengono ora descritte le differenti generazioni di vene che l'attraversano. In relazione alla associazione mineralogica da cui sono composte si distinguono vene a:

- *prehnite, zoisite e quarzo*: la prehnite si presenta in cristalli tabulari incolori e dal rilievo medio, a nicols incrociati presenta colori di interferenza elevati fino al viola del secondo ordine (Figura 5.1.2c-d). Il quarzo è stato identificato dopo aver effettuato una conoscopia su di un

cristallo di dimensioni adeguate, che ha permesso di riconoscerne la figura uniassica positiva. La caratteristica principale del quarzo in questa posizione è quella di non presentare alcun tipo di deformazione. La rara zoisite (Figura 5.1.2c-d) è in prismi dal rilievo più elevato della prehnite, caratterizzati da colori di interferenza blu anomali. La sua composizione è stata verificata al SEM (Scanning Electron Microscope);

- *prehnite* e *quarzo*: il quarzo costituisce la porzione più interna delle vene (Figura 5.1.2e-f);
- *prehnite* (Figura 5.1.3a);
- *quarzo*: queste tagliano le preesistenti vene a prehnite, zoisite e quarzo (Figura 5.1.3b);
- *prehnite* e *laumontite*: la laumontite si trova nella porzione più interna della vena e si presenta sotto forma di cristalli ben sviluppati con tracce di sfaldatura che si intersecano ad angoli quasi retti (Figura 5.1.3c-d);
- *calcite* e *laumontite*: la calcite si trova nelle porzione più interna delle vene, si presenta con il tipico rilievo variabile, le tracce di sfaldatura romboedriche e i colori di interferenza nocciola di IV ordine (Figura 5.1.3e-f);
- *laumontite*: nelle vene in cui essa è l'unico riempimento si trova sotto forma di aggregati fibrosi che estinguono a ventaglio (Figura 5.1.4a-b);
- *cabasite*, non è riconoscibile in sezione sottile, la sua determinazione è stata fatta mediante X-Ray Powder Diffraction e spettroscopia Raman su di una sezione che presenta solo questo tipo di zeolite all'interno delle vene (sezione GP2).

Dopo aver descritto le fasi mineralogiche che compongono la roccia, vengono di seguito riportate le osservazioni effettuate sulle microstrutture.

La caratteristica principale della Lamella Tonalitica è la foliazione. In sezione sottile sono visibili due foliazioni: una principale (S) più continua e persistente, una secondaria, successiva alla principale, è meno persistente (C'; Figura 5.1.4c). La prima è messa in evidenza da livelli di quarzo allungati e da tutte le altre fasi precedentemente descritte la cui massima direzione di allungamento dei cristalli è parallela alla foliazione. Il quarzo è stato interessato dai meccanismi di ricristallizzazione dinamica per processi di: *sub grain rotation* (SGR) con la tipica struttura *core and mantle*, questo tipo di deformazione è dominante in un intervallo di temperature che varia tra ~ 400°C e ~ 500°C (Stipp et al., 2002), di *grain boundary migration* (GBM), questo meccanismo di ricristallizzazione è prevalente nell'intervallo di temperature tra ~ 500°C e ~ 700°C (Stipp et al., 2002). In entrambi i casi i cristalli hanno subito fratturazione e successivo riempimento delle fratture generatesi da parte dei minerali che compongono le vene; sono talora presenti delle microfratture all'interno dei granuli che presentano meccanismi di ricristallizzazione dinamica per *bulging recrystallization* (BLG), questo meccanismo di deformazione è prevalente in un intervallo di temperature tra ~ 280° C e ~ 400°C (Stipp et al., 2002). Come sopra accennato, i cristalli di biotite, clorite e prehnite generano dei mica fish lungo la foliazione, mettendo in evidenza la foliazione principale della roccia; queste fasi mineralogiche sono anche

interessate dal meccanismo di kinking. La foliazione secondaria (C') viene messa in evidenza da piccoli aggregati ricristallizzati di mica quali biotite e clorite, ma anche dalla presenza di ricristallizzazione dinamica per bulging all'interno dei cristalli di quarzo allungati parallelamente alla foliazione principale. Le vene, qualsiasi sia la loro associazione mineralogica, tagliano entrambe le foliazioni. Nella roccia sono presenti indicatori cinematici di tipo duttile, i *mantled porphyroclasts* (Figura 5.1.4d). I porfiroclasti coinvolti sono rappresentati da plagioclasio, che costituiscono il nucleo per la ricristallizzazione della biotite lungo le *tails*: proprio per la geometria di queste code si definisce questa struttura come σ -type (Passchier and Simpson, 1986). Si può inoltre notare la presenza di microboudins di fasi con abito allungato (Figura 5.1.4e) che hanno un comportamento elasto-fragile all'interno della roccia più duttile: questo può essere spiegato con la teoria *fiber-loading* elaborata da Cox (1952) secondo la quale all'interno del cristallo le fratture si sviluppano nella posizione in cui si raggiunge il massimo sforzo interno tensionale. Quando si supera questa soglia il cristallo si rompe in due porzioni, il processo di rottura continua all'aumentare della deformazione nella roccia duttile e il cristallo iniziale si riduce in segmenti. Strutture a domino sono presenti nei cristalli di quarzo allineati lungo la foliazione S (Figura 5.1.4f).

Nella roccia non sono visibili solo strutture generate in condizioni di deformazione duttile, ma anche processi generati in condizioni di deformazione fragile. Sono abbondanti nella Lamella Tonalitica livelli proto-cataclastici e cataclastici che si sviluppano parallelamente alla foliazione principale S. Questi livelli sono costituiti da clasti con forma da angolosa a subangolosa di quarzo, plagioclasio ed epidoto, di dimensioni tra 20 e 300 μm all'interno di una matrice più fine (Figura 5.1.5a). Questi livelli, come la foliazione, sono intersecati da vene di varia composizione che tagliano la struttura principale sia ad alti che a bassi angoli, in particolare distinguiamo che:

- nei campioni presi nella zona di danno distale (sezione Mules: PK 11.201) e prossimale (sezioni passo Pennes: GP11-GP13; sezioni Mules: PK 11.140-PK 11.173; sezioni Chienes CO4) le vene tagliano la foliazione in modo ordinato, hanno una geometria praticamente rettilinea e tagliano la foliazione ad angoli retti;
- avvicinandosi alla superficie di slip nel core della faglia la relazione tra le vene, foliazione e livelli cataclastici cambia, infatti le prime formano un fitto network tagliando la foliazione lungo molteplici direzioni (sezione passo Pennes: GP14).

Successivamente queste vene, e quindi tutta la roccia, sono state interessate da fratture che tagliano indistintamente i vari elementi (Figura 5.1.5b). Sono presenti anche degli indicatori cinematici di tipo fragile come jog riempiti da quarzo e prehnite (Figura 5.1.5c), questi sono localizzati nella zona di danno prossimale.

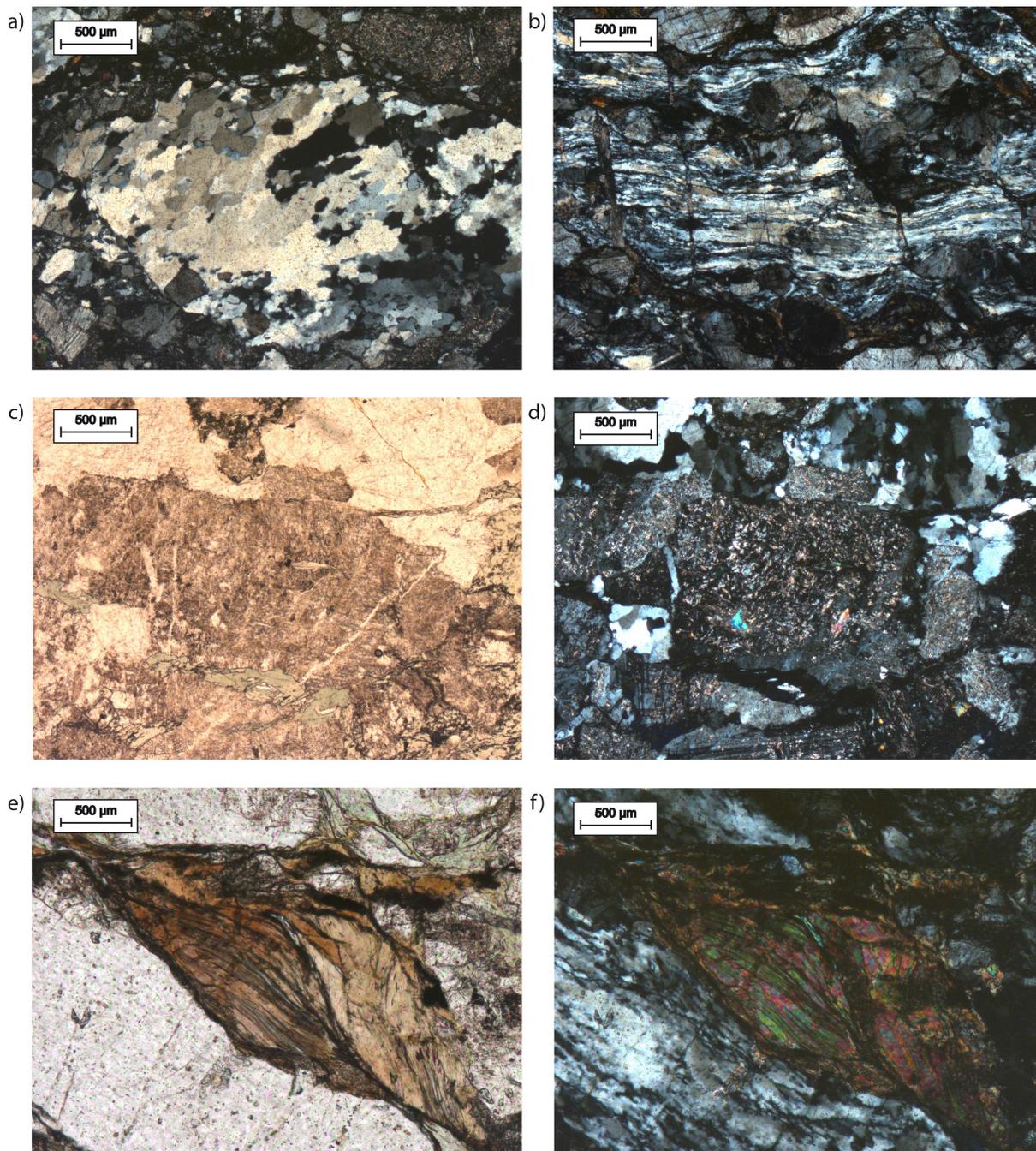


Figura 5.1.1. a) Campione PK 11.140. Granuli di quarzo ricristallizzati attraverso il meccanismo di *grain boundary migration*, immagine a nicols incrociati; b) Campione C04. Granuli di quarzo allungati a nastro che definiscono la foliazione duttile legata all'attività della linea della Pusteria, immagine a nicols incrociati; c-d) Campione GP13. Cristallo di plagioclasio caolinitizzato e sericitizzato (lungo i piani di fratturazione), immagine a nicols paralleli (c) e incrociati (d); e-f) Campione C04. Cristalli di biotite ricristallizzata a formare *mica fish* lungo la foliazione duttile, immagine a nicols paralleli (e) ed incrociati (f).

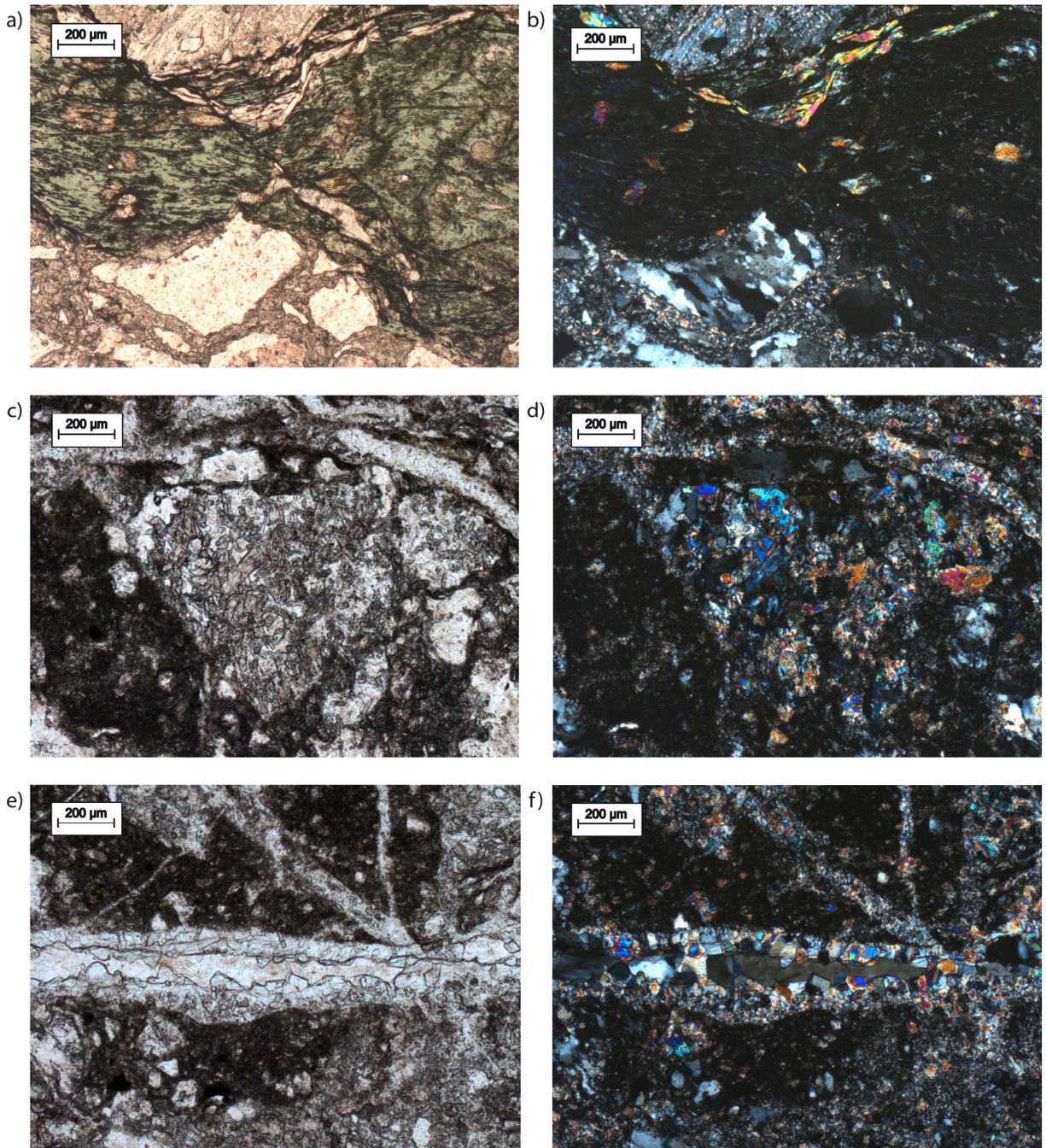


Figura 5.1.2. a-b) Campione PK 11.140. Cristalli di prehnite che si sviluppano lungo la foliazione formando dei fish, i cristalli sono circondati da clorite (prodotto di alterazione della biotite), immagine a nicols paralleli (a) ed incrociati (b); **c-d)** Campione GP14. Sacca di una vena che taglia la cataclasite, riempita da cristalli di prehnite, zoisite e quarzo orientati in modo caotico, immagine a nicols paralleli (c) ed incrociati (d); **e-f)** Campione GP14. Vena a quarzo (riempimento interno) e prehnite che taglia un livello cataclastico, il quarzo è indeformato, immagine a nicols paralleli (e) ed incrociati (f).

