



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI DELLA ZONA DI FAGLIA DI
MERANO-MULES PRESSO PASSO PENNES**

Relatore: Prof. Matteo Massironi

Correlatore: Dott. Luca Menegon

Laureando: Fabrizio Zago

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

*Vivi intensamente ogni piccola cosa della tua vita, perché un giorno queste
piccole cose sembreranno grandissime*

Jim Morrison

Pensi di saper distinguere il paradiso dall'inferno? I cieli azzurri dal dolore?

Sai distinguere un campo verde da una fredda rotaia d'acciaio?

Un sorriso da un pretesto?

Pensi di saperli distinguere?

(Wish you were here) Waters/Gilmour

Indice

Abstract.....	1
Introduzione	3
Capitolo 1: Inquadramento geologico-strutturale	5
1.1: Le Alpi e la loro evoluzione.....	5
1.2: Il sistema delle Giudicarie.....	8
1.3: Unità geologiche interessate dalla linea Merano Mules	14
Capitolo 2: Rocce di faglia e meccanismi di deformazione	17
2.1: Classificazione delle rocce di faglia.....	17
2.2: Meccanismi di propagazione e deformazione in zone di faglia.....	21
2.3: Deformazione microcristallina.....	22
Capitolo 3: Meccanica delle faglie e inversione degli sforzi	29
3.1: Stato degli sforzi e meccanica delle faglie.....	29
3.2: Meccanica di faglie deboli	32
3.3: Foliazioni, clivaggi ed indicatori cinematici duttili e fragili.....	35
3.6 Calcolo del Paleostress.....	41
3.6.1. Win Tensor 3.0.0.....	44
Capitolo 4: Rilievi di campagna ed analisi meso-strutturale	49
4.1: La carta geologica	49
4.1.1: Unità geologiche	50
4.1.2 Forme e depositi quaternari.....	52
4.2 Analisi meso-strutturale	56

4.3: Cinematica della zona e calcolo del paleostress.....	70
4.4. Discussioni	77
Capitolo 5: Analisi microstrutturale.....	81
5.1: Basamento Austroalpino	81
5.2: Lamella tonalitica	90
5.3: Discussioni	93
Conclusioni.....	95
Ringraziamenti	97
Bibliografia.....	99

Abstract

The Merano-Mules fault is located in the Eastern Alps and belongs to the Giducarie Fault System, which represents an abrupt change in the otherwise meridian direction of the Periadriatic Line (from E-W to NE-SW). The NE-SW trending Merano-Mules fault divides the Austroalpine domain (Punta Cervina Unit) from the Oligocene intrusions of the Tonalitic Lamellae and the South-alpine Units (Bressanone Granite). The aim of this thesis is to characterize in deep detail the Merano-Mules fault zone through meso- and micro-structural analysis.

A detailed geological map was realized to map the fault and related deformation zones through the Damage Index parameter. This map allowed me to define the extent of the damaged zones, which are small in the Bressanone Granite and wider in the Austroalpine paragneisses and in the Tonalitic Lamellae. In particular, in the two latter cases the damage zones are characterized by ultracataclastic levels following pre-existing phyllosilicates-rich layers in the Punta Cervina Unit, and by secondary chloritic veins likely generated by hydrothermal fluids associated with the Oligocene intrusions. The brittle deformation is probably controlled and partitioned by the inherited anisotropic fabric made up by the phyllosilicate-rich foliation of the paragneisses, and by the chlorite veins network. The deformation began with kinking and frictional sliding processes along the lepidoblastic levels and propagates to granoblastic levels evolving into cataclastic flow. This is demonstrated also by the fact that cataclastic levels have the same attitude of the foliation and often display evidence of reworking of the phyllonite horizons.

Using the stress-inversion software “Win tensor 3.0.0” I have derived a WNW-ESE direction of the principal stress axis σ_1 . This direction significantly diverges from the direction of regional compression, which is NNW-SSE. This deviation is here attributed to the high amount of phyllosilicates-rich layers along and in proximity of the Merano Mules line. The low frictional coefficient of

phyllosilicates could account for both, the weak behaviour of the Merano Mules line and a stress reorientation at its surroundings.

Introduzione

La faglia Merano-Mules è situata nelle Alpi orientali e fa parte del sistema delle Giudicarie, che rappresenta un drammatico cambiamento nella direzione altrimenti meridiana del Lineamento Periadriatico,. La faglia di Merano-Mules ha andamento NE-SW e separa il domino Austroalpino (Unità di Punta Cervina) dalle intrusioni terziarie (Lamella tonalitica) e le unità Sudalpine (Granito di Bressanone). Lo scopo di questa tesi è analizzare in dettaglio la zona di faglia Merano-Mules mediante analisi meso e micro-strutturali.

Nell'ambito di questo studio è stata redatta una carta geologica di dettaglio per mappare la faglia e la sua zona di deformazione mediante l'uso del Damage Index. Tale carta ha permesso di definire l'estensione delle zone di danno che sono di dimensioni contenute nel Granito di Bressanone ed ampie e contrassegnate da livelli ultracataclastici nei paragneiss dell'Austroalpino ed all'interno della Lamella Tonalitica. Ciò avviene a causa della presenza di rocce ricche in fillosilicati, nell'unità di Punta Cervina, e di vene a clorite generate dalla circolazione di fluidi secondari probabilmente associati all'intrusioni terziarie.. La deformazione fragile viene in questi casi assorbita e partizionata lungo le anisotropie planari preesistenti date dalle foliazioni ricche in fillosilicati e dal network di vene a clorite. La deformazione infatti inizia con processi di kinking e frictional sliding lungo i livelli lepidoblastici e si propaga poi a quelli granoblastici evolvendo in cataclastic flow. A riprova di tale comportamento è il fatto che i livelli ultracataclastici ed cataclastici seguono fedelmente l'andamento delle foliazioni.

L'uso di un programma di inversione ha permesso di stabilire che l'asse di sforzo principale σ_1 della zona è orientato WNW-ESE, quindi ruotato rispetto alla direzione regionale di compressione NNW-SSE,. Questo è probabilmente dovuto al basso coefficiente d'attrito che si riscontra nei livelli a fillosilicati presenti

nell'unità Austroalpina che possono aver indotto una riorientazione del campo di sforzi in prossimità della faglia di Merano-Mules.

Capitolo 1: Inquadramento geologico-strutturale

1.1: Le Alpi e la loro evoluzione

Le Alpi sono un segmento del sistema orogenico alpino-himalayano, di età cretaceo-cenozoica, generato dalla chiusura, in subduzione, dell'oceano mesozoico della Tetide e dalla collisione tra il continente euro-asiatico e i blocchi continentali africano, arabico ed indiano.

L'evoluzione della catena alpina viene generalmente suddivisa in 3 fasi [Dal Paiz et. al. 2003 e citazioni all'interno]:

FASE EOALPINA (Cretaceo medio - Paleocene) corrisponde alla fase pre-collisionale, in cui viene subdotta la crosta oceanica del ramo alpino dell'Oceano Ligure-Piemontese. Al margine del blocco Adria si formava il prisma accrezionale con emersione delle prime isole e la formazione di detrito eressionale che si deponeva nei bacini circostanti. Nell'Eocene la crosta dell'oceano Ligure-Piemontese completa la sua subduzione.

FASE MESOALPINA (Eocene Sup – Oligocene inf) la Placca Europea entra in collisione con Adria generando il raddoppio dello spessore litosferico e aggregando alla pila delle falde eoalpine porzioni della Placca Europea. La perturbazione termica mesoalpina facilita infine lo sviluppo di un ciclo eruttivo indicato come magmatismo Periadriatico ed è facilitato da condizioni distensive e transtensive della catena alpina in formazione.

FASE NEOALPINA (Oligocene sup-Miocene) si sviluppa la struttura a doppia vergenza delle Alpi, dovuto all'ulteriore avvicinarsi di Africa vs Europa.

La catena alpina è una struttura a doppia vergenza: in altre parole comprende due catene a falde che si sono propagate in senso opposto. Si possono distinguere una catena a vergenza europea, o alpina in senso stretto, e un sistema tettonico con prevalente vergenza africana.

La catena a vergenza europea è il risultato del progressivo avvicinamento e della successiva collisione della parte settentrionale di Adria con il continente Europeo, con relativa subduzione di quest'ultimo. È suddivisa in elementi strutturali maggiori in cui sono riuniti gruppi di falde caratterizzate da un analoga storia subduttivo – collisionale e che rappresentano i resti dei distinti bacini mesozoici ubicati in specifici domini paleogeografici della Tetide [Dal Piaz et. al 2003].

Nelle Alpi s.s., con riferimento alla struttura attuale della pila di falde, si osservano, in successione dall'alto verso il basso e procedendo dalle zone interne della catena verso l'avampaese meso – europeo (Fig. 1.1):

- 1) i sistemi Austroalpini delle Alpi occidentali ed orientali, distinti non solo per motivi geografici ma anche per il ruolo in parte diverso assunto durante l'evoluzione cretacea;
- 2) i sistemi tettonici della Zona Penninica dominanti nelle Alpi centro – occidentali, cui si associano, a vari livelli strutturali, alcune unità ofiolitiche mesozoiche di origine oceanica; le unità Penniniche sono presenti anche in Alpi orientali all'interno della finestra dei Tauri;
- 3) il sistema Elvetico – Delfinese, settore molto esteso delle Alpi Occidentali e Centrali e ridotto a una fascia sottile e discontinua in quelle Orientali.