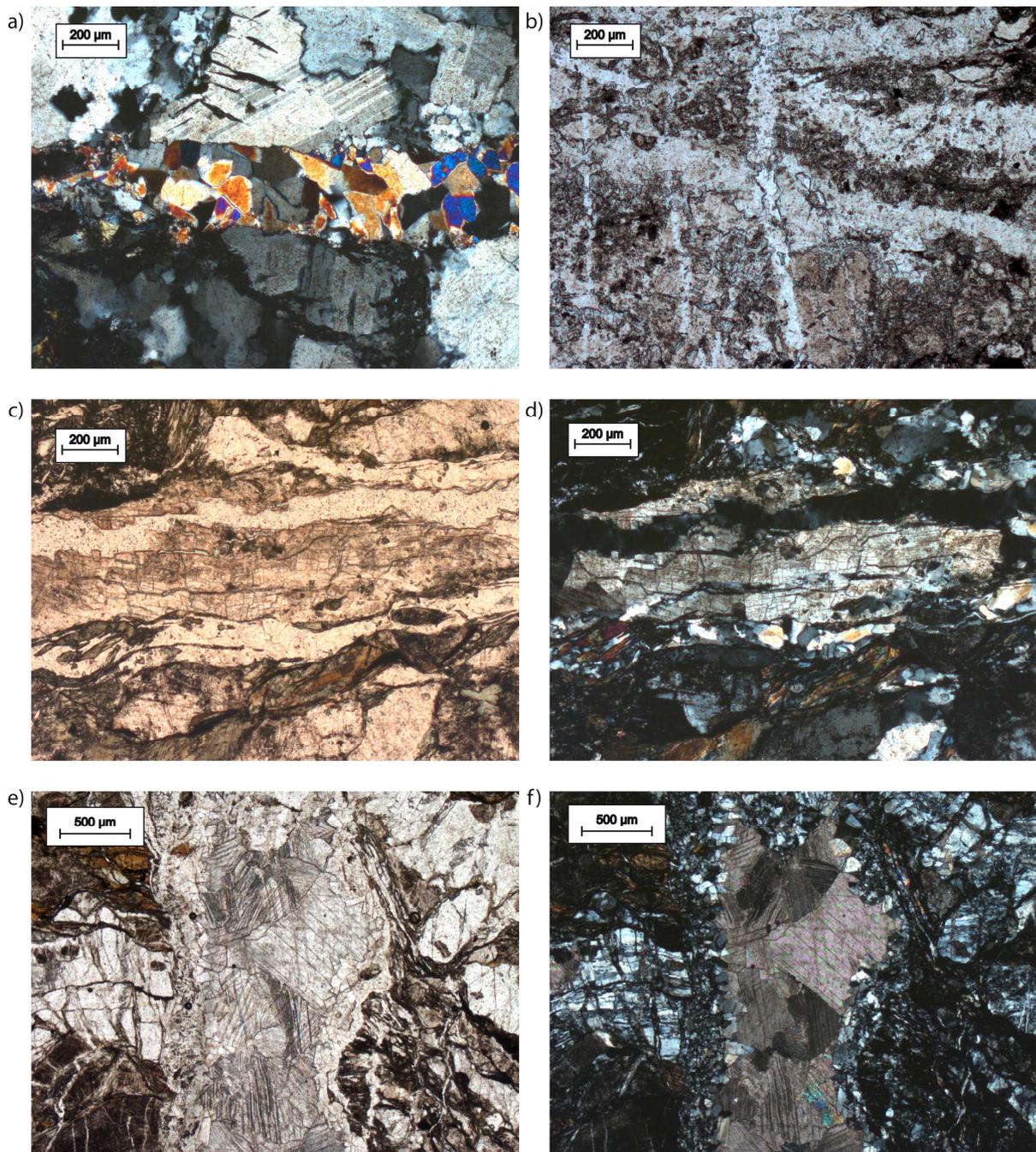


Figura 5.1.3. **a)** Campione GP13. Vena a prehnite che taglia la foliazione duttile, immagine a nicols incrociati; **b)** Campione GP14. Vena di quarzo che taglia la foliazione duttile, immagine a nicols paralleli; **c-d)** Campione PK 11.173. Vena a prehnite e laumontite (nella porzione interna, con tracce di sfaldatura che si intersecano ad angoli quasi retti) che taglia la foliazione duttile, immagine a nicols paralleli (c) ed incrociati (d); **e-f)** Campione C04. Vena a laumontite e calcite (nella porzione interna) che taglia la foliazione duttile, immagine a nicols paralleli (e) ed incrociati (f).

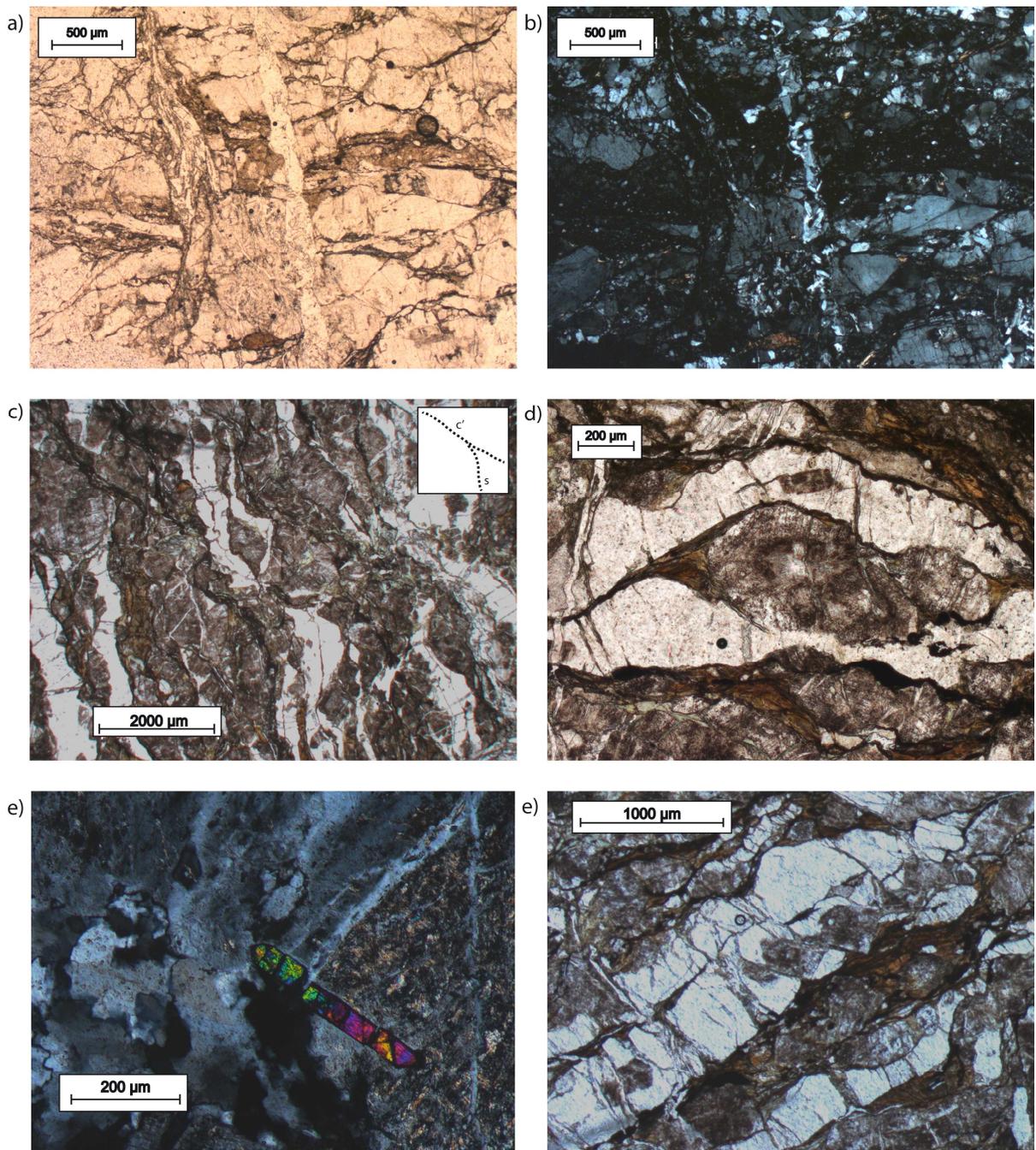


Figura 5.1.4. a-b) Campione PK 11.201. Vena a sola laumontite (in aggregati che estinguono a raggiera) che taglia la foliazione duttile, immagine a nicols paralleli (a) ed incrociati (b); **c)** Campione C04. Foliazione duttile S-C' formatasi la linea della Pusteria, la foliazione S viene messa in evidenza dai cristalli allungati di quarzo, la foliazione C' da fillosilicati (biotite e clorite), immagine a nicols paralleli; **d)** Campione C04. *Mantled porphyroblast* di plagioclasio con *tails* di biotite che indicano una struttura σ -type, immagine a nicols paralleli; **e)** Campione GP13. Cristallo di zircone (comportamento elasto-fragile) all'interno del quarzo e plagioclasio che hanno comportamento duttile, immagine a nicols incrociati; **f)** Campione C04. Struttura a domino in un porfiroclasto di quarzo e plagioclasio orientato parallelamente alla foliazione duttile, immagine a nicols paralleli.

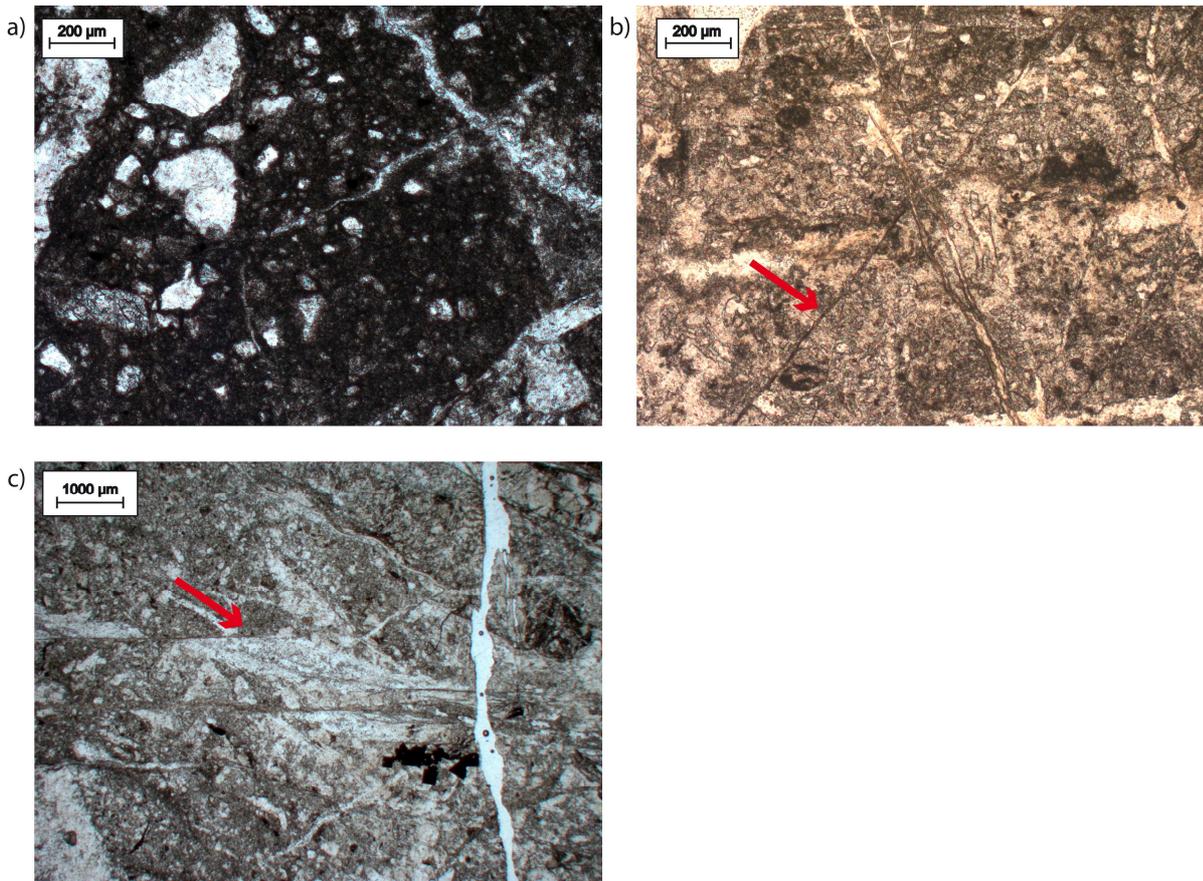


Figura 5.1.5. a) Campione GP14. Layer cataclastico all'interno della Lamella Tonalitica con clasti di quarzo, plagioclasio ed epidoto con dimensioni tra 20 e 300 μm immersi in una matrice piú fine, immagine a nicols paralleli; b) Campione GP11. Evidenziata dalla freccia roccia una frattura che taglia le vene, immagine a nicols paralleli; c) Campione GP14. Jog riempito di quarzo e prehnite, messo in evidenza dalla freccia rossa, foto a nicols paralleli.

Sono state analizzate sezioni di ultracataclasi derivanti da un livello ultracataclastico all'interno del core della linea Merano - Mules raccolto in affioramento a passo Pennes (sezione GP2) e dal core della linea della Pusteria (sezione PK 11.135), che verranno di seguito descritte singolarmente.

Sezione GP2

La composizione della roccia è stata determinata sulla base di dati diffrattometrici e per questo si rimanda al paragrafo 5.2 (XRPD). In sezione sottile la roccia appare composta da livelli cataclastici e ultracataclastici, il limite tra i singoli elementi non è netto ma è costituito da un interdigitazione tra gli stessi. Distinguiamo i vari livelli presenti nella sezione dall'alto al basso della figura 5.1.6:

- A: è un livello ultracataclastico (Figura 5.1.7a) che appare chiaro in sezione sottile, è composto da clasti di feldspato e quarzo dalla forma subarrotondata, con dimensioni di qualche decina di μm , la matrice composta da minerali argillosi e quarzo varia la sua tonalità in funzione dell'abbondanza di ossidi al suo interno; in tale livello è possibile riconoscere una discreta foliazione a nicol incrociati, le sporadiche vene a zeoliti formano un reticolo non organizzato che termina all'interno del livello stesso;

- B: è un livello ultracataclastico (Figura 5.1.7b) con gli stessi clasti e matrice del livello A, ma a differenza di quest'ultimo è cosparso di un fitto reticolo di vene a cabasite (sulla base di dati XRPD e Raman) dello spessore apprezzabile sino a 0.5 mm; esse si presentano tutte fortemente deformate e la maggior parte terminano al contatto con il livello C;
- C: livello cataclastico (Figura 5.1.7 c) la cui caratteristica rispetto ai livelli precedenti è quella di avere in percentuale un maggior numero di clasti, tutti fortemente deformati, fratturati ed alterati; i clasti hanno dimensioni da 10 μm a qualche mm e sono immersi in una matrice di minerali argillosi, quarzo e minori ossidi. L'aspetto di questo livello cataclastico è molto caotico e non presenta una foliazione ben distinta come nel caso del livello più scuro (A), infatti la matrice è a grana più grossa rispetto agli altri livelli, ma è anch'essa composta da prevalenti minerali argillosi, quarzo e minori ossidi. Si possono anche riconoscere noduli in cui si concentrano ossidi che a nicol incrociati si presentano opachi e generano un alone rossastro in ciò che li circonda. Sono presenti infine vene a zeoliti (sulla base di dati XRPD e spettroscopia Raman) prevalentemente provenienti dai livelli B e D;
- D: livello ultracataclastico (Figura 5.1.7d) con clasti di quarzo e plagioclasio di dimensioni da 10 a qualche centinaia di μm immersi in una matrice a tonalità variabile costituita da minerali argillosi, ossidi e quarzo. Le vene a cabasite (sulla base di dati XRPD e spettroscopia Raman) formano un reticolo più rado che in B e si iniettano nel livello C.



Figura 5.1.6. Foto della sezione sottile GP2 in cui vengono messi in evidenza i livelli che compongono la roccia A, B, C, D, con relativa interpretazione degli eventi deformativi (t_1, t_2, t_3) per la descrizione e la successione temporale degli eventi si rimanda al testo.