La catena a vergenza africana invece si estende per 500 km in senso E-O e in larghezza per 50-150 km. Sono riconoscibili 2 parti: una porzione lombardo – piemontese ed una veneto – friulana, separate dal sistema tettonico delle Giudicarie. A sud il fronte del sistema sudalpino è sepolto dai sedimenti miocenici – quaternari della Pianura Padana. Il sistema di pieghe e sovrassorimenti Sudalpino è costituita da rocce permiane e mesozoiche e nella parte settentrionale

anche dal basamento metamorfico (scisti e filladi) di età ercinica. Questo basamento è presente anche nell'area di Recoaro e Agordo. Al margine meridionale della catena sono presenti terreni cenozoici (Eocene, Oligocene e Miocene). Nelle Alpi Carniche centro-orientali esistono terreni non metamorfici del Paleozoico (Ordoviciano – Carbonifero), detta catena paleocarnica. Sono presenti anche plutoni di età paleozoica (Bressanone, Cima D'Asta, Monte Croce) associati a rocce effusive, come il complesso porfirico atesino, e di età cenozoica (gruppo Adamello – Presanella, Vedrette di Ries, Traversella, Biella) (Fig. 1.1).

Il limite tra la catena Europa – vergente e quella Africa - vergente è dato da un sistema di faglie lungo ~ 700 km definito come Lineamento Periadriatico (o Insubrico). È il più importante sistema di faglie delle Alpi. Ha una direzione approssimativamente E – W e attraversa l'intera catena alpina per più di 700 km dal Piemonte fino in Slovenia. Mostra due caratteristiche flessioni con direzione NE: la linea del Canavese, nella parte occidentale, e la linea delle Giudicarie Nord e Merano – Mules nel settore centrale.

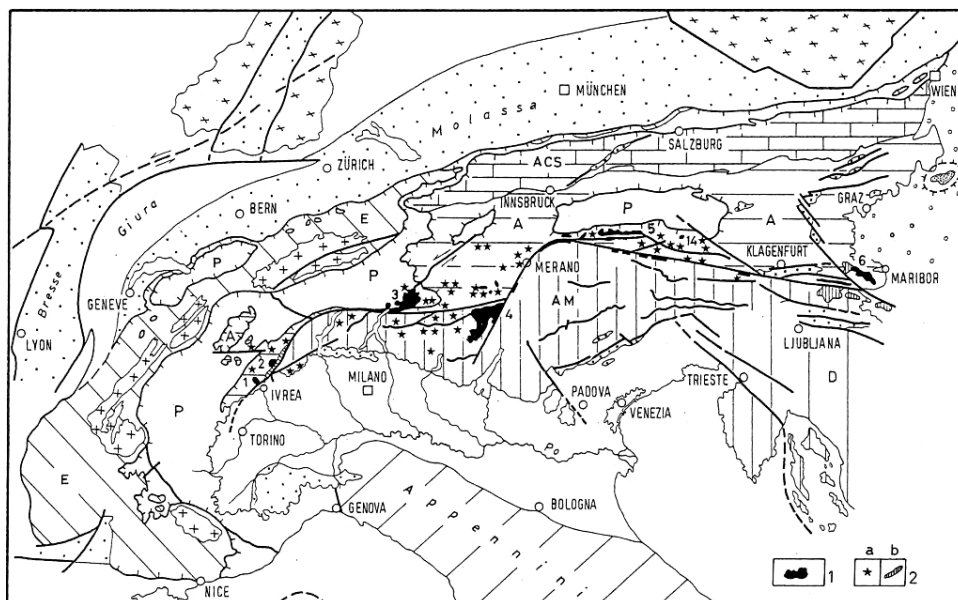


Fig. 1.1: schema strutturale delle Alpi. (A) Austroalpino; (P) Pennidico e unità ofiolitiche; (E) Elvetico – Delfinese; (AM) Alpi meridionali; (ACS) Alpi calcaree Settentrionali; (D) Dinaridi. Plutoni: 1) Traversella; 2) Biella; 3) Bregaglia; 4) Adamello; 5) Vedrette di Ries; 6) Pohorje (SLO)

Il lineamento Periadriatico è caratterizzato da differente cinematica e assetto da ovest a est. Nel settore occidentale questo sistema, la linea del Canavese e del Tonale, è una zona di faglia a scala crostale che immerge ripidamente a nord, caratterizzato sia da back thrusting che da movimento strike – slip destro [Müller et. all. 2001]. La maggiore discontinuità nel settore centrale del lineamento è rappresentata dalla linea delle Giudicarie [Prosser 1998, 2000, Viola et. al. 2001, 2004, Pomella et. al. 2011]

1.2: Il sistema delle Giudicarie

La linea delle Giudicarie rappresenta un drammatico cambiamento della direzione dello strike del Lineamento Periadriatico (Fig. 2.1). Due scuole di pensiero tentano di proporre un modello a grande scala dello sviluppo di questa discontinuità. Molti autori propongono che il Lineamento Periadriatico, prima del raccorciamento post collisionale, fosse una faglia straordinariamente rettilinea orientata E-W. Questo modello richiede che le Giudicarie sia una struttura successiva nella storia alpina, la quale ha rigettato il Lineamento Insubrico di più di 70 km verso sinistra [Schmid and Kissling, 2000, Pomella et. al. 2011]. La seconda ipotesi supporta il modello secondo il quale il sistema delle Giudicarie si sia già nucleato come gradino con direzione NE – SW, probabilmente ereditando la struttura geometrica dell'originario margine passivo. In questo caso l'entità di trascorrenza sinistra lungo la faglia sarebbe assai ridotta (10 – 15 km) (Fig. 1.2) [Prosser, 1998, 2000, Müller et. all. 2001, Viola et al. 2001, 2004]

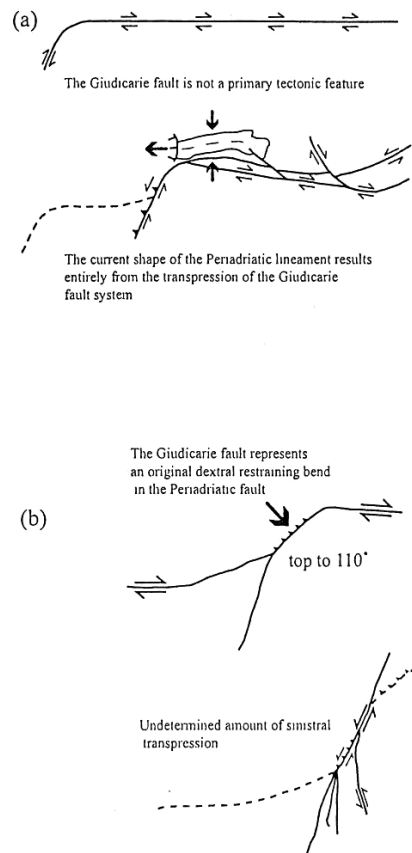


Fig. 1.2: Possibili modelli cinematici per il sistema delle Giudicarie: (a) non è una discontinuità già presente ma si forma dopo, durante il regime transpressivo; (b) Il sistema delle Giudicarie rappresenta una discontinuità già presente nel lineamento Periadriatico. Le linee continue rappresentano faglie attive [Viola et. al., 2001]

La linea delle Giudicarie non è una singola struttura ma un sistema formato da diversi segmenti con orientazione, cinematica ed età diverse. Tale faglia si può dividere in due segmenti, contraddistinti da due storie cinematiche ed evolutive diverse: il settore delle Giudicarie Sud e il settore delle Giudicarie Nord. Oltre alla faglia delle Giudicarie s.s., abbiamo anche la faglia della Passiria, la linea del Giovo e la Merano – Mules. Molta importanza hanno anche la faglia della Sprechenstein – Mules e il detachment del Brennero (Fig. 1.3).