Si può quindi tentare di ricostruire la sequenza di eventi deformativi che hanno prodotto questa roccia (Figura 5.1.6). Vista l'interconnessione tra i livelli B e D e i loro limiti irregolari con C è possibile immaginare che dopo un primo evento al tempo t_1 che ha portato alla formazione del livello C per flusso cataclastico. Un secondo evento cataclastico al tempo t_2 ha portato alla formazione dei livelli B e D. Questo secondo evento avviene certamente in presenza di fluidi ed è associato ad un intenso *veining* della roccia. Osservando che l'abbondanza di vene a cabasite diminuisce da B a D e le stesse vene caotiche in B assumono delle orientazioni preferenziali in D si può dedurre che l'effetto di sovrappressione dei fluidi e relativo *veining* sia più intenso nella porzione più vicina alla probabile superficie di scivolamento. Un terzo evento al tempo t_3 ha portato alla formazione del livello A per flusso cataclastico in presenza di fluidi responsabili della formazione di argille ma che non sono però stati sufficienti a generare vero e proprio *veining* nella roccia.

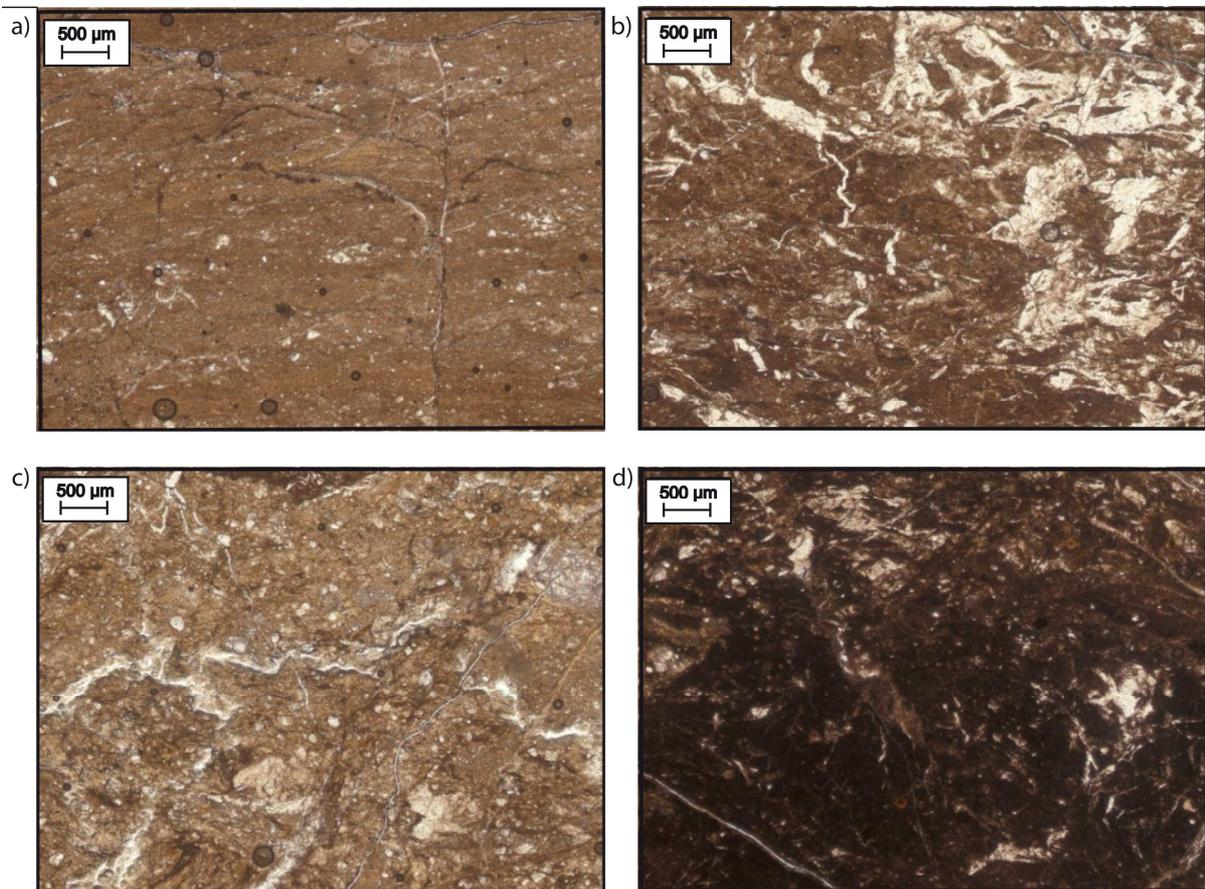


Figura 5.1.7. Foto campione GP2, nicols paralleli. **a)** Livello ultracataclastico con clasti di feldspato e quarzo dalla forma subarrotondata, di dimensioni di qualche decina di μm immersi in una matrice di minerali argillosi e quarzo e minori ossidi, è visibile la foliazione; **b)** livello ultracataclastico ricchissimo di vene a cabasite dallo spessore apprezzabile 0.5 mm; **c)** livello cataclastico con di clasti, tutti fortemente deformati, fratturati e alterati di quarzo e plagioclasio con dimensioni da circa 10 μm a qualche mm immersi in una matrice di minerali argillosi, quarzo e minori ossidi; **d)** livello ultracataclastico con clasti di quarzo, plagioclasio con dimensioni da circa 10 μm a qualche centinaia di μm immersi in una matrice di minerali argillosi, quarzo e minori ossidi, il tutto tagliato da vene a cabasite.

Sezione PK 11.135

La composizione della roccia è stata determinata sulla base di dati diffrattometrici e per questo si rimanda al paragrafo 5.2 (XRPD). Nella sezione sottile sono evidenti vari livelli protocataclastici e ultracataclastici e relative vene a zeoliti. Distinguiamo i vari elementi presenti nella sezione partendo dal basso di figura 5.1.8:

- 1: livello protocataclastico in cui i clasti sono costituiti da precedenti cataclasiti, porzioni di vene a laumontite (Figura 5.1.9a-b), plagioclasio, quarzo; i clasti raggiungono dimensioni elevate (sino a qualche mm) ed il tutto è immerso in una matrice a prevalenti argille e quarzo e minori ossidi; sono presenti infine vene a zeoliti che tagliano indistintamente questo e i livelli 2, 3 e 4;
- 2: livello ultracataclastico (Figura 5.1.9c), i clasti sono costituiti da granuli subarrotondati di quarzo, plagioclasio, clasti di precedenti cataclasiti, con dimensioni da 10 μm a qualche mm immersi in una matrice a prevalenti argille, quarzo e minori ossidi; in questo livello le vene a zeoliti formano un fitto reticolo, alcune terminano all'interno del livello stesso ed altre continuano tagliando i livelli 1, 3 e 4;
- 3: livello ultracataclastico (Figura 5.1.9d) separato da superfici nette dai livelli che lo circondano, è composto da clasti subarrotondati di quarzo e plagioclasio con dimensioni tra 10 e 100 μm immersi in una matrice a prevalenti argille, quarzo e minori ossidi; qui le vene a zeoliti sono rade, poche di queste terminano all'interno del livello stesso, molte attraversano anche i livelli 1, 2 e 4;
- 4: livello ultracataclastico (Figura 5.1.9e) in cui è presente un fittissimo reticolo di vene a zeoliti che frequentemente terminano all'interno del livello stesso, alcune tuttavia continuano attraversando i livelli 1, 2, 3;
- 5: un ultimo livello ultracataclastico (Figura 5.1.9f) è costituito da clasti di quarzo, plagioclasio ma anche di cataclasiti precedenti, la cui dimensioni variano da circa 10 μm fino anche a qualche mm; la matrice è sempre costituita da prevalenti argille, quarzo e minori ossidi; questo livello è associato a vene tensionali che tagliano i precedenti livelli e sono riempite dal materiale dell'ultracataclasite stessa.

Un elemento molto importante che caratterizza questa sezione sottile sono le vene a zeoliti, queste come descritto precedentemente appartengono ad ogni singolo livello distinguibile in sezione sottile, ma esiste anche una serie di vene, sempre orientate in modo caotico, che tagliano indistintamente i vari elementi 1, 2, 3 e 4.

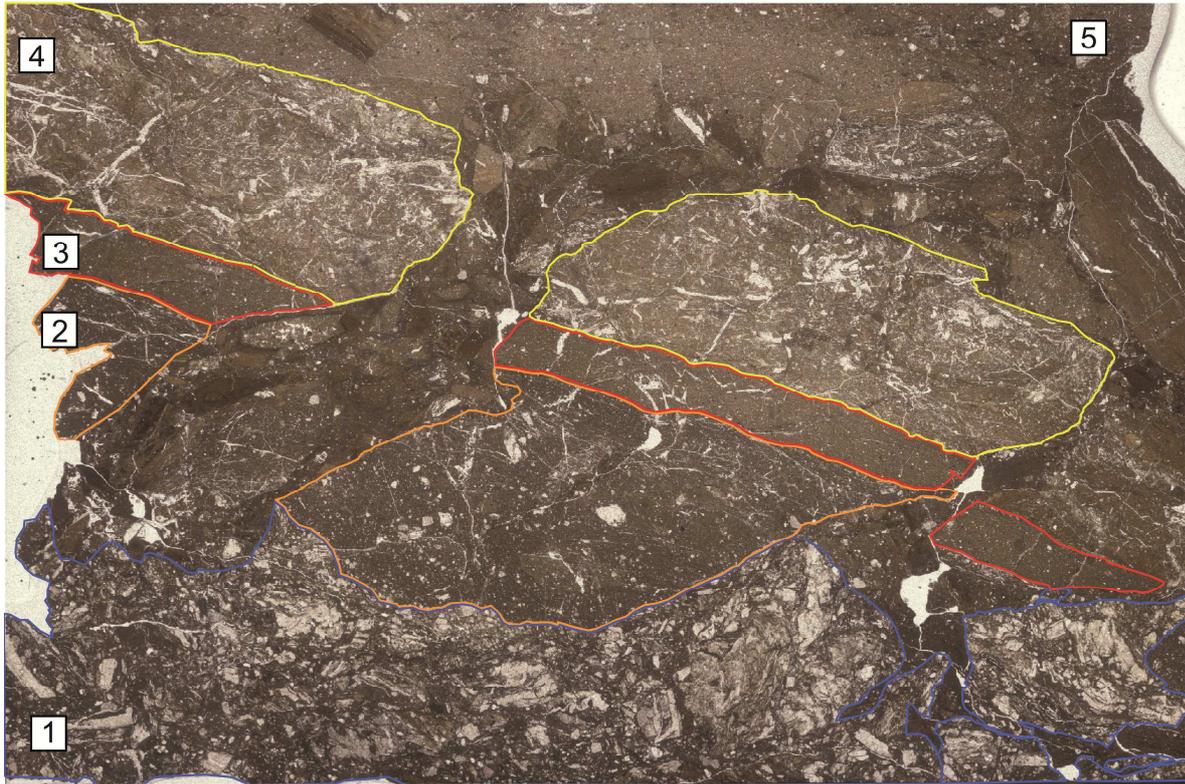
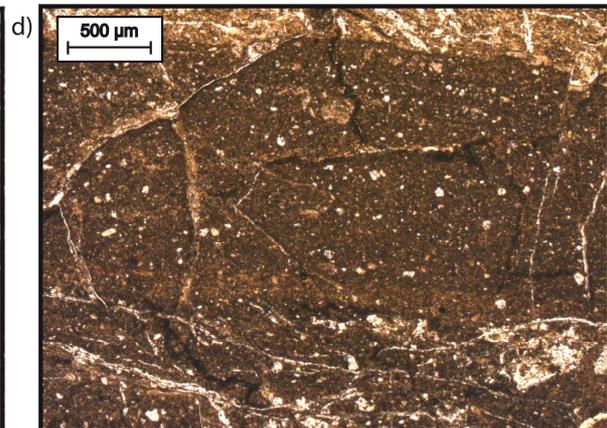
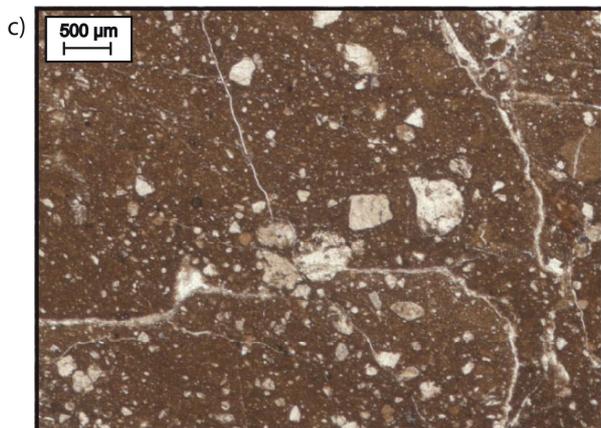
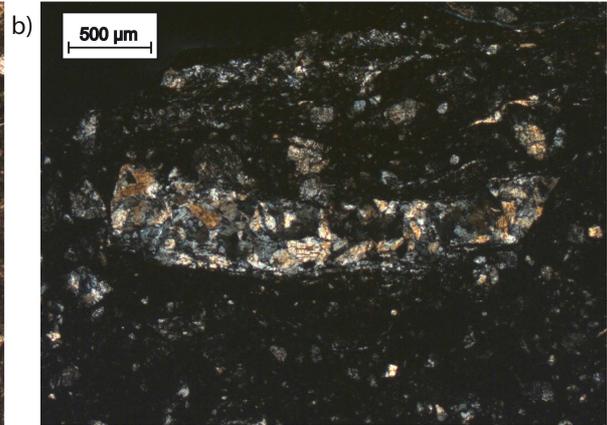
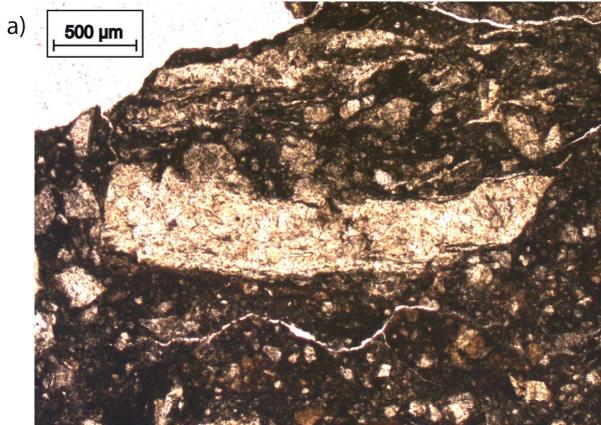


Figura 5.1.8. Foto della sezione sottile PK 11.135: la roccia è costituita da 5 porzioni messe in evidenza dai numeri 1, 2, 3, 4, 5, si rimanda al testo per la descrizione, il taglio della sezione è speculare rispetto alla cinematica della linea della Pusteria.



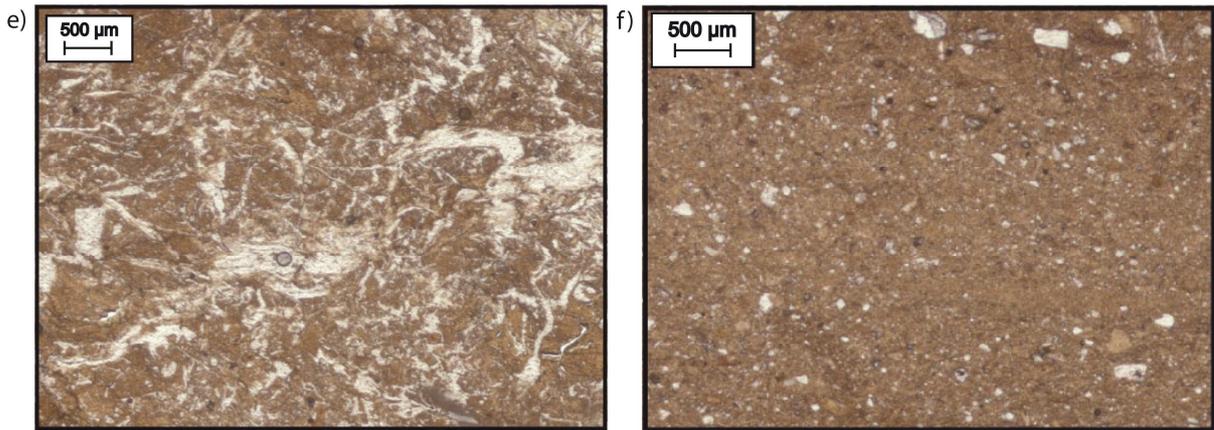


Figura 5.1.9. Foto campione PK 11.135. **a-b)** Livello protocataclastico (1) in cui è visibile un clasto di vena a laumontite, immagine a nicols paralleli (a) ed incrociati (b); **c)** livello ultracataclastico (2) i clasti visibili sono costituiti da granuli subarrotondati di quarzo, plagioclasio, con dimensioni da 10 µm a qualche mm immersi in una matrice di minerali argillosi, quarzo e minori ossidi, le vene a zeoliti sono rade; **d)** livello ultracataclastico (3) composto da clasti subarrotondati di quarzo e plagioclasio, con dimensioni da 10 a 100 µm immersi in una matrice di minerali argillosi, quarzo e minori ossidi, le vene a zeoliti sono rade; **e)** livello ultracataclastico ricco di vene a zeoliti che mostrano una orientazione casuale; **f)** livello ultracataclastico costituito da clasti di quarzo, plagioclasio con dimensioni tra 10 µm qualche mm, la matrice è costituita da minerali argillosi, quarzo e minori ossidi.

La presenza dei livelli precedentemente descritti è visibile anche nel campione macroscopico in figura 5.1.10, ciò che più si nota è la presenza di vene che tagliano indistintamente i livelli 1, 2, 3 e 4.

A questo punto è opportuno tentare di ricostruire la sequenza di eventi deformativi che hanno prodotto questa roccia (Figura 5.1.11). È possibile immaginare una roccia di partenza composta da un fitto reticolo di vene a laumontite, al tempo T_1 questa roccia è stata deformata per flusso cataclastico. Nella sezione è possibile riconoscere questo evento nei livelli 1 e 4 che rispettivamente rappresentano la porzione di core meno deformata (protocataclasite) e la porzione più deformata vicino alla superficie di scivolamento (ultracataclasite). Nel livello di ultracataclasite si concentra la presenza di fluidi che generano un fittissimo e caotico reticolo di vene a zeoliti, compatibile con un primo evento di intenso *veining*. Successivamente al tempo T_2 avviene un nuovo evento deformativo che si sviluppa sempre per flusso cataclastico. La superficie di scivolamento si riposiziona al limite tra la protocataclasite e l'ultracataclasite a causa del presumibile indurimento della roccia (*hardening*) che si è generato per la cristallizzazione di fluidi all'interno del fittissimo feltro di vene nel livello ultracataclastico. Questo evento deformativo si riconosce nel livello 2 ed è caratterizzato da *veining* moderato. Al tempo T_3 si sviluppa un ulteriore evento deformativo che genera il livello 4 sempre per flusso cataclastico, al limite con la cataclasite del livello 2. Questo evento avviene sempre in presenza di fluidi che circolano nel nucleo della zona di faglia, ma il *veining* è lieve. Si sviluppa quindi un ulteriore evento di *veining* che produce vene che tagliano indistintamente i livelli 1, 2, 3, 4, questo può essere considerato un episodio intermedio tra T_3 e l'ultimo evento riconoscibile all'interno della sezione (T_4). Un ultimo episodio deformativo si sviluppa al tempo T_4 . Avviene sempre per flusso cataclastico e non è associato ad alcun *veining*. Si sviluppano invece delle vene tensionali riempite da materiale ultracataclastico. L'ultimo evento è riconoscibile nel livello 5.

Dopo aver analizzato le due sezioni appartenenti ai due core delle faglie (Merano-Mules e Pusteria), si può tentare di correlare i vari livelli che costituiscono le due sezioni sottili. L'aspetto è simile tra i livelli B e D della sezione GP2 e i livelli 1 e 4 della sezione PK 11.135, si può immaginare che questi rappresentino lo stesso evento deformativo avvenuto al tempo t_2 e T_1 rispettivamente. Il livello A della sezione GP2 e i livelli 3 e 2 della sezione PK 11.135, sembrano simili e questo può far supporre una certa correlazione tra gli eventi riconoscibili nelle due sezioni. L'assenza di un ultimo evento all'interno del campione GP2 verrà trattata nelle discussioni.

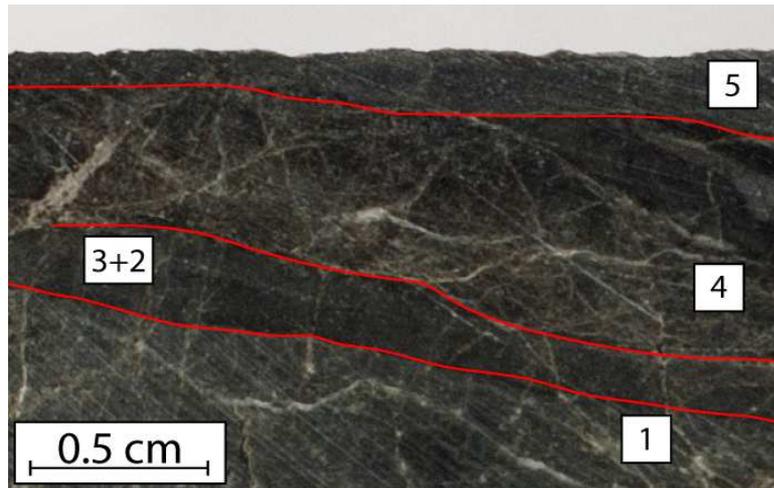


Figura 5.1.10. Ingrandimento del campione macroscopico nella zona in cui è stata ricavata la sezione sottile PK 11.135, sono riconoscibili i livelli che compongono la sezione e le vene che tagliano indistintamente i vari livelli 1, 2, 3,4.

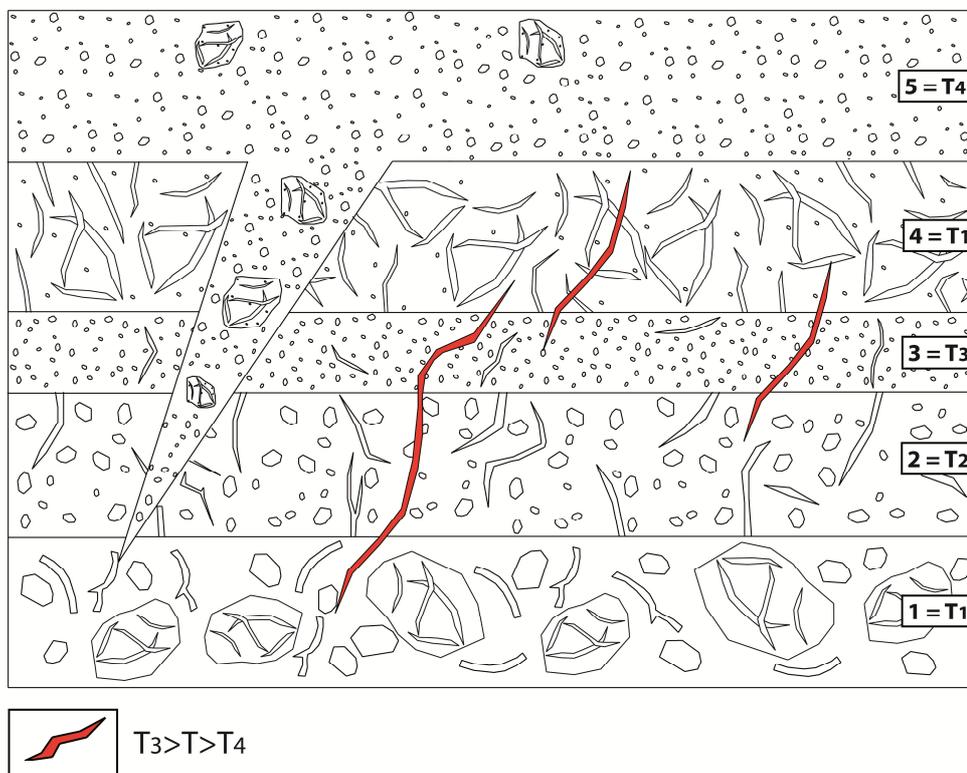


Figura 5.1.11. Schema illustrativo degli fasi deformative che sono avvenute lungo la linea della Pusteria, per la descrizione degli eventi si rimanda al testo.

5.2: XRPD (X-Ray Powder Diffraction)

L'utilizzo della diffrazione da polveri è stato reso necessario, dopo l'analisi al microscopio, per identificare la molteplicità di fasi presenti all'interno dei campioni raccolti.

5.2.1: Passo di Pennes

Le analisi sono state effettuate sui campioni di Lamella Tonalitica (GP11-M, GP11-V, GP11-V2, GP14-V, GP16 Tot; le abbreviazioni indicano: Tot) per indicare l'analisi sul campione intero, V) per indicare le analisi effettuate su vene, M) per indicare analisi effettuate su matrice), i risultati delle analisi in diffrazione di questi campioni sono riportati in tabella 5.2.1. Nel campione di ultracataclasite (GP2) dopo aver effettuato un'indagine preliminare per analizzare le fasi mineralogiche presenti (vista l'impossibilità di riconoscerle al microscopio, analisi GP2 Tot), sono state analizzati e confrontati i vari elementi A, B, C, D, V, V2 (le abbreviazioni sono: A, B, C, D, per indicare i livelli del campione GP2 in riferimento alla descrizione della sezione sottile in figura 5.1.6; V) per indicare le analisi effettuate su vene, M) per indicare analisi effettuate su matrice), i risultati vengono riportati in tabella 5.2.1.

I risultati delle analisi permettono di affermare che:

- nel campione GP2 sono presenti quarzo + albite ed altri feldspati, smectite e zeoliti;
- vi è la presenza di erionite nel campione GP2: per essere certi della correttezza dell'analisi sono stati messi a confronto i picchi dell'erionite con quelli dell'offretite, una zeolite che presenta alcuni picchi in comune con l'erionite (Figura 5.2.1);
- nel livello D del campione GP2 la quantità di erionite diminuisce a favore delle altre zeoliti (laumontite, barrerite, analcime, Figura 5.2.2);
- nelle vene dei campioni GP2 è presente solo cabasite;
- hanno confermato la presenza di quarzo + feldspati + clorite + prehnite + epidoto all'interno dei campioni GP11, GP 14 e GP16, come già visto al microscopio ottico;
- nei campioni presi al di fuori della ultracataclasite (GP2) non sono presenti zeoliti nella matrice e nemmeno nelle vene.

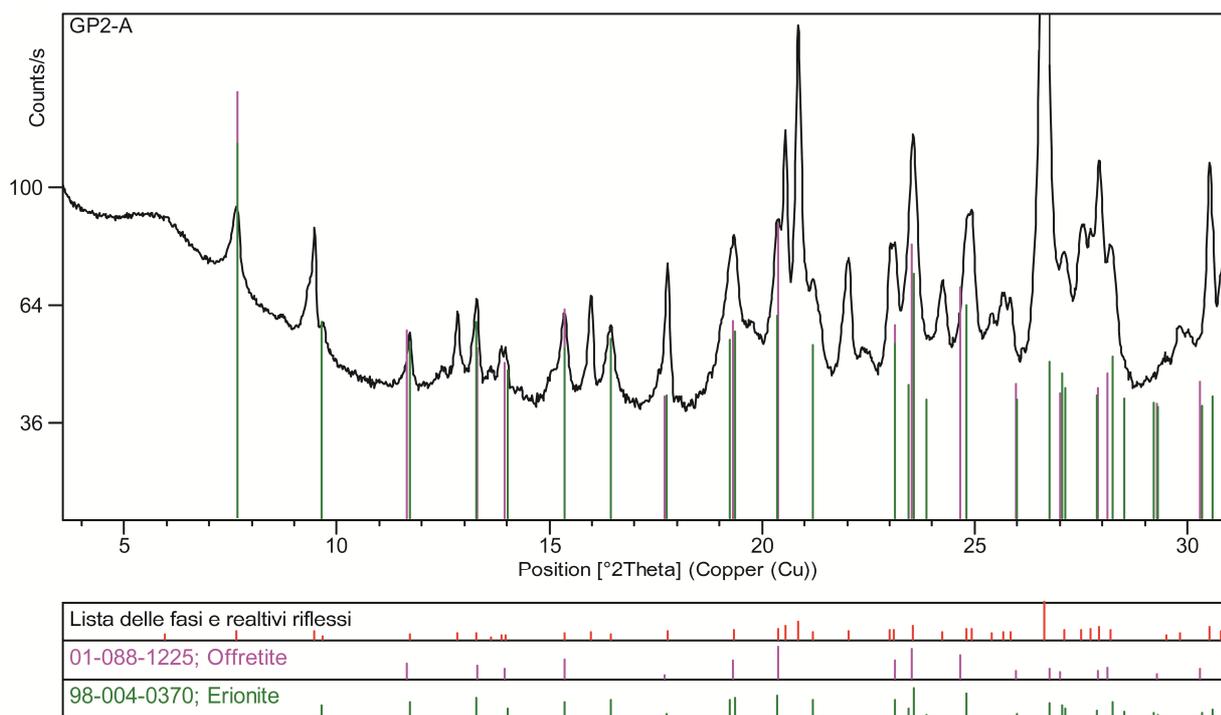


Figura 5.2.1. Difrattogramma del campione GP2 A in cui vengono confrontati i riflessi di erionite e offretite, è evidente che i picchi nel diffrattogramma corrispondono all'erionite, in ascissa la posizione dei picchi espressa in angoli 2θ in ordinata l'intensità dei picchi espressa in counts/s.

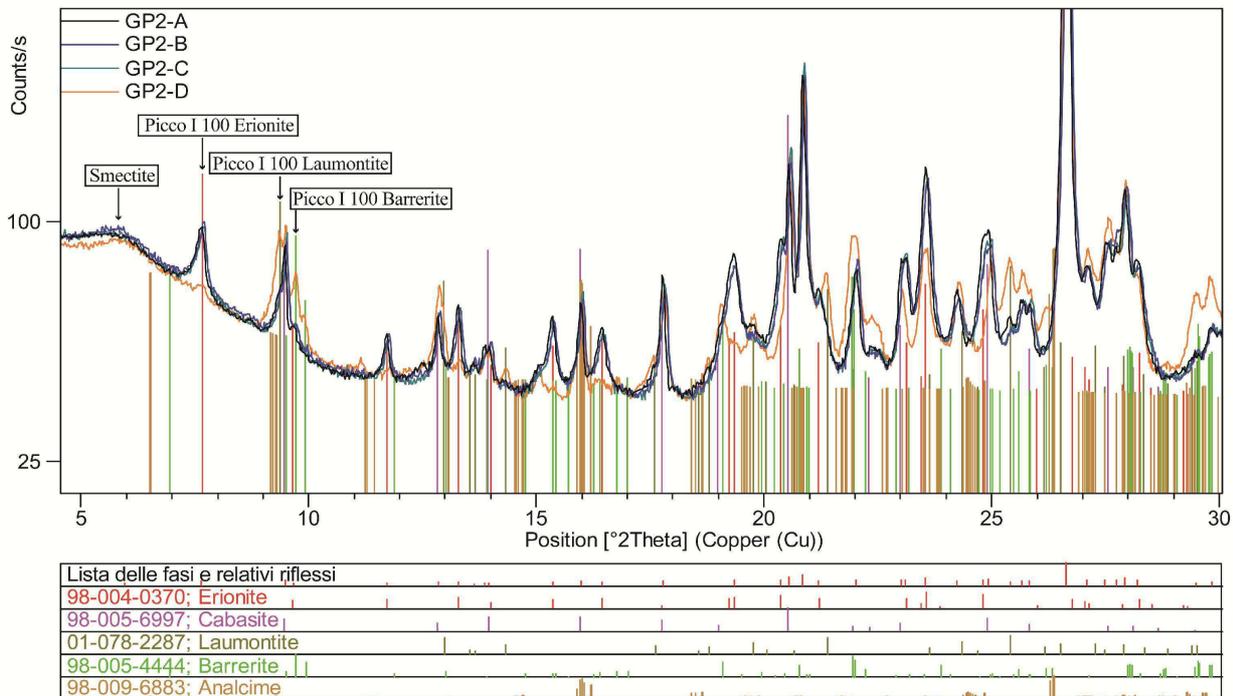


Figura 5.2.2. Difrattogramma di confronto tra i vari livelli che compongono il campione GP2. Nel diffrattogramma vengono messe in evidenza: le zeoliti presenti attraverso il picco principale della fase e l'argilla. Si può notare che nel livello D l'erionite è praticamente assente, mentre compaiono laumontite, barrerite ed analcime in ascissa la posizione dei picchi espressa in angoli 2θ , in ordinata l'intensità dei picchi espressa in counts/s.