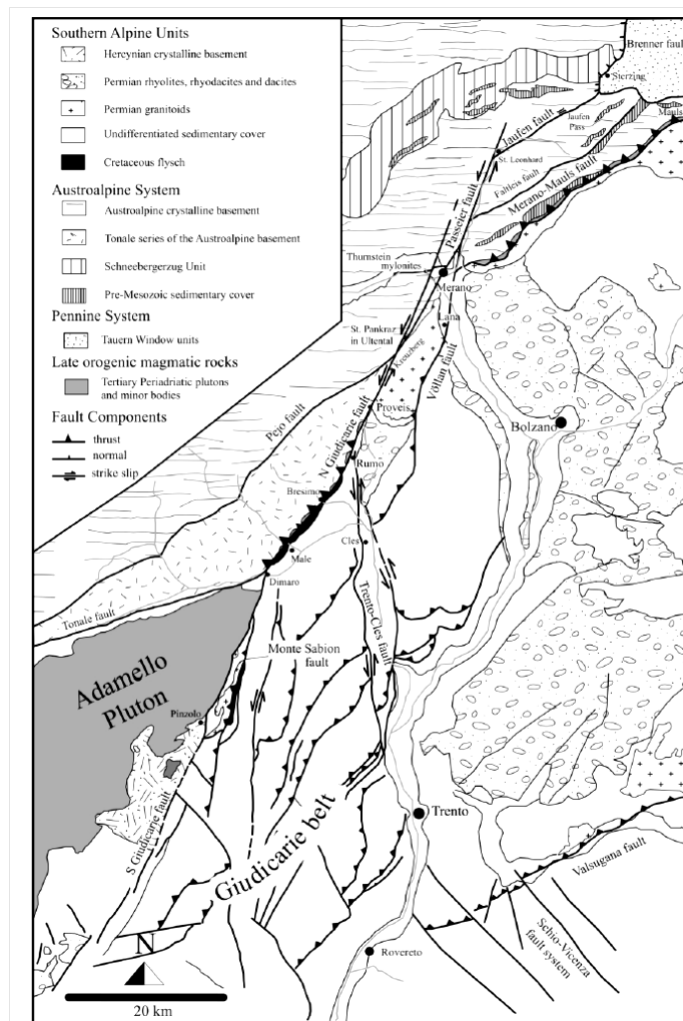


Fig. 1.3: Mappa dettagliata della regione delle Giudicarie la quale mostra la disposizione geometrica e la cinematica delle principali faglie del sistema delle Giudicarie [Viola et. al. 2001, 2004]

Il campo di stress calcolato nelle Alpi Orientali mostra un σ_1 orientato NNE-SSW dal tardo Oligocene al Miocene Inferiore che nel Miocene Medio, diventa una compressione NNW – SSE. [Prosser, 1998, 2000]. Dal Miocene Superiore al Pliocene Inferiore, sembrerebbe avvenire una dibattuta compressione orientata WNW – ESE [Castellarin et. al. 1992], mentre nell'attuale il regime di stress è coerente con la convergenza del Miocene medio [Caporali et. al. 2003; Massironi et al. 2006]

La faglia delle Giudicarie sud (Fig. 1.3) separa il batolite terziario dell'Adamello e le piccole lenti di basamento cristallino varisico dalla copertura sedimentaria Sudalpina. È formata da faglie sub verticali immergenti verso ovest, con disposizione ad *en – echelone right – stepping*. La faglia, che ha trend NNE, è dominata da una trascorrenza sinistra ed è associata ad una zona di thrust che prende il nome di belt delle Giudicarie.

La faglia delle Giudicarie nord (Fig. 1.3) collega la linea del Tonale e il settore sud alla faglia della Merano – Mules e alla linea della Passiria. La faglia delle Giudicarie nord è stata descritta come una faglia inversa immergente $\sim 40 - 45^\circ$ a NW [Prosser, 2000; Fellin, 2002; Viola et. al. 2001]. A tetto della faglia abbiamo la presenza del basamento Austroalpino, mentre il letto è costituito dal basamento prealpino e dalle coperture sudalpine. Lungo la faglia sono presenti dei piccoli corpi allungati di tonalite foliate oligoceniche dette lamelle, indicanti una messa in posto sin tettonica, e il contatto tra le unità circostanti e questi corpi è segnato da una fascia di miloniti, ultracataclasiti e pseudotachiliti. La parte meridionale è essenzialmente un thrust, lungo il quale il basamento cristallino austro alpino sovrascorre le coperture sedimentarie della piattaforma di Trento.

La faglia della Passiria (Fig. 1.3) ha un trend SSW – NNE e può essere seguita lungo il margine occidentale dell'omonima valle. Si tratta di un contatto tettonico ad alto angolo di collisione tra due unità dell'Austroalpino ed è contraddistinta da una fascia deformativa potente molti metri formata da piani di faglia sub paralleli spesso associati a miloniti con bassa coesione, cataclasiti e abbondanti pseudotachiliti. È una faglia transpressiva sinistra con foliazione milonitico – cataclasitica immergente verso NW e lineazione di stretching immergente verso NNE, è strettamente connessa alla Giudicarie nord [Viola et. al. 2001].

La linea del Giovo (Fig. 1.3) è una zona milonitica in facies scisti verdi di 200 m di spessore e lunga più di 15 km; si può seguire con una certa continuità da S. Leonardo di Passiria a Vipiteno, dove si connette al detachment del Brennero. È

una faglia transtensiva sinistra con trend WSW – ENE. Giustappone l'unità di Ötztal con sovra impronta alpina (blocco NW) con il basamento varisico (blocco SW), nel quale non è presente l'impronta alpina fatta eccezione alla stessa zona di shear in facies scisti verdi. [Spiess, 1995, 1996 Viola et. al 2001]

La faglia di Merano – Mules (Fig. 1.3, 1.4) collega la linea delle Giudicarie nord con la linea della Pusteria, ha una foliazione milonitica che immerge ~ 40 – 60° NNW e rappresenta il contatto tettonico tra la placca Adria e l'Austroalpino orientale. Separa il Granito di Bressanone varisico, situato nel Sud Alpino, dal basamento Austroalpino a NW, il quale preserva la paragenesi anfibolitica varisica. Un sottile ma continuo corpo di tonalite oligocenica forma affioramenti regolari immediatamente adiacenti alla linea Merano – Mules nella parte Nord - occidentale (Lamelle tonalitiche di Ifinger – Ivigna e di Mules). Investigazioni chimiche, strutturali e geocronologiche permettono una diretta comparazione con il coevo magmatismo periadriatico e, più specificatamente, con la fine lamella tonalitica affiorante lungo il settore settentrionale delle Giudicarie, a S di Merano [Viola et. al. 2001]. Al limite Sud della tonalite, le rocce di faglia consistono in una fine e coerente ultra cataclasi potente una decina di centimetri. Discrete zone di shear nell'Austroalpino di tetto, con trend sub parallelo allo strike della faglia fragile, possono essere considerate parte della zona di faglia. Queste zone di shear sono miloniti in facies scisti verdi di basso grado molto ricche in mica (phylloniti), con indicatori cinematici localmente contraddittori. Queste zone di shear si sono probabilmente formate al fronte dell'indentamento della placca Adria. In particolare l'analisi dei tensori di paleo stress lungo la parte centrale della faglia Merano – Mules indicano una compressione orientata NW – SE, in linea con la direzione del trasporto nella deformazione duttile [Pomella et. al. 2010]. Un'analisi Ar/Ar delle pseudotachiliti suggerisce una transizione duttile-fragile tardo oligocenica. [Viola et. al. 2001]

La faglia Merano-Mules si estende sino a congiungersi alla linea della Pusteria presso la località di Mules dove entrambe vengono rigettate dalla faglia

Sprechenstein – Mules (Fig. 1.4). Quest'ultima ha un trend NW –SE ed è caratterizzata da un sistema di segmenti trascorrenti destri, interconnesse tramite stepovers traspressionali. Essa collega il detachment del Brennero alla faglia della Pusteria. Questa faglia interessa tre litologie: Il basamento Austroalpino con le coperture permo- triassiche della sinclinale di Mules, la lamella tonalitica di Mules (Oligocene) ed il granito di Bressanone. La zona di faglia, quando attraversa il basamento austro alpino, è caratterizzata da un network di ultracataclasiti derivanti dalla riattivazione di phylloniti precedenti, invece quando interessa il granito di Bressanone, la zona di faglia è costituita da una fatturazione più pervasiva man mano che ci si avvicina al core, sino ad arrivare ad un vero e proprio gouge. Quando la faglia attraversa la Lamella tonalitica, essa forma un network di cataclasiti e ultracataclasiti che riprendono la foliazione composita precedente e racchiudono lenti di tonalite indeformata. [Bistacchi et. al. 2010]

La linea del Brennero è connessa alla linea della Pusteria attraverso il trasferimento realizzato dalla faglia Sprechenstein-Mules [Bistacchi et. al. 2008] e alla linea di Passiria attraverso la faglia del Giovo [Viola et al. 2001; Mancktelow et al. 2001](Fig. 1.4). Tale faglia, è un detachment che immerge a ovest a basso angolo e giustappone le unità del basamento Austroalpino con le unità Pennidiche, rappresentate dalla finestra dei Tauri [Selverstone, 1988; Bherrmann, 1988; Mancktelow et. al. 2001; Frisch et. al. 2000]. Questo detachment è caratterizzato da orizzonti decametrici di filloniti e miloniti in facies scisti versi di bassa temperatura, attribuibili alla zona di transizione duttile/fragile. Tali orizzonti sono inoltre associati a faglie sviluppatesi in regime puramente fragile con angoli di inclinazione più elevati immergenti verso ovest. Principale componente di questo sistema è la faglia di Silltal che raggiunge presso Innsbruck l'importante linea di Inntal [Bherman, 1988]

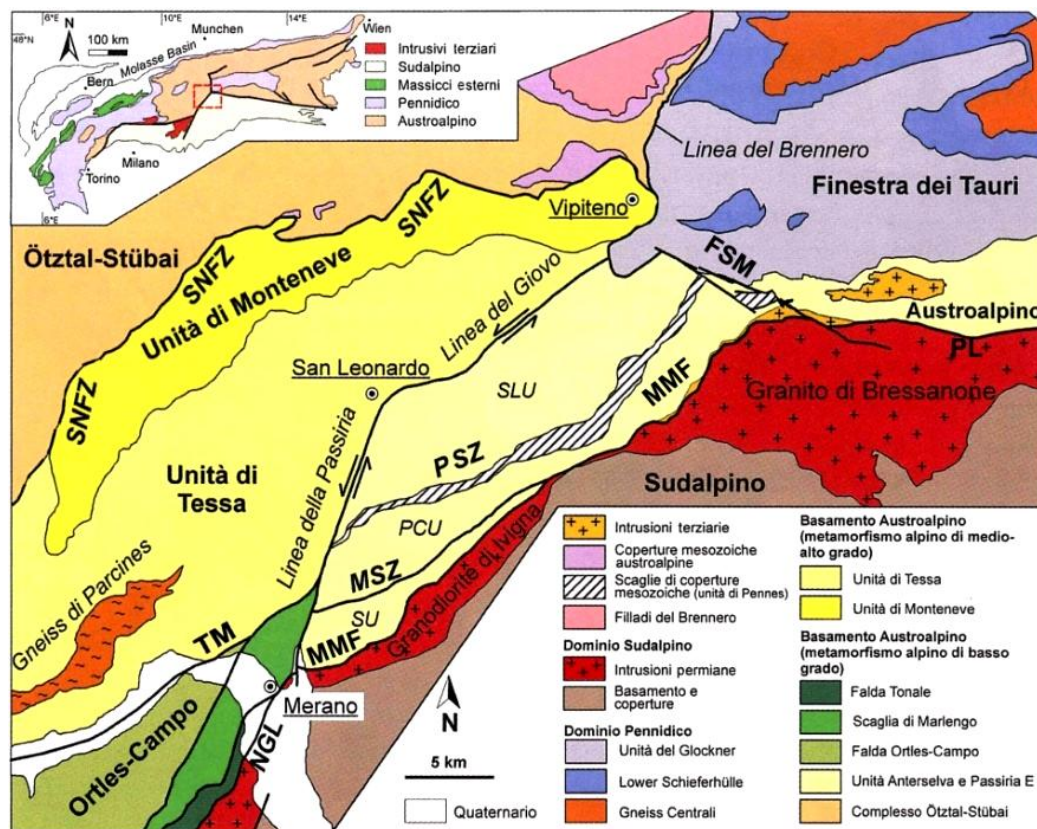


Fig. 1.4: schema tettonico – regionale. (SU) Unità di Scena; (PCU) Unità di Punta Cervina; (SLU) Unità di San Lenardo; (SNFZ) Schneeberg Normal Fault Zone (Faglia normale di Monteneve); (PSZ) Zona di taglio di Pennes; (MSZ) Zona di taglio di Rio Masul; (TM) Miloniti del Thurnstein; (PL) Lineamento periadriatico (Linea della Pusteria); (NGL) linea delle Giudicarie Nord; (MMF) Faglia di Merano – Mules; (FSM) Faglia di Sprechenstein - Mules

1.3: Unità geologiche interessate dalla linea Merano Mules

La linea Merano - Mules è l'oggetto centrale di questa tesi. La zona presa in considerazione è nei pressi di Passo Pennès (Penser Joch), valico montano in provincia di Bolzano, situato all'altezza di 2211 m s.l.m. che collega l'alta valle dell'Isarco, e in particolare la città di Vipiteno, alla città di Bolzano, attraverso la val di Pennes e la val Sarrentino. Le unità geologiche di quest'area sono [Bargossi et. al., 2010]:

- Il basamento Austroalpino, qui composto dall'unità di Punta Cervina e di Scena. L'unità di Punta Cervina, che affiora a contatto con la parte nord della Merano-Mules, è composta da paragneiss a staurolite, cianite e granato con intercalazioni, potenti da pochi metri a un centinaio di metri, di ortogneiss granitoidi e di lenti di anfiboliti, rari boudins di un metro al massimo. L'unità di Scena, affiorante a contatto con la parte sud della Merano-Mules, è composta da paragneiss a sillimanite e granato con granulometria medio – fine e tessitura scistosa e da micascisti a due miche a sillimanite, granato. Inoltre al suo interno ha lenti di anfiboliti e quarziti.
- La lamella tonalitica, di età oligocenica, è costituita da corpi tonalitici e dioritici che affiorano con una certa continuità lungo la linea delle Giudicarie Nord e la linea della Pusteria. Presenta una foliazione in parte magmatica ed in parte generata per plasticità cristallina a causa dell'attività della faglia. Al suo interno si possono trovare delle fasce a cataclasiti, causate dall'azione della faglia Merano-Mules. Datazioni Rb/Sr su biotite fanno risalire l'intrusione a 28 ± 1 Ma [Martin et al, 1993], età analoga a quella riscontrata nella porzione settentrionale del plutone della Presanella [Bargossi et. al., 2010]. Campioni raccolti lungo la Merano – Mules e la linea delle Giudicarie nord indicano un lento raffreddamento dell'intrusione approssimativamente fino a 250 – 300 °C nel Miocene medio. [Pomella et al. 2011].
- L'unità appartenente al Sud Alpino che affiora nella zona di rilevamento è il Granito di Bressanone, intrusione permiana epiplutonica di composizione relativamente omogenea. Si tratta di graniti e granodioriti, che possono assumere tonalità rosacee, con intrusioni di filoni gabbrici e talvolta con mineralizzazioni a solfuri. Datazioni Rb/Sr su biotite fanno risalire l'intrusione a 282 ± 14 Ma [Del Moro e Visonà, 1982]. Datazioni U/Pb su zircone più recenti nel massiccio del Monte Croce e nella granodiorite di

Ivigna confermano l'età dell'intrusione a 284.3 ± 0.7 Ma [Bargossi et. al., 2010].

Capitolo 2: Rocce di faglia e meccanismi di deformazione

2.1: Classificazione delle rocce di faglia

La deformazione in roccia di solito si concentra lungo discrete (zone di shear) zone planari dove viene accomodato il movimento di blocchi relativamente rigidi. Questa deformazione causa lo sviluppo di fabric caratteristici e associazioni mineralogiche che riflettono le condizioni di $P - T$, tipo di flusso, senso di movimento e storia della deformazione. Le zone di shear si possono suddividere in zone fragili e zone duttili. Le zone di shear maggiori, che attraversano tutta la crosta e talora arrivano fino al mantello superiore, sono costituite da entrambi i tipi di deformazione. La profondità di transizione tra deformazione fragile e duttile dipende da molti fattori come lo strain rate, il gradiente geotermico, tessitura, composizione della roccia, pressione di fluidi, orientazione del campo di stress e preservazione ed orientazione del fabric preesistente (Fig. 2.1). Per quanto riguarda il gradiente geotermico la soglia di transizione tra deformazione duttile e fragile si aggira intorno ai 200 – 300°C. Tale temperatura corrisponde al cambiamento di deformazione del quarzo che si comporta appunto in maniera fragile sotto i 200°C mentre in modo duttile sopra i 300°C.

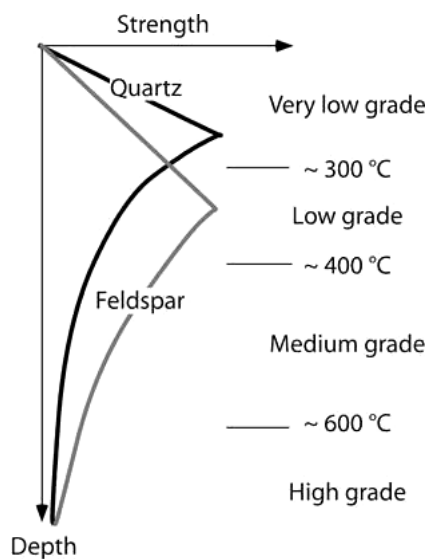


Fig. 2.1: Diagramma profondità/ resistenza di quarzo e feldspato. Il comportamento fragile è indicato dalla porzione di rettilinea dell'andamento di strength, mentre il comportamento duttile è indicato dalla linea curva [Passchier et. al. 2005]

Una speciale terminologia viene utilizzata per le rocce che hanno subito deformazione in zone di shear. (Tab. 2.1)

	FABRIC CASUALE			FOLIATE						
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)			?						
COESIVE	Crescita granulometrica dominata da riduzione di grana causata dalla tettonica tramite ricristallizzazione e nuova formazione minerali	Vetro / vetro amorfo	PSEUDOTACHILITE		?					
		Crescita dei granuli pronunciata	CRUSH BRECCIA FINE CRUSH BRECCIA CRUSH – MICROBRECCIA		frammenti 0.5 cm 0.1 cm < frammenti < 0.5 cm frammenti < 0.1 cm		0 – 10%	PROPORZIONE DELLA MATRICE		
			PROTOCATACLASITE	Serie delle cataclasi	PROTOMILONITE		Serie delle miloniti			10 – 50%
			CATACLASITE		Serie delle phylloniti	MILONITE				50 – 90%
			ULTRACATACLASITE			ULTRAMILONITE				90 – 100%
	?		BLASTOMILONITE							

Tab. 2.1: Tabella semplificativa della classificazione delle rocce di faglia [Sibson,1977] revisionata.