Tabella 5.2.1. Elenco dei risultati di diffrazione da polveri dei campioni di passo Pennes, per identificare i campioni si utilizzano le seguenti abbreviazioni: Tot) per indicare l'analisi sul campione intero; A, B, C, D) per indicare i livelli del campione GP2; V) per indicare le analisi effettuate su vene; M) per indicare analisi effettuate su matrice. Le abbreviazioni dei minerali sono quelle raccomandate dallo IUGS.

		CAMPIONI PENNES												
		GP2 Tot	GP2 A	GP2 B	GP2 C	GP2 D	GP2 V	GP2 V2	GP11-M	GP11-V	GP11-V2	GP14-V	GP16 Tot	
Feldspati	MINERALI													
	Quarzo	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	
	Albite	x	x	x	x		x	x		x	x	x	x	
	Feldspati potassici	x (Mc)	x (Sa)	x (Or)	x (Or)	x (Or)						x (Or)	x (Or)	
	Plagioclasti								x (Andesina)					
	Zeoliti	Analcime					x							
		Laumontite					x							
		Cabasite	x	x	x	x	x	x	x					
		Erionite	x	x	x	x								
		Barrerite, Stilbite					x (Barrerite)							
Cloriti									x	x	x	x	x	
Muscovite													x	
Prehnite										x	x	x	x	
Epidoto									x	x	x			
Smectite		x	x	x	x	x								

5.2.2: *Mules*

Sono stati analizzati le rocce derivanti dal sondaggio Mu04 (Mu04 206.6 Tot, Mu04 222.4-M, Mu04 222.4-V, Mu04 302-M1, Mu04 302-M2, Mu04 331.3 Tot; le abbreviazioni sono: Tot) per indicare l'analisi sul campione intero, V) per indicare le analisi effettuate su vene, M) per indicare analisi effettuate su matrice). I risultati sono riportati in tabella 5.2.2. È stato analizzato il campione PK 11.135 (proveniente dal core della linea della Pusteria) sono state effettuate delle misure sui vari elementi distinguibili nella roccia (PK 11.135-S, PK 11.135-M1, PK 11.135-M2, PK 11.135-C; le abbreviazioni corrispondono a: S) superficie di scivolamento, C) clasti, M1-M2) rappresentano le diverse matrici; Figura 5.2.3) e successivamente confrontati (Figura 5.2.4).

Dai risultati si evince che:

- nel core della faglia sono presenti: quarzo + feldspati + smectite + zeoliti;
- nel core della faglia si concentra la maggior varietà di specie zeolitiche;
- vi è la presenza di quarzo + feldspati + clorite + biotite + orneblenda + prehnite + epidoto + laumontite nei campioni provenienti dal sondaggio Mu 04, al di fuori del core della faglia.

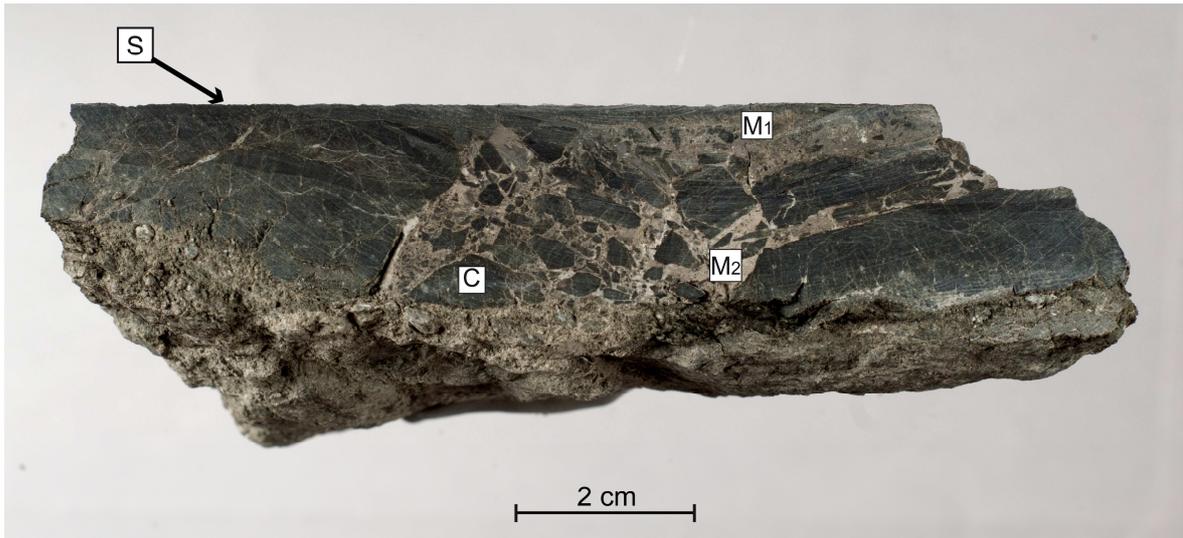


Figura 5.2.3: Foto della roccia PK 11.135 in cui vengono messi in evidenza i gli elementi che compongono la roccia in riferimento alle analisi in diffrazione da polveri; le abbreviazioni corrispondono a: S) superficie di scivolamento; C) clasti; M1-M2) rappresentano le diverse matrici.

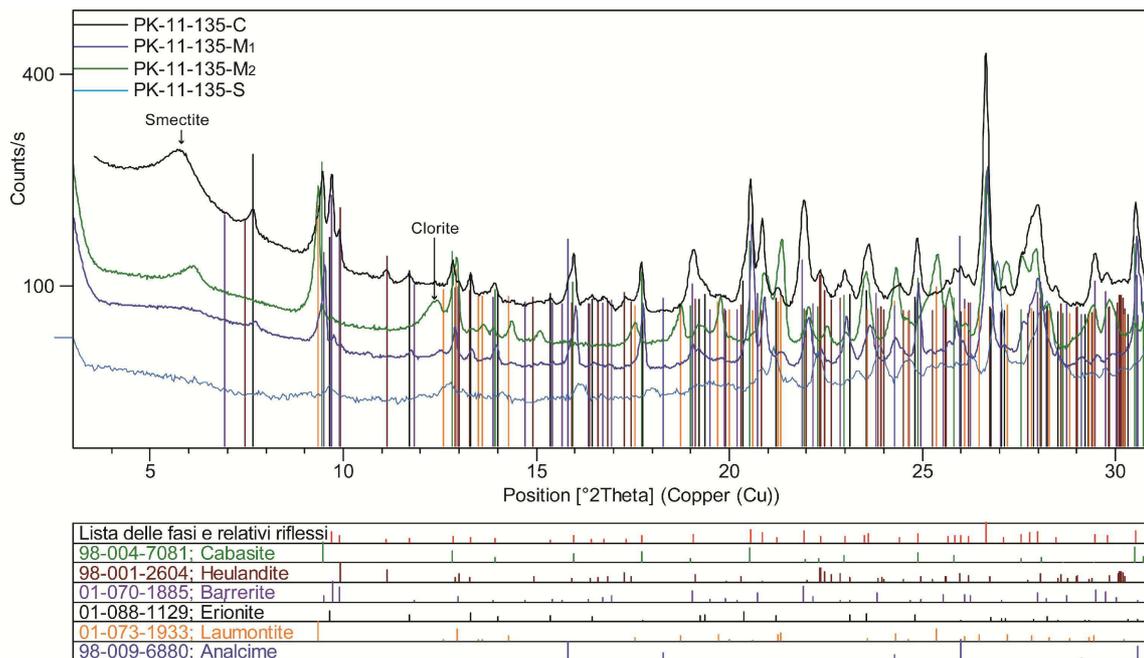


Figura 5.2.4: Difrattogramma di confronto del campione PK 11.135. Vengono messe in evidenza le zeoliti che compongono la roccia, la smectite e la clorite, in ascissa la posizione dei picchi espressa in angoli 2θ in ordinata l'intensità dei picchi espressa in counts/s.

Tabella 5.2.2. Elenco dei risultati di diffrazione da polveri dei campioni di Mules, per identificare i campioni si utilizzano le seguenti abbreviazioni: Tot) per indicare l'analisi sul campione intero;S,C) per indicare le analisi effettuate sugli elementi distintivi del campione PK 11.135; V) per indicare le analisi effettuate su vene; M) per indicare analisi effettuate su matrice. Le abbreviazioni dei minerali sono quelle raccomandate dallo IUGS.

		CAMPIONI GALLERIA MULES				CAMPIONI SONDAGGI MULES				
		PK 11.135-S	PK 11.135-M1	PK 11.135-M2	PK 11.135-C	MU4 222.4-M	MU4 222-V	MU4 302-M1	MU4 302- M2	MU4 331.3 Tot
MINERALI										
Feldspati	Quarzo	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	Albite	x	x	x			x	x	x	x
	Feldspati potassici	x (Mc)	x (Or)	x (Or)	x (Or)					x (Mc)
	Plagioclasti				x (Labradorite)					
Zeoliti	Analcime	x	x							
	Laumontite	x	x	x	x	x	x	x		x
	Cabasite	x	x		x					
	Erionite	x	x		x					
	Barrerite, Stilbite		x (Barrerite)		x (Barrerite)					
	Heulandite	x			x					
	Epistilbite		x							
Miche	Clinocloro	x	x	x		x	x	x	x	x
	Muscovite									
	Biotite								x	x
Minerali argillosi	Prehnite							x	x	
	Epidoto							x	x	x
	Illite									
	Smectite	x	x		x					
	Orneblende					x				

5.2.3: Chienes

I risultati delle analisi dei campioni derivanti dall'area di Chienes (C03-V1, C03-V2, C03-C, C04-V, C04-M, C05-V; le abbreviazioni corrispondono a: V) per indicare le analisi effettuate su vene, M) per indicare analisi effettuate su matrice, C) per indicare le analisi effettuate sui campioni di cataclasite); i risultati vengono riportati in tabella 5.2.3.

Dai risultati si deduce che:

- nella Lamella Tonalitica sono presenti quarzo + feldspati + muscovite + clorite + calcite;
- non vi è la presenza di erionite in questi campioni;
- sono comunque presenti altre zeoliti tra cui la laumontite.

Tabella 5.2.3. Elenco dei risultati di diffrazione da polveri dei campioni di Chienes, per identificare i campioni si utilizzano le seguenti abbreviazioni: V) per indicare le analisi effettuate su vene; M) per indicare analisi effettuate su matrice; C) per indicare le analisi effettuate sui campioni di cataclasite. Le abbreviazioni dei minerali sono quelle raccomandate dallo IUGS.

		CAMPIONI CHIENES					
		C03-V1	C03-V2	C03-C	C04-V	C04-M	C05-V
MINERALI							
Quarzo		x	x	x	x	x	x
Feldspati	Albite		x	x	x		x
	Feldspati potassici					x (Or)	
	Plagioclasi					x (Andesina)	
	Laumontite	x	x	x	x	x	x
	Stilbite	x	x				
	Cloriti	x	x	x	x	x	x
Miche	Muscovite		x			x	
	Calcite	x			x		x

5.3: SEM (Scanning Electron Microscope)

Successivamente con l'obiettivo di studiare l'associazione presente nelle vene e confermare la presenza di alcuni minerali è stato utilizzato il SEM in modalità EDS.

Tabella 5.3.1: Confronto tra i rapporti Si/Al e le proporzioni degli elementi (Na, K, Ca) delle zeoliti presenti nei campioni, sulla base della formula chimica.

MINERALE	Formula chimica	Si/Al	Na	K	Ca
Analcime	$\text{Na}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	2	16		
Barrerite	$\text{Na}_8(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) \cdot 26\text{H}_2\text{O}$	3.5	8		
Cabasite	$\text{Ca}_2(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}) \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	2	2		
Epistilbite	$\text{Ca}_3(\text{Al}_6\text{Si}_{18}\text{O}_{48}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	3			3
Erionite	$\text{NaK}_2\text{MgCa}_{1.5}(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	3.5	1	2	1.5
Heulandite	$(\text{Na,K})\text{Ca}_4(\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}) \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	3	(1)	(1)	4
Laumontite	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	2			4
Mordenite	$\text{Na}_3\text{KCa}_2(\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}_{96}) \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	5	3	1	2

Gli elementi che compongono le zeoliti sono i medesimi, ma variano i rapporti Si/Al e le proporzioni tra alcuni di essi (in particolare Na, Ca, K). In tabella 5.3.1 in cui sono stati confrontate le proporzioni tra i vari elementi. In tal senso sono state fatte delle mappe chimiche degli elementi Si, Al, Ca, K, Na. Nonostante le premesse i risultati ottenuti non sono stati tali da permettere il raggiungimento dell'obiettivo. Sono state fatte anche delle misure puntuali per verificare le altre fasi mineralogiche presenti nelle vene, da cui si è potuto verificare grazie all'analisi chimica la presenza di zoisite, prehnite e quarzo (Figura 5.3.1).

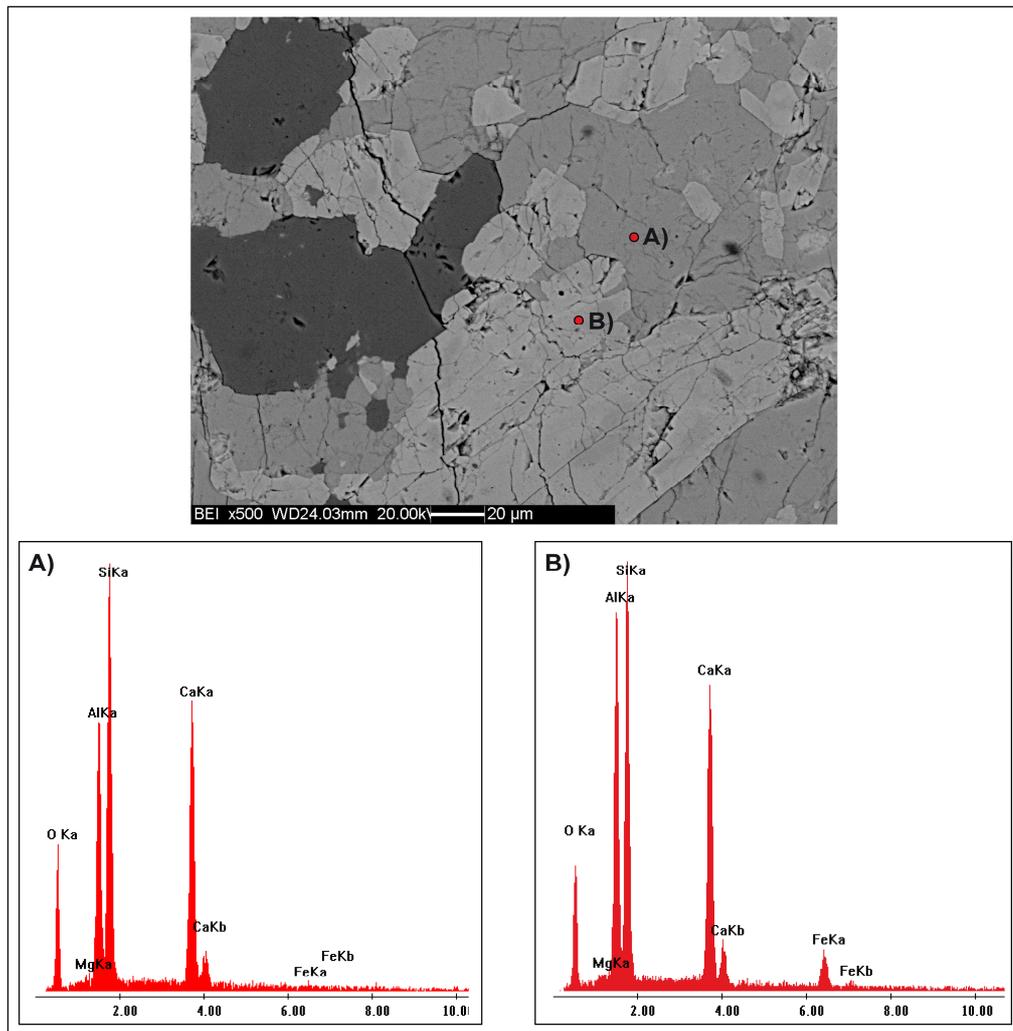


Figura 5.3.1: Immagine SEM-BSE dei cristalli di quarzo (più scura) , prehnite (A) e zoisite (B) e relativo spettro EDS, in cui viene messo in risalto il contenuto in Fe per identificare le due fasi in ascissa l'energia della radiazione caratteristica dell'elemento (KeV) in ordinata l'intensità della radiazione emessa.