Le rocce di faglia fragili si suddividono in non coesive e coesive.

Le rocce di faglia non coesive si trovano a livelli crostali superficiali. La classificazione in questo caso prende in considerazione la granulometria del

prodotto di faglia che quindi si suddivide in breccia non coesiva, cataclasite non coesiva e gouge di faglia. La breccia di faglia si differenzia dalla cataclasite per il volume di frammenti di roccia in una matrice fine, che deve essere maggiore del 30%. In un gouge di faglia, pochi e larghi frammenti a forma lenticolare si possono trovare nella matrice fine (sabbioso – argillosa) che può essere foliata.

Le rocce di faglia coesive si suddividono in breccia coesiva, cataclasite coesiva e pseudotachilite. La natura coesiva della roccia è possibile per precipitazione da fluidi di minerali come il quarzo, calcite, epidoto, clorite e K – feldspato. Di solito, frammenti di tutte le granulometrie ostacolano la chiara distinzione tra matrice e frammenti. Il contatto tra la roccia di faglia e l'incassante indeformato è spesso sottolineato da un graduale decrescere dell'intensità di deformazione. Cataclasite e breccia coesiva comunemente presentano evidenze di abbondante pressure solution ed effetti di precipitazione. Infatti sono comuni vene di quarzo, calcite, epidoto, clorite ed, in rocce ultramafiche, anche serpentino. Queste vene si formano durante e dopo la deformazione fragile, quindi possono presentarsi a loro volta fratturate e deformate.

Sebbene molte cataclasiti abbiano fabric casuale, cataclasiti foliate si possono sviluppare, specialmente dove la roccia incassante è ricca di mica. Le rocce di faglia coesive vengono classificate usando come parametro la percentuale di matrice.

Le breccie hanno una percentuale di matrice che va dallo 0% al 10% e vengono divise in ulteriori tre classi a seconda della dimensione dei frammenti che si trovano all'interno. Se una roccia possiede dal 10% al 50% di matrice è definita protocataclasite, dal 50% al 90% è detta cataclasite, se possiede una percentuale > 90% viene definita ultracataclasite. La pseudotachilite è una roccia di faglia a grana fine e vetrificata. Essa si genera quando si raggiungono velocità sismiche ed il calore per frizione fonde la roccia generando la caratteristica matrice vetrificata. Quest'ultima, generalmente di colore nero, presenta piccoli frammenti di rocce

incassanti e/o minerali. Le pseudotachiliti sviluppano una vena principale, di solito planare, e delle vene di iniezione laterali.

Le rocce di faglia formatesi in regimi duttili sono essenzialmente le miloniti. Si tratta di rocce foliate costituite da una matrice molto fine e da porfiroclasti, che si sviluppano a causa della differenza di reologia tra i minerali che costituiscono la roccia stessa. Minerali relativamente “duri” formano i porfiroclasti, quelli più “teneri” vanno a costituire la matrice. Il contatto tra una zona a miloniti e la roccia incassante tende ad avere un passaggio di fabric graduale. Una comune classificazione si basa sulle percentuali di matrice e dei porfiroclasti. Rocce con 10 – 50% di matrice sono classificate come proto – miloniti, con 50 – 90% di matrice sono dette miloniti, e rocce con oltre il 90% di matrice sono dette ultramiloniti. Si parla poi di blastomilonite, se la milonite è interessata da una significativa ricristallizzazione statica, e fillonite, se la milonite è composta essenzialmente da minerali micacei. (Fig. 2.2) [Passchier et. al. 2005]

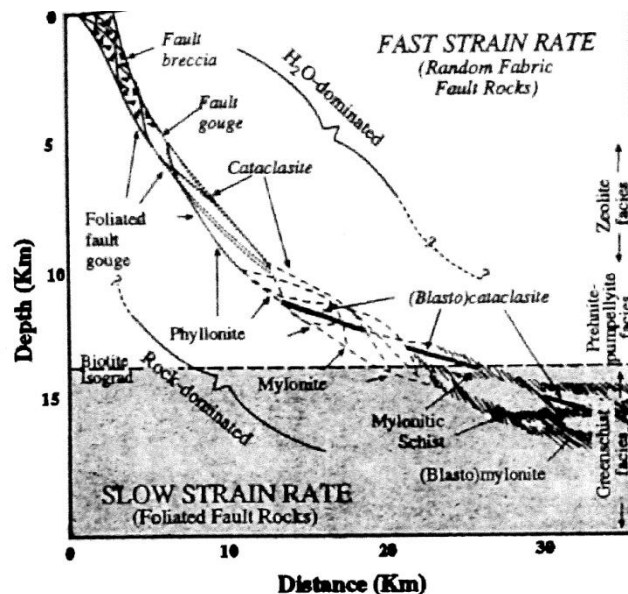


Fig. 2.2: Modello concettuale di una zona di faglia attiva [dopo Sibson, 1977] che mostra la distribuzione in profondità delle rocce di faglia in funzione delle facies metamorfiche [Wintsch et. al. 1995]

2.2: Meccanismi di propagazione e deformazione in zone di faglia

Le faglie fragili si sviluppano tramite la localizzazione della deformazione in zone planari. La propagazione di una zona di faglia avviene al tip della stessa, dove isolati *microcracks* si uniscono fino a formare il vero e proprio piano di faglia. Questi *cracks* enucleano nelle più piccole crepe del reticolo cristallino, se sono presenti inclusioni fluide o solide dove è intaccata l'integrità dei granuli. Le microfratture possono propagarsi all'aumentare dello stress nei siti dove enucleano, o possono nascere dal collasso dei pori dovuto a pressione litostatica. Altre possibili cause di nucleazione di micro-cracks possono essere la differente plasticità tra due fasi mineralogiche con diversa reologia e conseguente concentrazione dello stress locale lungo il loro contatto. Le microfratture di solito sono comunemente riempite da minerali di fasi secondarie oppure da cristalli della medesima fase mineralogica che crescono in continuità ottica con le pareti del cristallo fratturato. Queste microfratture possono moltiplicarsi e crescere fino a quando i loro campi di stress iniziano ad interferire, e provocare una variazione nella direzione di propagazione del tip.

Il movimento della faglia in regime fragile può procedere lungo piani di slittamento fino a formare una cataclasite o un gouge instaurando il processo del *cataclastic flow* all'interno del materiale fratturato. Questo processo opera tramite scorrimento e rotazione dei frammenti già esistenti tra di loro, e un'ulteriore frammentazione di questi in particelle più piccole. Durante il *cataclastic flow*, vengono creati dei vuoti che possono essere riempiti da vene di materiale precipitato, che a loro volta sono coinvolte nel processo di cataclasi. Di solito il *cataclastic flow* si verifica a condizioni metamorfiche di basso grado o in assenza di metamorfismo, ed è controllato dal tipo di minerali coinvolti e dalla pressione dei fluidi. Alti valori di quest'ultimo parametro favoriscono, infatti, lo svilupparsi del *cataclastic flow* in qualsiasi condizione metamorfica (Passchier et. al., 2005).

2.3: Deformazione microcristallina

Un importante meccanismo di deformazione microcristallina nelle rocce contenenti fluido intergranulare è la *pressure solution*, cioè la dissoluzione di materiale lungo superfici esposte ad elevati stress normali, con la conseguente precipitazione del materiale in soluzione in siti dilatanti. Questo meccanismo può essere selettivo perché la solubilità del minerale è superiore dove il reticolo cristallino è sottoposto a maggiore stress o presenta una maggiore densità di difetti. Grazie a questo processo il granulo cambia forma per dissoluzione e precipitazione locale e senza subire deformazione interna. Il materiale disciolto per *pression solution* può depositarsi o può migrare e depositarsi lontano dalla zona di produzione. (Fig. 2.6)

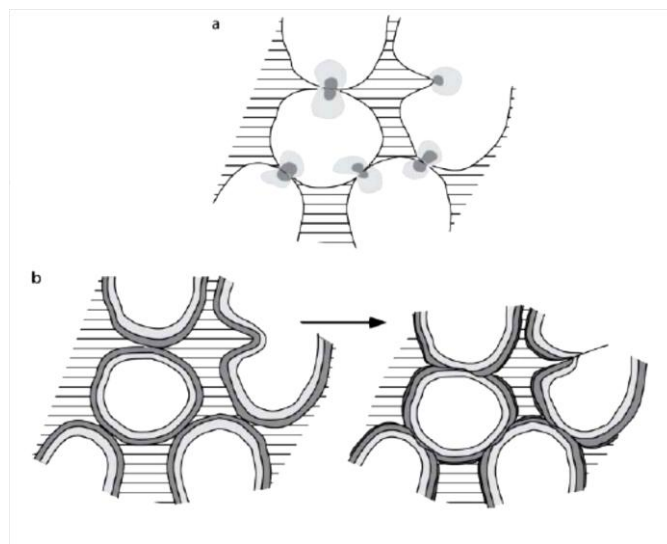


Fig. 2.6: Due esempi di pressure solution [Passchier et. al. 2005]

Questo meccanismo è abbondante a basse condizioni metamorfiche ma può verificarsi anche a condizioni di metamorfismo medio sviluppando piani di clivaggio. La pressure solution in quarzo o calcite sembra essere favorita quando quest'ultimi sono in contatto con minerali micacei che contengono molecole d'acqua nel reticolo cristallino.

Le microfratture interessano i singoli granuli e all'applicazione di uno stress i minerali subiscono in genere *kinking*, cioè lo slittamento lungo un piano cristallografico preferenziale, visibile nei primi stadi della deformazione. I minerali fillosilicatici, avendo un abito cristallino lamellare e una simmetria monoclinale, sono invece più soggetti a questo meccanismo al contrario di minerali più rigidi, come ad esempio il quarzo. All'aumentare dello stress si può instaurare, dopo il *kinking*, uno slittamento per frizione definito come *frictional sliding*. Quindi sotto l'applicazione di una forza tangenziale, lungo piani di rottura o lungo piani cristallini preferenziali, si verifica lo slittamento per frizione. Un esempio perfetto di *frictional sliding* è il comportamento meccanico dei fillosilicati.

A temperature omologhe, T_h , relativamente alte (dove T_h è il rapporto tra la T di deformazione e la temperatura di fusione del minerale in questione) i cristalli possono deformarsi internamente senza fratturazione fragile tramite movimenti che interessano i difetti cristallini, un processo chiamato deformazione intracristallina. Le dislocazioni sono definibili come imperfezioni del reticolo cristallino che, dal punto di vista termodinamico, possono ridurre la quantità di energia libera del sistema. Tali difetti possono essere raggruppati in difetti puntuali, mancanza di atomi o molecole all'interno del reticolo (vacanze), e lineari, cioè l'aggiunta di un piano "extra" nel reticolo definibili come *dislocation edge*, che non sono visibili direttamente con il microscopio ottico ma solo con il TEM.

Grazie al movimento dei difetti del reticolo cristallino, la deformazione duttile delle rocce è realizzata in gran parte dalla migrazione delle dislocazioni e delle vacanze. Tali deformazioni sono caratterizzate da un *Burgers vector*, il quale indica la direzione e l'ammontare minimo del dislocamento del reticolo cristallino. Il *Burgers vector* per dislocazioni intere corrisponde infatti al più corto vettore di traslazione del reticolo. La sua lunghezza e direzione sono quindi esattamente definite. Una modifica permanente di forma può essere raggiunta da un cambiamento delle posizioni relative degli atomi e molecole. La deformazione

intracristallina da solo scivolamento delle dislocazioni è conosciuta come *dislocation glide*. Le dislocazioni hanno un distinto orientamento rispetto al reticolo cristallino e avvengono solo lungo piani cristallografici specifici. Le dislocazioni possono formare grovigli che impediscono un'ulteriore incremento di deformazione plastica. Tali difetti sono definiti come *dislocation tangles*. Vi sono tuttavia meccanismi (*dislocation climb*) che lavorano per impedire l'indurimento del reticolo cristallino e che permettono alla deformazione duttile di continuare. Il processo di *dislocation creep* (*dislocation glide*+ *dislocation climb*) comporta il movimento delle dislocazioni attraverso il reticolo cristallino.

Ogni cristallo possiede dei difetti puntuali (vacanze) o planari (dislocazioni) e possiamo immaginare che possieda un'energia di strain interna, la quale è minima quando il cristallo è libero da dislocazioni. Se noi deformiamo il cristallo, questa energia è proporzionale alla densità delle dislocazioni. Quando la deformazione si ferma, i meccanismi di annullamento delle dislocazioni si instaurano nel cristallo al fine di riportarlo a una situazione di equilibrio, cioè con una minor densità di dislocazioni nel reticolo cristallino. Con il termine *recovery* si possono definire questi processi di riduzione della tale densità (Fig. 2.3).

Le dislocazioni nei cristalli possono essere raggruppate in network planari regolari detti *subgrain boundaries*. Una volta formati questi gruppi di dislocazioni planari possono migrare dentro il volume del cristallo o evolvere in bordi granulari per addizione di altre dislocazioni.

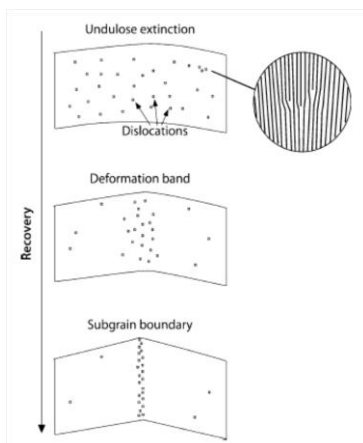


Fig. 2.3: Rappresentazione schematica del processo di recovery: deformazioni distribuite su un cristallo può dar luogo a estinzione ondulata, successivamente tale processo può provocare una deformazione a bande per poi finire con il subgrain boundary [Passchier et. al. 2005].

Questa riduzione della densità di dislocazioni in un cristallo deformato, che avviene con la migrazione delle dislocazioni, è definito come *grain boundary mobility*. Se noi immaginiamo due cristalli vicini deformati, uno con maggiore e uno con minore densità di dislocazioni, gli atomi lungo il cristallo con più dislocazioni possono essere spostati leggermente fino a che non combaciano con il reticolo cristallino del cristallo con minor dislocazioni. Il processo può incrementare la lunghezza del bordo del granulo e a causa di ciò incrementa l'energia libera interna del cristallo coinvolto, ma il decrescere dell'energia libera interna del cristallo ottenuto tramite la rimozione delle dislocazioni è 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 in funzione della temperatura e dello strain rate. Con l'aumentare della temperatura e il decrescere dello stress (e dello strain rate) si possono distinguere: *bulging*, *subgrain rotation* e il *grain boundary migration recrystallization* (Fig. 2.4).

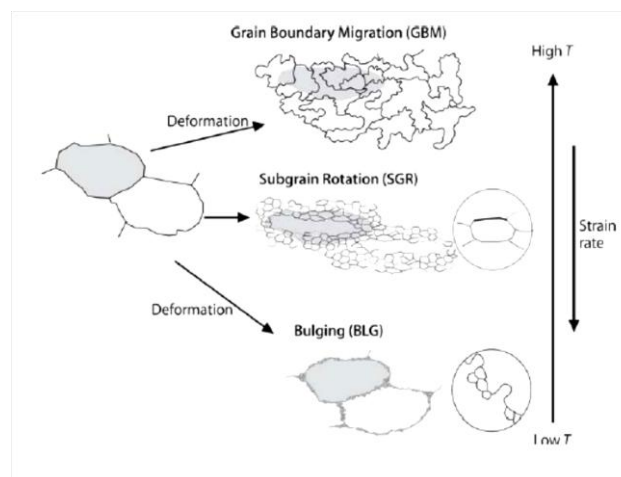


Fig. 2.4: I tre tipi di ricristallizzazione dinamica [Passchier et. al. 2005]

A basse temperature, il *grain boundary mobility* può essere locale e il bordo di un cristallo può rigonfiarsi formando un nuovo cristallo indipendente. Questo

processo è conosciuto come *bulging recrystallisation* (Fig. 2.4). Tale processo si osserva soprattutto lungo bordi di vecchi grani e alle giunzioni triple. È possibile, anche se meno comune, che un piccolo nucleo di dislocazioni libere si aggregino all'interno del cristallo con alta densità di *dislocation tangles* permettendo lo sviluppo di fratture e piccole deformazioni conosciute come *deformation lamellae*.

Uno speciale processo di ricristallizzazione si verifica quando le dislocazioni sono continuamente aggiunte ai *subgrain boundaries*. Questo accade quando tali dislocazioni sono libere di salire da un piano cristallino all'altro. In tali casi, l'angolo tra il reticolo cristallino su entrambi i lati del *subgrain boundary* aumenta gradualmente e un nuovo granulo si sviluppa da una progressiva misorientazione del *subgrain*. Tale processo è definito come *subgrain rotation recrystallisation* (Fig. 2.4) e generalmente avviene a temperatura maggiore (e/o a strain rate minori) del *bulging*. I cristalli primari tendono ad essere deformati in maniera duttile e allungati fino ad assumere una struttura nastriforme ed essere completamente sostituiti da nuovi cristalli più piccoli.

A temperatura relativamente più elevata (e/o a strain rate ancora più bassi), il *grain boundary mobility* aumenta in misura tale che i bordi dei cristalli possono aggregarsi a spese di altri cristalli da cui vengano rimosse le dislocazioni in un processo che prende il nome di *high – temperature grain boundary migration* (Fig. 2.4). La formazione di *subgrain boundary* e la loro rotazione sono normalmente attive in questo processo, ma una volta che i subgrain si sono formati dopo una certa rotazione, possono diventare molto mobili. Ciò comporta lo sviluppo di bordi lobati e tessitura variabile, questo comporta un difficile riconoscimento dei minerali vecchi da quelli nuovi, fatta eccezione per eventuali inclusioni solide. Possono essere presenti fasi secondarie che (e/o a strain rate ancora più bassi) (Fig. 2.5). A temperature estremamente elevate, i grani presentano struttura ameboide e lobata e possono essere privi di estinzione ondulata e *subgrains*.