5.4: SPETTROSCOPIA RAMAN

Visto che l'identificazione al SEM delle varie fasi non ha dato i risultati sperati si è deciso di utilizzare la tecnica Raman che avendo già dato ottimi risultati nello studio e l'identificazione delle varie zeoliti, è stata utilizzata appunto con lo scopo di identificare l'associazione mineralogica e l'ubicazione delle zeoliti all'interno delle rocce di faglia. Qui di seguito vengono riportate le foto delle sezioni sottili indagate con i riferimenti per le analisi puntuali e le mappe, i risultati vengono riportati in tabella 5.4.1 e 5.4.2. Dalle analisi sul campione PK 11.135 (proveniente dal cunicolo esplorativo della Galleria del Brennero, corrispondente al core della linea della Pusteria, Figura 5.4.1) è stato possibile capire che:

- l'erionite è presente nella matrice del livello 3(Figura 5.4.2);
- le singole vene sono monofasiche ma i minerali che le compongono sono diversi;
- le ultime vene che si formano sono solo a cabasite.

Dalle analisi sul campione GP2 (proveniente dal passo Pennes, è un ultracataclasite; Figura 5.4.3) si è dedotto che le vene sono monofasiche a cabasite (Figura 5.4.2), mentre la matrice è costituita da feldspati e cabasite. Con la tecnica Raman non è possibile rilevare la presenza dei minerali argillosi, per questi fare riferimento alla sezione 5.2 (XRPD).

Tabella 5.4.1. Risultati delle analisi Raman sul campione PK 11.135, i riferimenti sono necessari per visualizzare il punto all'interno del campione (Figura 5.4.1).

Riferimento	Punto (ingrandimento_ tempo di acquisizione)	Risultato
1	matrice2_100X_3x60s	Erionite, feldspato
2	vena1_100X_3x60s	Barrerite
3	vena2_100X_3x60s	Laumontite
4	vena3_100X_3x60s	Cabasite
5	vena4_100X_3x60s	Cabasite
6	vena5_100X_6x120s	Cabasite
7	vena6_100X_4x300s	Cabasite
8	vena7_100X_3x60s	Cabasite
9	vena8_50X_2x30s	Cabasite
10	vena9_50X_2x60s	Cabasite
11	vena10_100X_2x60s	Cabasite
12	vena11_50X_2x60s	Cabasite

Tabella 5.4.2. Risultati delle analisi in spettroscopia Raman sul campione GP2, i riferimenti sono necessari per visualizzare il punto all'interno del campione (Figura 5.4.3).

Riferimento	Punto (ingrandimento_ tempo di acquisizione)	Risultato
1	vena1_100X_4x30s	Cabasite
2	vena2_100X_3x60s	Cabasite
3	vena3_100X_3x60s	Cabasite
4	vena4_100X_3x60s	Cabasite
5	matrice2_50X_2x60s	Feldspato, cabasite
7	mappalineare	Cabasite
6	vena5_50X_2x30s	Cabasite

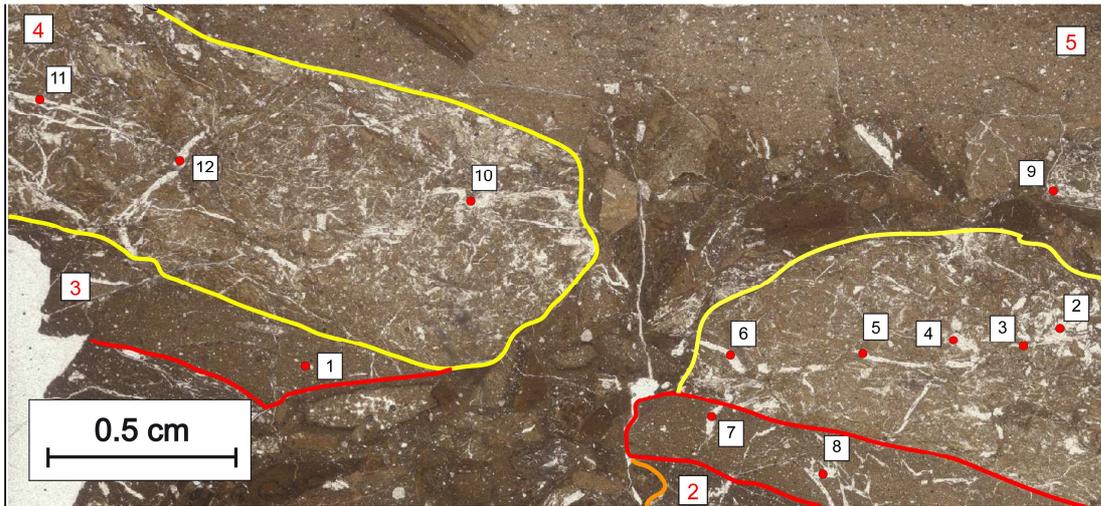


Figura 5.4.1: Immagine di riferimento per la posizione (punti rossi) delle analisi Raman nel campione PK 11.135, i numeri in rosso stanno ad indicare i diversi livelli che compongono il campione (figura 5.1.8).

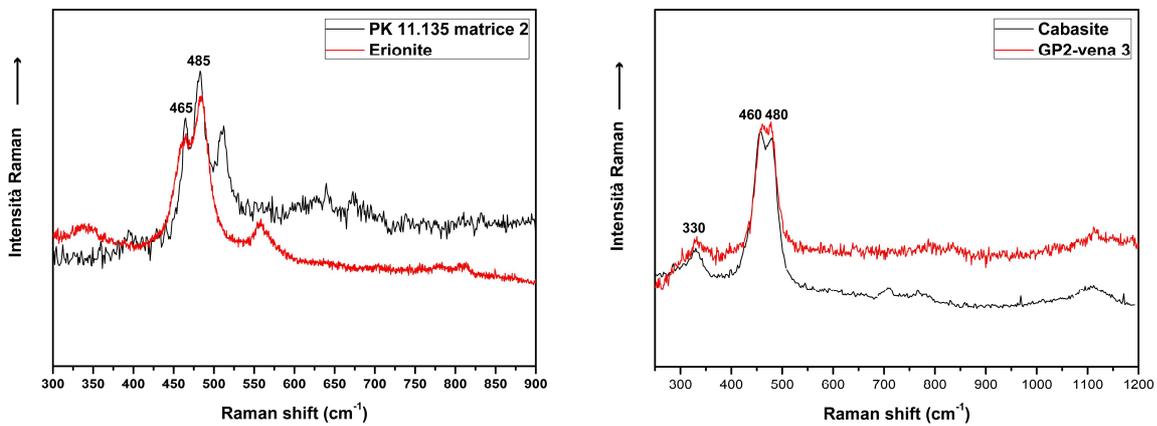


Figura 5.4.2: Spettri Raman, in ascissa la posizione dei picchi espressa in cm^{-1} , in ordinata l'intensità. **Sinistra)** Spettro di confronto tra analisi PK 11.135_matrice 2 in cui si vuole mettere in evidenza la presenza di erionite (spettro standard mostrato in appendice). **Destra)** Spettro di confronto tra l'analisi GP2_vena 3 in cui si vuole mettere in evidenza la presenza di cabasite (spettro standard mostrato in appendice).

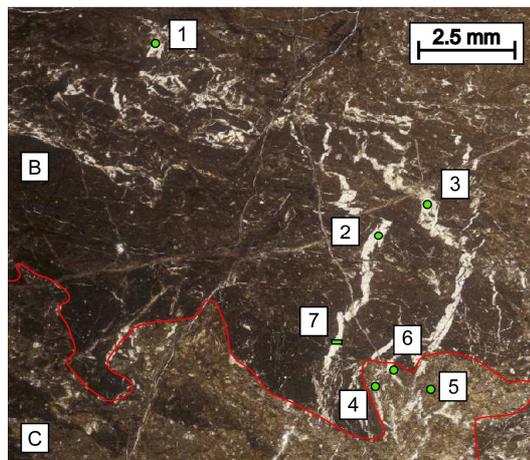


Figura 5.4.3: Immagine di riferimento per la posizione delle analisi Raman nel campione GP2, le lettere indicano i livelli B e C della sezione sottile (figura 5.1.6).

Capitolo 6: DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

Le analisi di telerilevamento e i sopralluoghi di terreno hanno permesso di valutare i rapporti di intersezione tra la linea della Pusteria e la linea Merano-Mules, dalle carte geologiche redatte è stato inoltre possibile capire che queste due faglie sono state attive contemporaneamente durante gli stadi finali della loro storia deformativa. Non esiste infatti alcun rigetto della linea della Pusteria sulla linea Merano-Mules e viceversa, questo sta ad indicare che dal tardo Oligocene all'inizio Miocene queste due faglie hanno agito insieme a causa della spinta dell'indenter Adriatico (Viola et al. 2001; Pomella et al., 2010; 2012). L'attività trascorrente della linea Merano-Mules dall'inizio alla fine della sua storia deformativa è stata inoltre proposta da Zago (2012) sulla base di dati cinematici raccolti al contatto tra Lamella Tonalitica e paragneiss dell'Austroalpino. Pomella et al. (2010, 2012) sostengono invece un cambio di cinematica a partire dal Miocene con una componente di slip prevalentemente inverso.

Indipendentemente da questi due scenari è provato da dati radiometrici e cinematici che almeno la trascorrenza destra lungo la linea Merano-Mules se non la sua stessa attività cessano all'attivarsi del processo di *escape* laterale del cuneo orogenico alpino occidentale controllato dalla denudazione lungo la linea del Brennero (Muller et al., 2001; Viola et al. 2001; Massironi et al. 2006; Pomella et al. 2010, 2012). In questo quadro tettonico che comincia già dal primissimo Miocene (Muller et al., 2001; Manktelow et al., 2000) la linea della Pusteria accomoda il movimento trascorrente al margine meridionale del blocco in *lateral escape*, mentre la linea Merano-Mules viene disattivata a favore della linea della Passiria (Viola et al. 2001; Massironi et al., 2006; Zago, 2012) o subisce riattivazione inversa (Pomella et al., 2010, 2012).

Si è pertanto di studiare insieme le linee Merano-Mules e Pusteria per i seguenti motivi: i) mettono a contatto le stesse litologie (Lamella Tonalitica e Granito di Bressanone), ii) entrambe sono state caratterizzate da un'intrusione che è avvenuta durante la loro attività (Lamella Tonalitica oligocenica) e ha verosimilmente favorito una importante circolazione dei fluidi all'interno della zona di shear, iii) hanno avuto un lungo periodo di attività congiunta che è terminata nelle fasi finali della loro storia evolutiva.

Dalle analisi di campagna e lo studio dei campioni viene messo in evidenza che nella Lamella Tonalitica è presente una foliazione di ricristallizzazione duttile S-C' che si sviluppa in modo coerente con la cinematica di strike-slip destro della linea Merano-Mules e Pusteria. Non sono stati rilevati elementi cinematici indicanti una attività inversa lungo la linea di Merano-Mules, ma le osservazioni non sono tuttavia in una quantità sufficiente da sostenere lo scenario proposto da Pomella et al (2010, 2012) piuttosto che quello indicato da altri autori (e.g. Viola et al. 2001; Zago, 2013).

I diversi meccanismi di ricristallizzazione dinamica rinvenuti all'interno della lamella tonalitica *grain boundary migration*, (T: 500 e 700°C); *subgrain rotation recrystallization* (T: 400 e 500°C) e *bulging recrystallization* (T: 280 e 400°C) sono l'espressione di un lungo e continuo processo di deformazione durante il raffreddamento di questo corpo intrusivo. La deformazione in regime fragile si localizza

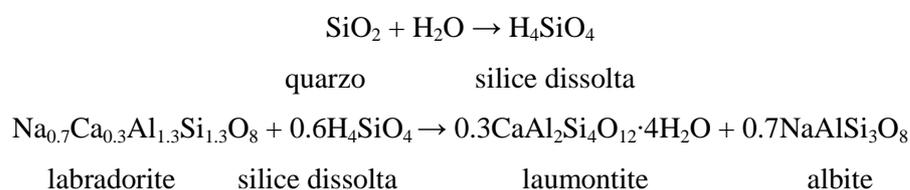
lungo livelli (*seams*) cataclastici e ultracataclastici che hanno sfruttato le precedenti foliazioni (S e C') di origine milonitica.