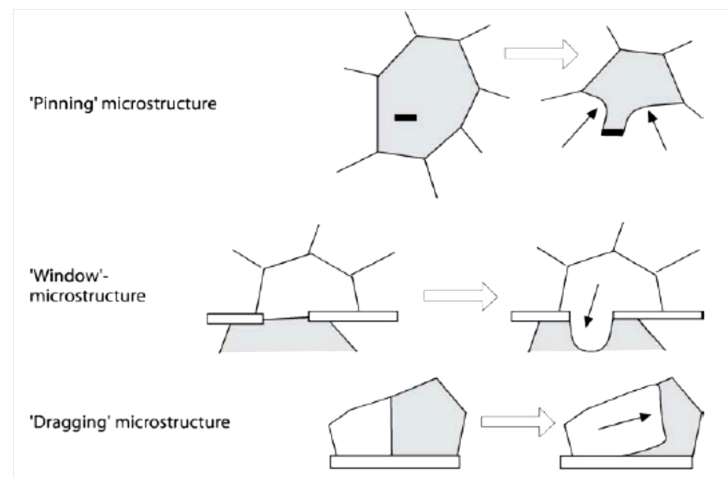


Fig. 2.5: Semplificazioni delle varie strutture osservabili in un GBM [Passchier et. al. 2005]

Anche i bordi dei granuli possono essere considerati difetti planari con associata energia libera interna. Un decrescere dei bordi dei granuli in una roccia può ridurre l'energia libera, quindi grani sono più larghi e con bordi rettilinei. Questo processo è detto *grain boundary area reduction* (GBAR) (Fig. 2.6).

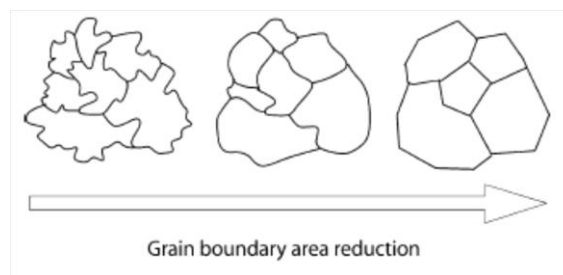


Fig. 2.6: Schematizzazione di come avviene il GBAR[Passchier et. al. 2005]

Tale fenomeno si verifica durante la deformazione e può diventare dominante dopo che la deformazione cessa, specialmente se il cristallo si trova ad alte temperature. L'energia libera rappresentata da un bordo granulare può dipendere dall'orientazione di tale bordo rispetto al reticolo cristallino. Molti aggregati dove il GBAR è attivo mostrano margini dei cristalli leggermente curvi, questo dipende fortemente dalla diversa orientazione dei bordi rispetto ai piani cristallografici. Il GBAR in una roccia monomineralica potrà portare a un fabric equilibrato di

cristalli poligonali con i bordi che tendono a formare dei punti tripli con angoli approssimativi di 120° .

In particolare, minerali come quarzo o feldspati tendono a formare, sotto effetto del GBAR, un fabric equilibrato, quindi granuli nuovi con angoli e punti tripli di $\sim 120^\circ$. Le miche invece sono fortemente anisotrope e questi minerali tendono a formare cristalli con limiti granulari secondo certe direzioni cristallografiche e conseguentemente non si svilupperanno angoli interfacciali di 120° in aggregati di miche. A parte l'anisotropia di singoli minerali che influenza l'ampiezza degli angoli interfacciali in aggregati monomineralici, in aggregati polimineralici anche la natura dei diversi minerali esercita un controllo sulle configurazioni degli angoli diedri tra diversi minerali. In aggregati polimineralici l'energia interfacciale tra granuli della stessa fase mineralogica è frequentemente più alta rispetto a quella fra minerali di natura diversa. La conseguenza è che l'angolo diedro tra minerali diversi specie si discosta dall'angolo di 120° . Un esempio estremo è l'angolo di 180° fra mica e quarzo.

Capitolo 3: Meccanica delle faglie e inversione degli sforzi

3.1: Stato degli sforzi e meccanica delle faglie

I vettori di stress indicano la direzione dello sforzo rispetto a un'area e sono definibili con la lettera σ . Ogni vettore ha tre componenti ortogonali: σ_x , σ_y e σ_z , quindi il vettore di stress è definibile come

$$\sigma = \sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2}$$

In un sistema di coordinate x , y , z , coincidente con gli assi di stress rispettivamente σ_1 , σ_2 , σ_3 le terminazioni dei vettori di sforzo che agiscono su un piano in tutte le potenziali orientazioni si trovano su una superficie di un ellissoide, definito come ellissoide di stress e descritto dall'equazione:

$$\frac{x^2}{\sigma_1^2} + \frac{y^2}{\sigma_2^2} + \frac{z^2}{\sigma_3^2} = 1$$

I semi assi dell'ellissoide sono equivalenti all'intensità assoluta dei principali assi di stress, σ_1 , σ_2 , σ_3 (Fig. 3.1) [Ramsay et. al. 2000].

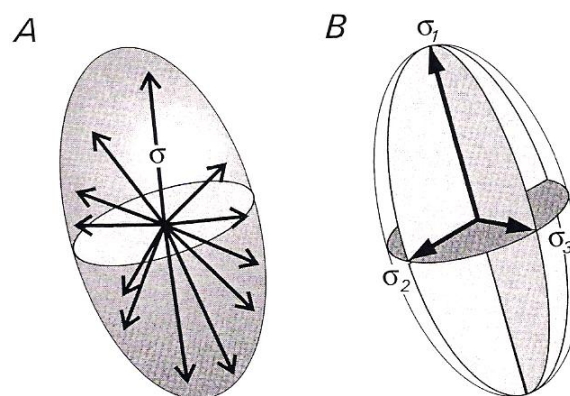


Fig. 3.1: Esempi di ellissoide di stress: A) Differenti piani orientati producono una varietà di vettori. B) Ellissoide di stress con gli assi e i piani principali di stress. [Ramsay et. al. 2000]

Il vettore di stress agente in un determinato piano può essere scomposto in due componenti: lo stress normale –*normal stress*– (σ_n) in direzione perpendicolare al piano e lo stress di taglio –*shear stress*– (σ_s) in direzione parallela al piano [Ramsay et. al. 2000].

$$\sigma_n = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \sin 2\theta$$

$$\sigma_s = \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \right) + \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \sin 2\theta$$

2θ è l'angolo che si forma tra due piani di shear coniugati, il quale di solito è minore di 90° e la cui bisettrice è data dall'asse di massimo sforzo σ_1 . (Fig. 3.2)

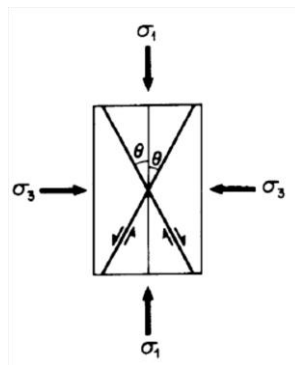


Fig. 3.2: Formazione dell'angolo 2θ [Price e Cosgrove 1990]

Ora abbiamo tutti gli elementi per costruire il cerchio di Mohr, rappresentazione cartesiana degli sforzi agenti su un piano (Fig. 3.3).

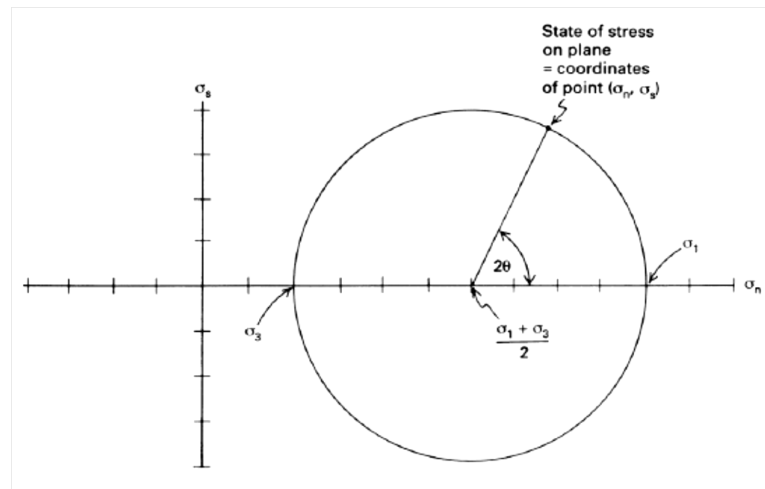


Fig. 3.3: Esempio del cerchio di Mohr [Ramsay et. al. 2000]

Il principio dell'involuppo alla rottura fragile è dato dalla legge di Navier – Coulomb che si esprime come

$$\tau = C_0 + \sigma_n \mu$$

dove τ e σ_n sono rispettivamente lo shear stress (tangenziale) e lo stress normale agenti sul potenziale piano di frattura, C_0 è la coesione della roccia e μ è il coefficiente di frizione, che equivale alla tangente dell'angolo di *sliding fiction* (ϕ) [Prece et. al. 1990]. (Fig. 3.4)

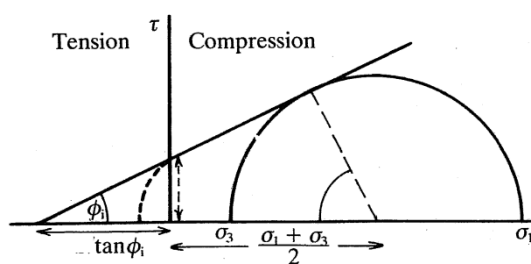


Fig. 3.4: Illustrazione del criterio di Navier – Coulomb nel diagramma di Mohr [Price e Cosgrove 1990]

Quando il cerchio di Mohr è tangente alla retta dell'involuppo a rottura si ha la formazione di una frattura.