Tutta la zona di faglia (Merano-Mules e Pusteria) al di fuori del core, ma all'interno della zona di danno (*zona di danno distale*: sezione Mules-PK 11.201; *zona di danno prossimale*: sezioni passo di Penes - GP11- GP13; sezioni Mules -PK 11.140-PK 11.173; sezioni Chienes-CO4), della faglia viene tagliata da vene di varia composizione (prehnite + zoisite + quarzo; prehnite + quarzo; prehnite; prehnite + laumontite; calcite + laumontite; laumontite) che intersecano ad alto angolo la foliazione ed alcuni livelli cataclastici e sono prive di deformazione. Queste osservazioni sono verosimili con un processo di circolazione di fluidi che si iniettano lungo i vuoti creati da fratture tensionali che rispondono al campo di stress regionale dapprima responsabile della trascorrenza destra sul lineamento Periadriatico ($\sigma_{h \max}$ da NW-SE a NNW-SSE) e successivamente del fenomeno di *escape* laterale ($\sigma_{h \max}$ NNW-SSE) (e.g. Selverstone 1988, Bistacchi et al. 2010). Nel core della faglia, le vene si presentano in feltri assolutamente disordinati, suggerendo forte circolazione e sovrappressione dei fluidi ciò permette la formazione di vene variamente orientate, la cristallizzazione dei minerali al loro interno oltre che favorire l'alterazione di plagioclasio in minerali argillosi. I diversi livelli cataclastici rinvenuti all'interno del core nei siti di studio delle due faglie maggiori analizzate sono il presupposto per ipotizzare meccanismi di hardening della zona di faglia. Infatti la cristallizzazione delle zeoliti da fluidi circolanti nella zona di core della faglia la rende più resistente e il successivo evento deformativo tende a localizzare in vicine porzioni della zona di faglia (e.g. Fredrich and Evans 1992; Wintsch et al., 1995; Wintsch 1998). Queste condizioni sono verosimili per l'attività delle linee Merano-Mules e Pusteria durante gli eventi deformativi documentati. Possiamo infatti riassumere gli eventi che si sono succeduti all'interno delle due faglie e quali meccanismi deformativi si sono sviluppati. Nel livello ultracataclastico (DI=5, Figura 4.1.10) all'interno del core della linea Merano-Mules si sono riconosciuti tre eventi deformativi (Figura 5.1.6): il primo evento si è presumibilmente sviluppato al tempo t_1 per flusso cataclastico in presenza di fluidi (argillificazione), ma in condizioni di pressione dei fluidi pari a quella litostatica (assenza di veining); un secondo evento cataclastico al tempo t_2 si è sviluppato in condizioni di sovrappressione dei fluidi, in questo caso è possibile osservare che allontanandosi dalla probabile superficie di scivolamento le vene diventano meno fitte, meno caotiche e seguono orientazioni preferenziali; un ultimo evento cataclastico si sviluppa al tempo t_3 sempre in presenza di fluidi, ma che non raggiungono pressioni tali da essere in condizioni di sovrappressione. All'interno dell'attuale core della linea della Pusteria è possibile riconoscere più eventi deformativi rispetto a quelli riscontrati nella linea Merano-Mules (Figura 5.1.11): un primo evento cataclastico riconoscibile si sviluppa al tempo T_1 in condizioni di sovrappressione dei fluidi; un secondo evento deformativo al tempo T_2 si sviluppa per flusso cataclastico in condizioni di sovrappressione di fluidi inferiore rispetto all'evento T_1 (minor veining); un terzo evento cataclastico si sviluppa al tempo T_3 in condizioni di sovrappressione di fluidi più basse rispetto all'evento T_2 . Successivamente avviene un evento di intenso veining che sembra tagliare tutti i prodotti cataclastici di tutti i precedenti eventi. Infine al tempo T_4 avviene l'ultimo episo-

dio deformativo per flusso cataclastico, con presenza di fluidi ma che non raggiungono pressioni elevate tali da poter generare neomineralizzazioni a zeoliti che indicano sovrappressione dei fluidi; tuttavia lungo fratture di tipo T (tensionali) coerenti con un movimento trascorrente della faglia si inietta il flusso cataclastico. Coerentemente con la storia deformativa delle due linee (Merano-Mules e Pusteria) è lecito tentare di correlare gli eventi riscontrabili all'interno delle sezioni sottili. In particolare i prodotti di faglia dell'evento T₁ della linea della Pusteria sono del tutto identici a quelli dell'evento t₂ della linea Merano Mules, mentre gli eventi T₂ e/o T₃ della prima sembrano poter essere tentativamente associabili all'un unico evento t₃ della seconda. L'ultimo evento deformativo T₄, che rappresenta l'attuale core della linea della Pusteria campionato all'interno della galleria esplorativa del Brennero, sembra non essere stato registrato lungo la linea Merano-Mules. Si può quindi proporre un'evoluzione del flusso cataclastico della linea della caratterizzato da una certa diminuzione di circolazione di fluidi nel tempo (diminuzione di *veining* da eventi più antichi ad eventi più recenti) che viene solo in parte registrato lungo la linea Merano-Mules. Ciò sembra coerente con la cessazione dell'attività della linea Merano Mules nelle fasi finali dell'evoluzione alpina che vede l'instaurarsi del processo di *lateral escape* a letto della linea del Brennero.

Da tutte le analisi realizzate sui campioni (PK 11.135 e GP2) provenienti dal core delle linee della Pusteria e di Merano Mules, è risultato assai verosimile che nella roccia di faglia siano avvenute reazioni di idrolisi che hanno portato all'alterazione dei feldspati in minerali delle argille e alla neoformazione di zeoliti. Tra queste è stata rinvenuta per la prima volta su rocce di faglia derivanti da protoliti granitoidi l'erionite, che a causa del suo abito fibroso è annoverata tra i minerali cancerogeni (Suzuky & Kohayama, 1988). In particolare essa è stata individuata grazie alla diffrazione da polveri sulle zone di core di entrambe le faglie sempre in associazione con la cabasite. Successive analisi in spettroscopia Raman ne hanno verificato l'ubicazione all'interno della matrice almeno nel livello ultracataclastico generatosi durante l'evento T₃ lungo la linea della Pusteria.

Reazione di idrolisi sono certamente documentate per la faglia di San Gabriel dove hanno portato alla formazione di minerali argillosi e zeoliti (Garrels and Christ, 1965; Faure, 1991). Si ricordano ad esempio le seguenti reazioni:



Le vene delle zone di faglia studiate sia in settori di core che di danno sono caratterizzate da diverse associazioni mineralogiche, che permettono di definire l'evoluzione delle condizioni di temperatura all'interno della zona di faglia stessa (Figura 6.1). Prehnite + zoisite + quarzo, prehnite + quarzo, prehnite si sviluppano ad esempio in un range di T superiore ai 250°C (Cortesogno et al., 1975; Apps, 1983). Il passaggio a condizioni termodinamiche di più bassa T è testimoniato dalla presenza di vene a prehnite + laumontite, che è compatibile con temperature variabili intorno ai 200°C (Cortesogno et al.,

1975, Apps, 1983). A temperature presumibilmente inferiori si sviluppano vene a calcite + laumontite o sola laumontite. Le fasi a zeoliti più tardive in cui entrano in gioco la cabasite e/o l'erionite sono da considerarsi di temperature ancora più basse intorno ai 100°C (Cortesogno et al., 1975, Apps, 1983).

La transizione a questi diverse temperature è concorde con un raffreddamento del sistema dei fluidi circolanti durante la storia evolutiva della faglia. E' interessante notare che le associazioni più fredde sembrano essere limitate alle zone del core o immediatamente contermini. D'altronde un'attiva circolazione di fluidi all'interno del core della faglia e nella vicina Lamella Tonalitica è stata confermata in tempi recenti da datazioni U/Th-He su apatite ($T = 70^\circ$, Dodson, 1973; Wolf et al., 1996) che indicano età di chiusura del sistema a circa 2 Ma all'interno della Lamella Tonalitica contro età di circa 30 Ma nel Granito di Bressanone in prossimità della faglia (Gasparotto, 2013).

L'origine della circolazione dei fluidi nel core delle faglie e all'interno della Lamella Tonalitica non è ben definita, non è da escludere che le associazioni di più alta temperatura possono derivare da corpi quarzo-gabbriici riscontrati a passo di Valles che intrudono le prevalenti tonaliti costituenti la Lamella Tonalitica (Visonà, 1976). La presenza di fluidi successivi può essere invece dovuta alla circolazione di acque profonde.

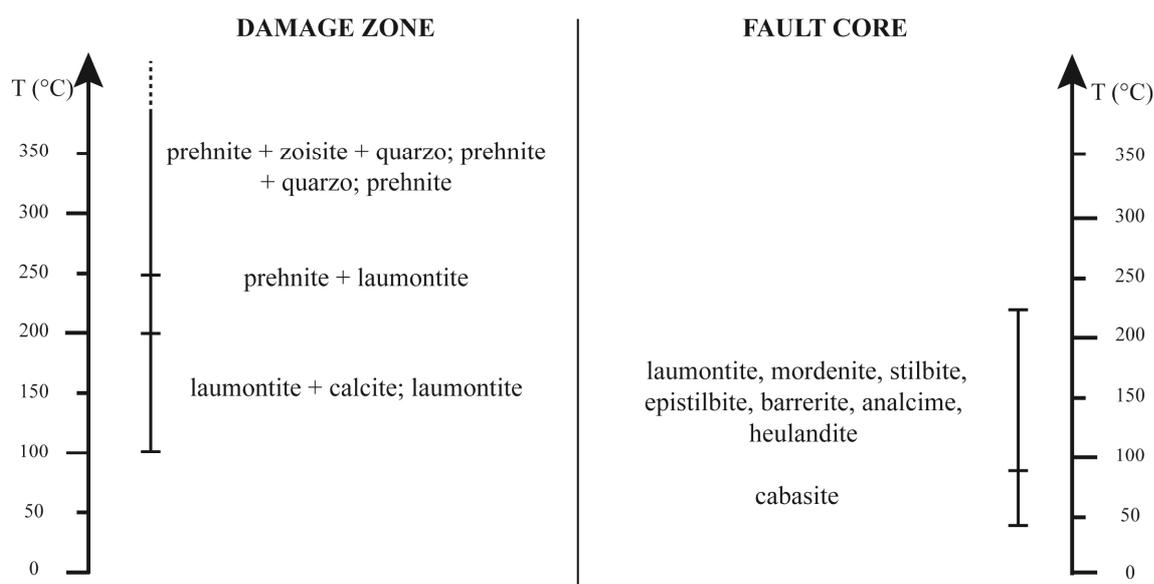


Figura 6.1. Diagramma illustrativo delle associazioni presenti nelle vene, distinte tra zona di danno (damage zone) e core della faglia (fault core); in ordinata le temperature (°C) di formazione delle varie associazioni all'interno delle vene desunte dalla letteratura.

BIBLIOGRAFIA

- Apps JR; 1983. Hydrothermal evolution of repository groundwater in basalt. In NRC Nuclear Waste Geochemistry '83, U S Nuclear Regulatory Commission Report, p 14-51.
- Atkinson BK; 1982. Subcritical crack propagation in rocks; theory, experimental results and application. *J Struct Geol* 4, 41–56.
- Atkinson BK; 1984. Subcritical crack growth in geological materials. *J Geophys Res* 89, 4077–4114
- Bak J, Korstgard J, Sorensen K; 1975. A major shear zone within the Nagssugtoquidian of West Greenland. *Tectonophysics* 27, 191–209.
- Bargossi GM, Bove G, Cucato M, Gregnanini A, Morelli C, Moretti A, Poli S, Zachetta S, Zanchi A; 2010. Note illustrative della Carta geologica d'Italia, scala 1:50.000 foglio 013 Merano. CARG. ISPRA.
- Baris Y.I., Artvinli M., Sabin A.A; 1979. Environmental mesothelioma in Turkey. *Ann. New York Acad. Sci.* 330, 423-432.
- Benn K., F. Odonne, and M. de Saint Blanquat; 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: New views from analogue experiments. *Geology* 26, 1079 – 1082.
- Ben-Zion Y., Sammis C.; 2003. Characterization of fault zones. *Pure and Applied Geophysics* 160, 677-715.
- Bish, D.L. & Ming, D.W.; 2001. Natural Zeolites: Occurrence, Properties; Applications. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Bistacchi Andrea, Massironi Matteo, Menegon Luca; 2010. Three-dimensional characterization of a crustal-scale fault zone: The Pusteria and Sprechenstein fault system (Eastern Alps). *Journal of Structural Geology* 32, 2022-2041.
- Bistacchi, A., Massironi, M., Menegon, L.; 2010. Three-dimensional characterization of a crustal-scale fault zone: The Pusteria and Sprechenstein fault system (Eastern Alps). *Journal of Structural Geology* 32, 2022-2039.
- Blenkinsop T.G.; 1991b. Cataclasis and processes of particle size reduction. *Pure Appl Geophys* 136, 59–86.
- Blenkinsop TG, Sibson RH; 1991. Aseismic fracturing and cataclasis involving reaction softening within core material from the Cajon Pass drillhole. *J Geophys Res* 97, 5135–5144.
- Bragg W.L., Bragg W.H.; 1913. The diffraction of Short Electromagnetic Waves by a Crystal. *Proc. Cambridge Phil. Soc.* 17, 43-57.
- Breck D.W.; 1974. Zeolite molecular sieves. Wiley, New York.
- Carta Geologica d'Italia; 1969. Passo del Brennero e Bressanone,.
- Castellarin, A., and G.B. Vai; 1982. Introduzione alla geologia del Sudalpino, in Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. Ital, Roma.
- Cees W. Passchier, Rudolph A.J. Trouw; 2005. *Microtectonics*, 26; 112-123; 159-173.
- Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L.; 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. *J Geophys Res.* 98, 771–786.
- Cornelis Klein; 2004. *Mineralogia*. Editore Zanichelli
- Cortesogno L., Lucchetti G., Penco A.M.; 1975. Associazioni a zeoliti nel “Gruppo di Voltri”: caratteristiche mineralogiche e significato genetico. *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*.
- Cox S.F.; 1995. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *J Geophys Res* 100.
- Dal Piaz G.V & Martin S.; 1998. Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico. *Mem. Soc. Geol. It.* 53, 43-62.
- Dal Piaz Giorgio V., Bistacchi Andrea, and Massironi Matteo; 2003. Geological outline of the Alps. Episodes.
- Davis J.M.G., and Cowie H.A.; 1990. The relationship between fibrosis and experimental animals exposed to asbestos and other fibres. *Environ. Health Perspec.* 88, 305-309.
- Del Moro, A., G. Ferrara, S. Tonarini, and E. Callegari; 1983b. Rb/Sr systematics on rocks from the Adamello Batholith, Southern Alps. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 26, 261-284.

- Dodson Martin H.; 1973. Closure temperatures in cooling geolical and petrologica systems. *Contrib. Mineral.Petrol.* 40.
- Durney DW, Ramsay JG; 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. *Gravity and tectonics*, 67–95.
- Engvik A., Putnis A., Fitz Gerald J.D. & Austrheim H.; 2008. Albitisation of granitoid: the mechanism of plagioclase replacement by albite. *Canadian Mineralogist* 46, 1401–1415.
- Evans J.P.; 1988.. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *J Struct Geol* 10, 437-443.
- F. Mantovani, B. Marcolongo; 1992. *Fotogeologia: il Telerilevamento nelle scienze della terra*. La Nuova Italia Scientifica, Roma.
- Faure G; 1991. *Principles and Applications of Inorganic Geochemistry*. Macmillan, New York.
- Fredrich J., Evans B.; 1992. Strength recovery along simulated faults by solution transfer processes. *Rock mechanics*. Balkema, 121-130.
- Frisch W., Dunkl I., Kuhlemann J.; 2000. Postcollisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics* 327, 239-265.
- Garrels, R. M., and C. L. Christ; 1965. *Solutions, Mineral, and Equilibria*. Freeman, Cooper, San Francisco Calif.
- Gasparotto A., 2013. *Analisi termocronologica e microstrutturale lungo il nuovo tunnel del Brennero*. Tesi di laurea triennale, Università degli Studi di Padova.
- Gudmundsson Silje S. Berg, Kellfrid B. Lyslo, Elin Skurtveit; 2001. Fracture networks anf fluid transport in active fault zone. *Journal of Structural Geology* 23, 343-353.
- Guthrie G.D., McLeod K., Johnson N. and Bish D.; 1992. Effect of exchangeable cation on zeolite cytotoxicity. *V. M. Goldschmidt Conference Program and Abstracts*, A-46.
- H L Cox; 1952. The elasticity and strength of paper and other fibrous materials. *Br. J. Appl. Phys.* 3, 72.
- Hanmer S.; 1988. Great Slave Lake Shear Zone, Canadian Shield: reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone. *Tectonophysics* 149, 245-264.
- Hansmann, W., and F. Oberli; 1991. Zircon inheritance in an igneous rock suite from the southern Adamello Batholith (Italian Alps): Implications for petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 501-518.
- Henderson J.R., Henderson M.N., Wright T.O.; 1990. Water-sill hypothesis for the origin of certain quartz veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Geology* 18, 654–657.
- Hickman S., Sibson R.H., Bruhn R.; 1995. Introduction to special section: mechanical involvement of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* 100.
- Hilgers C, Urai JL; 2002. Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. *Tectonophysics* 352, 257–274.
- Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F., Schuster, R.; 1999. Alpine metamorphism of the eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 79, 155-181.
- Hull D; 1975. *Introduction to dislocations*. Pergamon Press, Oxford.
- Hutton, D. H. W.;1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London* 139, 615-631.
- James E.W. & Silver, L.T.; 1988. Implications of zeolites and their zonation in the Cajon Pass Deep Drillhole. *Geophys. Res. Letters* 15.
- Knipe RJ; 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *J Struct Geol* 11, 127–146
- Laubscher H.P.; 1996. Shallow and deep rotations in the Miocene Alps. *Tectonics* 5, 1022-1035.
- Lin A.; 2001. S-C fabrics developed in cataclastic rocks from the Nojima fault zone, Japan and their implications for tectonic history. *J Struct Geol* 23, 1167–1178.
- Loewenstein W. (1954) *Amer. Mineral.* 39,92

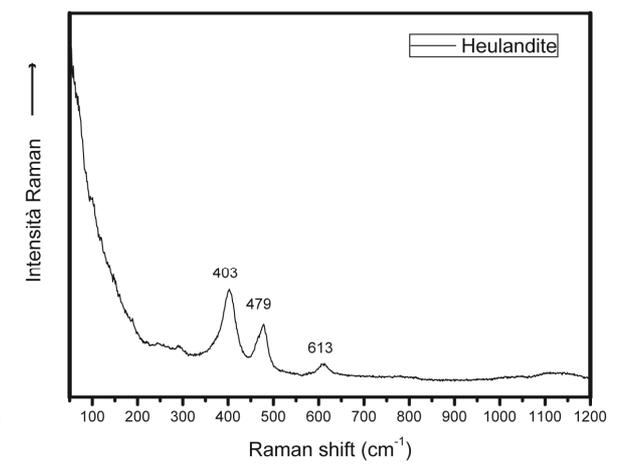
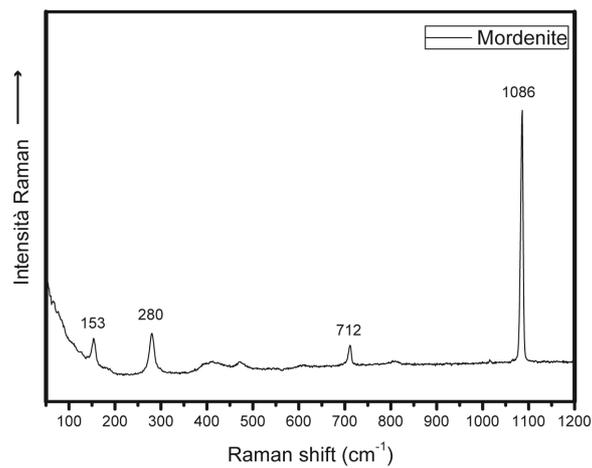
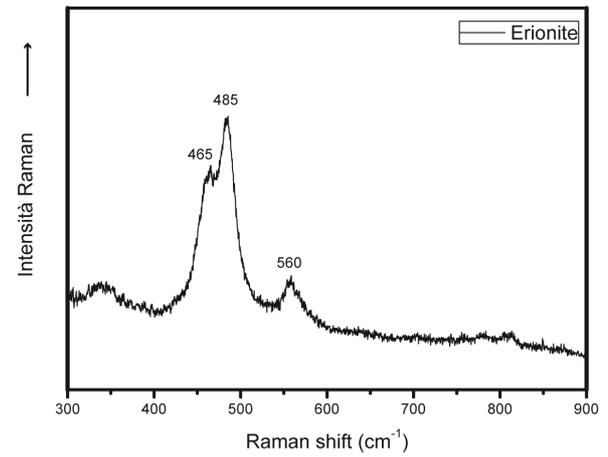
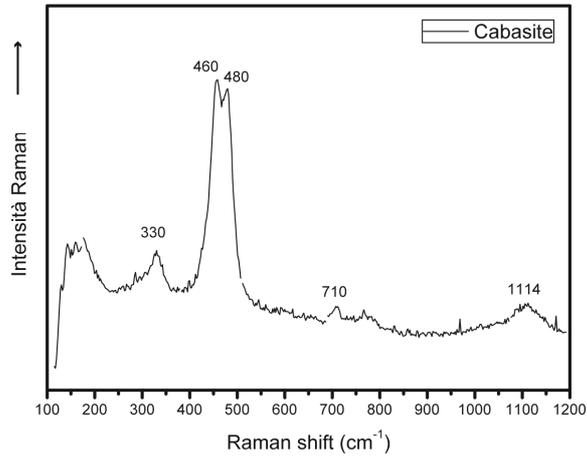
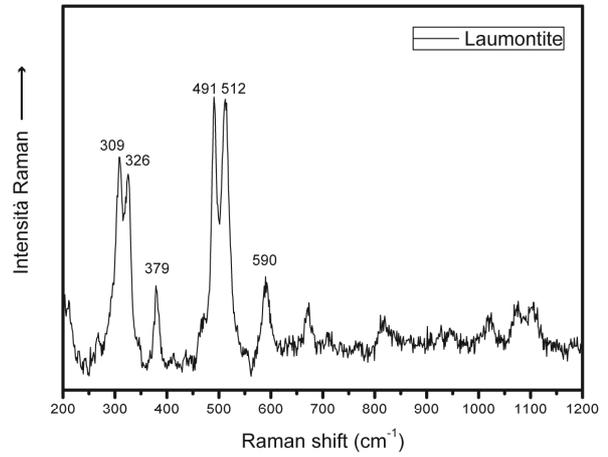
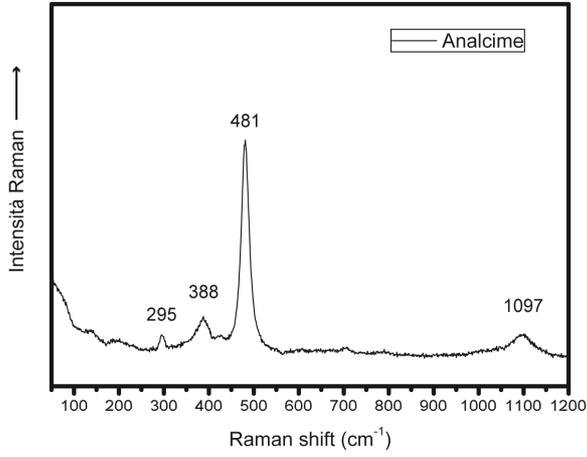
- Mancktelow NS, Stöckli DF, Grollmund B, Müller W, Fügenschuh B, Viola G, Seward D, Villa IM. 2001 The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. *Int J Earth Sci.* 90, 593-622.
- Martin S., M. Zattin, A. Del Moro, and P. Macera; 1996. Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy). *Ann. Tectonicae* 10, 60 – 79.
- Massironi M., Zampieri D., Caporali A.; 2006. Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy). Geological Society of London Special Publications, Active Tectonics of the Western Mediterranean Region and North Africa, 245-258.
- Massironi Matteo, Bistacchi Andrea, Menegon Luca; 2011. Misoriented faults in exhumed metamorphic complexes: Rule or exception?. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 233–239.
- Mather, P.M., 1999: Computer processing of remotely-sensed images. An introduction. Chichester: Wiley
- Meier W.M; 1968. Zeolite structure. In: Molecular sieves. Society of Chemical Industry, London.
- Milnes, A. G.; 1974. Structure of the Pennine Zone (central Alps)—A new working hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 1727-1732.
- Muller W., G. Prosser, N Mancktelow, I.M Villa, P.S. Kelley, G. Viola, and F. Oberli; 2001. Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System(Alps). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 90, 3, 623-653.
- Nasdala L., Smith D.C., Kaindl R., Ziemann M.A.; 2004. Raman spectroscopy: Analytical perspectives in mineralogical research. *EMU Notes in mineralogy*, volume 6.
- O’Leary D. W., Friedman J. D., and Pohn H. A.; 1976. Lineament, linear, lineation, Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America* 87, 1463-1469.
- Ohtani T., Fujimoto K., Ito H., Tanaka H., Tomida N., Higuchi T.; 2000. Fault rocks and past to recent fluid characteristics from the borehole survey of the Nojima fault ruptured in the 1995 Kobe earthquake, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research B* 105, 16,161e16,171.
- Oliver NHS, Bons PD; 2001. Mechanisms of fluid flow and fluidrock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids* 1, 137–162.
- Passchier CW, Simpson C; 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J Struct Geol* 8, 831–844.
- Perkins, D., Westrum, E.F., Essene, E.J.; 1980. The thermodynamic properties and phase relations of some minerals on the system $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 61-84.
- Pomella Hannah, Klötzli Urs, Scholger Robert, Stipp Michael, Fügenschuh Bernhard; 2010. The Northern Giudicarie and the Meran-Mauls fault (Alps, Northern Italy) in the light of new paleomagnetic and geochronological data from boudinaged Eo-/Oligocene tonalites. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-010-0612-4.
- Pomella, Hannah, Stipp, Michael, Fügenschuh, Bernhard; 2012. Thermochronological record of thrusting and strike-slip faulting along the Giudicarie Fault System (Alps, Northern Italy). *Tectonophysics* doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.015.
- Prosser, G.; 2000. The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, northern Italy). *Journal of Geodynamics* 30, 229-250.
- Ramsay JG, Huber MI; 1983. The techniques of modern structural geology, 1: Strain analysis. Academic Press, London.
- Rapporto Definitivo, Galleria di Base del Brennero BBT.
- Ratschbacher, L.W., Frisch, H., Linzer, G., Merle, O., 1991. Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2: structural analysis. *Tectonics* 10, 257-271.
- Reed S.J.B.; 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press.
- Robin PY; 1978. Pressure solution at grain-to-grain contacts. *Geochim Cosmochim Acta*, 42, 1383–1389.
- Roman-Berdiel, T., D. Gapais, and J. P. Brun; 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *Am. J. Sci.* 297, 651-678.
- Rosenberg C L; 2004. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23.

- Rosenberg, C. L., A. Berger, and S. M. Schmid; 1995. Observations from the floor of a granitoid pluton: Inferences on the driving force of final emplacement. *Geology* 23, 443 – 446.
- Rottura, A., Bargossi, G.M., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visonà, D., Tranne, C.A.; 1998. Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern. Southern Alps, Italy. *Lithos* 45, 329-348.
- Sammis C, King G, Biegel R; 1987. The kinematics of gouge deformation. *Pure Appl Geophys* 125, 777–812.
- Sapigni M. e Meggiolaro V.; 2013. Tunnel boring asbestos-bearing rocks is a problem of ophiolite but it is not limited to ophiolite. IX Forum Italiano di Scienze della Terra.
- Schmid SM, Aebli HR, Heller F, Zingg A; 1989. The role of the Periadriatic Line in tectonic evolution of the Alps. *Geol Soc Am Spec Publ* 45, 153-171.
- Schmid SM, Pfiffner OA, Schönborn G, Froitzheim N, Kissling E; 1997. Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: Pfiffner OA, Lehenr P, Heitzmann P, Mueller S, Steck A (eds) *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser, Basel, Switzerland, 289-304.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R.; 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae, Swiss Journal of Geosciences* 97, 93-117.
- Scholz, C.H.; 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Second ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Schönborn G; 1992. Alpine tectonics and kinematic model of the central Southern Alps. *Mere Sct. Geol.*, 44, 229-393.
- Selverstone J.; 1988. Evidence for eastwest crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics* 7, 87e105.
- Seront B., Wong T.F., Caine J.S., Forste, C.B., Bruhn R.L., 1998. Laboratory characterisation of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of Structural Geology* 20, 865-881.
- Sheppard, R.A. & Hay, R.L.; 2001. Formation of zeolites in open hydrologic systems. In: *Natural Zeolites: Occurrence, Properties; Applications* (eds Bish, D.L. & Ming, D.W.), *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 45, 235–260. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Sibson RH; 1977b. Fault rocks and fault mechanisms. *J Geol Soc Lond* 133, 191–213.
- Sibson RH; 1990. Conditions for fault-valve behaviour. In: Knipe RJ, Rutter EH (eds) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. *Geol Soc Special Pub* 54, 15–28.
- Solum, J., van der Pluijm, B., Peacor, D.; 2003. Influence of phyllosilicate mineral assemblages, fabrics and fluids on the behavior of the Punchbowl Fault, southern California. *Journal of Geophysical Research B* 108. doi:10.1029/2002JBG001858.
- Sölva, H., Thöni, M., Grasemann, B., Linner, M.; 2001. Emplacement of eo-Alpine highpressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex. *Geodinamica Acta* 14, 345-360.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M.; 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861e1884.
- Stober, I. & Bucher, K.; 2004. Fluid sinks within the earths crust. *Geofluids*, 4, 143–151.
- Stöckli DF; 1995. Tectonics SW of the Tauern Window (Mauls area, Südtirol). Diploma thesis, ETH.
- Suzuki Y.; 1982. Carcinogenic and fibrogenic effects of zeolite: preliminary observations. *Envir. Res.* 27, 433-445.
- Suzuki, Y. & Kohyama, N.; 1988. Carcinogenic and fibrogenic effects of erionite, mordenite, and synthetic zeolite 4A. In: Kallò, D. & Sherry, H.S. (eds) *Occurrence, properties and utilization of natural zeolites*. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 829-40.
- Tapponier P, Brace WF; 1976. Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. *Int J Rock Mech Min* 13, 103–112.
- Trümpy, R.; 1980. *The Geology of Switzerland, Part A*, 104 pp., Wepf, Basel, Switzerland.
- Tse ST, Rice JR; 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J Geophys Res.* 91, 9452–9472.

- Urai J, Means WD, Lister GS; 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In: Heard HC, Hobbs BE (eds) Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume. Geophys Monogr 36, 161–200, Am Geophys Union, Washington DC
- Vincent, M. W. & Ehlig, P.L.; 1988. Laumontite mineralization in rocks exposed north of San Andreas Fault at Cajon Pass, southern California. Geophys. Res. Letters 15, 977-80.
- Viola, G., Mancktelow, N.S., Seward, D.; 2001. Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from Giudicarie fault system (Italian eastern Alps). Tectonics 20, 999-1020.
- Visonà D.; 1976. Sulla presenza di filoni nella tonalite orientata del Passo di Valles (Massiccio granitico di Bresanone, Api orientali). Studi Trentini di Scienze Naturali 53, 61-73.
- Vollbrecht A, Rust S, Weber K.; 1991. Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria. J Struct Geol 13, 787–799.
- von Blanckenburg F., and Davies J.H.; 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics 14.
- Weisenberger T., Bucher K.; 2010. Zeolites in fissures of granites and gneisses of the Central Alps. J. metamorphic Geol. 28, 825-847.
- Wintsch RP, Christoffersen R, Kronenberg AK; 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. J Geophys Res 100.
- Wintsch RP; 1998. Strengthening of fault breccia by K-feldspar cementation. In: Snoke A, Tullis J, Todd VR (eds) Fault related rocks – a photographic atlas. Princeton University Press, New Jersey, pp 42–43.
- Wolf R.A.; Farley K.A.; Silver L.T.; 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology.
- Zago F., 2012. Analisi della zona di faglia di Merano-Mules presso passo Passo Pennes. Tesi di laurea specialistica. Università degli studi di Padova.
- Zevin L.S., Kimmel G.; 1995. Quantitative X-ray Diffraction edited by I. Mureinik Springer-Verlag New York, Inc.

APPENDICE

Gli spettri Raman delle zeoliti utilizzate come standard di riferimento per i campioni analizzati vengono qui di seguito riportati.



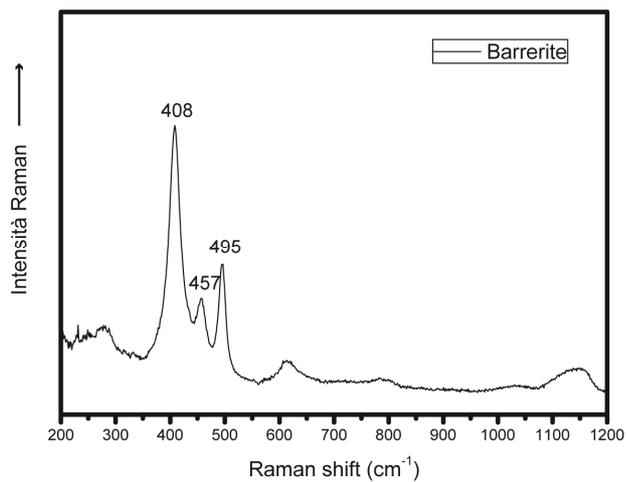


Figura A.1: Spettri Raman delle zeoliti utilizzate come standard, in ascissa il Raman shift espresso in cm^{-1} in ordinata l'intensità dello spettro.