L'influenza di fluidi all'interno della roccia, e i suoi effetti a livello chimico e meccanico, sono considerevoli. Chimicamente l'acqua assorbita riduce l'energia superficiale nelle pareti di un poro, fessura o microfrattura e così aumenta la facilità del propagarsi di tale superficie [Price e Cosgrove 1990]. Questi effetti chimici, comunque, non sono comparabili all'influenza meccanica della pressione dei fluidi. Infatti la pressione dei fluidi fa avvicinare il cerchio di Mohr all'origine fino a che la circonferenza dello stesso va a toccare la curva dell'involuppo a rottura, data dall'equazione di Navier – Coulomb [Price e Cosgrove. 1990] (Fig. 3.5). Quindi la pressione dei fluidi può modulare gli effetti dello stress normale all'interno della roccia e influenza il modo di deformazione, cioè a modeste pressioni confinanti e bassa pressione dei fluidi le rocce possono deformarsi come un materiale duttile, ma quando la pressione dei fluidi eguaglia quella di confinamento le rocce tendono a deformarsi in maniera fragile.

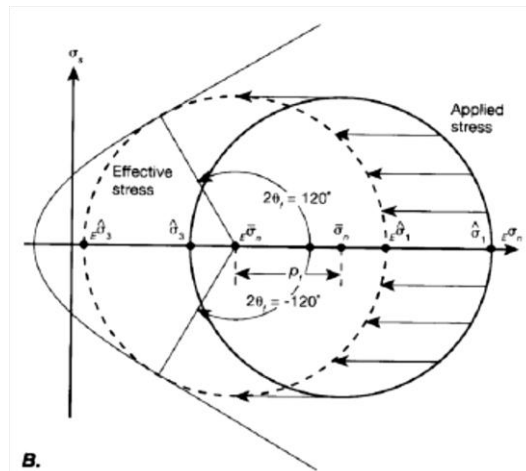


Fig. 3.5: Rappresentazione grafica dell'effetto della sovrappressione dei fluidi sul cerchio di Mohr
[Price e Cosgrove 1990]

3.2: Meccanica di faglie deboli

La debolezza nelle zone di faglia è stata oggetto di innumerevoli studi geologici, basati sia su osservazioni di terreno che su esperimenti di deformazione delle rocce. L'effetto della sovrappressione di fluidi e della presenza di filosilicati

orientati all'interno della zona di faglia sono due tra i fattori che sono solitamente presi in considerazione per spiegare il comportamento meccanico di faglie deboli. In particolare in un prisma accrezionale, dove il tasso di accrezione può essere molto veloce, la pressione dei fluidi può essere molto più grande di quella idrostatica e può aiutare la formazione di sovrascorrimenti (*thrust*) [Wintsch et. al. 1995].

Esperimenti di frizione su vari tipi di roccia condotti da Byerlee (1978) mostrano che l'indice di frizione, cioè la resistenza all'attrito, medio è $\mu = 0.6 - 0.8$. Se le zone di faglia sono associate a larghi e spessi orizzonti di fillosilicati la frizione può essere molto bassa sino a raggiungere $\mu = 0.2 - 0.4$. (Niemeijer and Spiers, 2005; Numelin et al. 2007; Collettini et al., 2009) Infatti quando i fillosilicati sono deformati perpendicolarmente al piano basale, possono avere una resistenza alla compressione simile a quella del quarzo o del feldspato, ma quando invece la compressione avviene a 45° rispetto al piano basale, assumono una resistenza molto inferiore-[Wintsch et al 1995].

La riattivazione di precedenti foliazioni in rocce metamorfiche ricche di mica, ad esempio le filloniti, coinvolge l'attivazione del frictional sliding all'interno dei layer a fillosilicati e del flusso cataclastico con riduzione della granulometria lungo livelli granoblastici. La dominanza di quest'ultimo processo manterrebbe il coefficiente di frizione al livello "Byerlee" ($\mu = 0.6 - 0.8$), mentre il frictional sliding nei fillosilicati tende invece a comportare un anomalo e basso coefficiente di frizione. Il contributo del processo di frictional sliding potrebbe avere importanti conseguenze nell'ambito della tettonica tardo orogenica in genere interessata dall'esumazione di complessi metamorfici, dove sono molto comuni orizzonti fortemente fillosilatici, ereditati da processi di impilamento delle falde orogeniche. In questo caso, infatti, la tettonica fragile a grande scala potrebbe essere dominata dallo scorrimento lungo foliazioni deboli misorientate (Fig. 3.6). Recenti modelli e prove sperimentali dimostrerebbero infatti che il basso coefficiente di attrito lungo layer a fillosilicati comporta un possibile controllo

della nucleazione e dello sviluppo delle faglie fragili da parete di orizzonti altamente foliati [Massironi et. al. 2011].

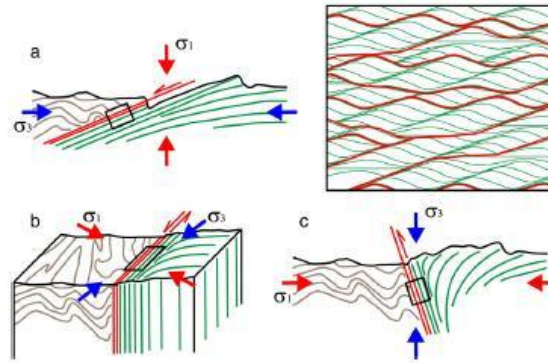


Fig. 3.6: Esempio di riattivazione di fabric pre – esistente lungo diversi tipi di faglie a) detachment a basso angolo, b) strike – slip, c) faglia inversa [Massironi et. al. 2011]

In sostanza le microstrutture foliate e ricche in fillosilicati si generano in condizioni duttili durante la formazione di miloniti in profondità, durante i processi di appilamento delle falde orogeniche. Una volta formato, il network ricco in fillosilicati si deforma principalmente secondo il processo del frictional sliding durante lo sviluppo di zone di faglia tardo- e post-orogeniche [Collettini et. al. 2009; Massironi et al. 2011].

Esperimenti di laboratorio suggeriscono che la deformazione fragile, associata alla riattivazione delle foliazioni ricche di fillosilicati, può avvenire solo in determinate condizioni: 1) il contenuto di fillosilicati non deve essere inferiore al 30 – 40%, 2) lo scorrimento deve avvenire parallelamente alla foliazione ed all'interno dei livelli di fillosilicati deve instaurarsi il processo di frictional sliding, 3) deve essere presente un network ben sviluppato di fillosilicati interconnessi [vedi Massironi et. al. 2011 e relative citazioni]

3.3: Foliazioni, clivaggi ed indicatori cinematici duttili e fragili

Molte microstrutture in rocce sono definite da una orientazione preferenziale di minerali o fabric e si possono distinguere in foliazioni, clivaggi e scistosità. Foliazione e scistosità sono termini sinonimi per anisotropie planari. Mentre il termine foliazione può essere usato per qualsiasi anisotropia planare (p.e. una stratificazione primaria), scistosità implica che l'anisotropia sia stata formata durante il metamorfismo e che lungo il piano sia avvenuta la cristallizzazione di una fase metamorfica. Clivaggio è generalmente usato in rocce a tessitura fine e si intende la formazione di piani di partizione paralleli più o meno spazati dovuti a fenomeni di deformazione. Una foliazione primaria indica una anisotropia planare pre-metamorfica mentre una secondaria indica una anisotropia planare formatasi durante il metamorfismo quindi tutte le scistosità sono foliazioni secondarie. Esse si formano nelle rocce in risposta ad una deformazione permanente. I fattori che controllano il loro sviluppo sono la composizione della roccia, l'orientazione e l'entità di stress, nonché le condizioni metamorfiche. La ricristallizzazione dinamica e la nuova orientazione dei granuli, ad esempio delle miche, sono meccanismi importanti per lo sviluppo della foliazione secondaria [Passchier et. al. 2005].

Piccoli cristalli di mica possono svilupparsi all'interno dei cristalli danneggiati con una orientazione preferenziale che può contribuire a una foliazione secondaria. La ricristallizzazione è associata ad una riequilibrio della composizione chimica dei minerali nelle condizioni metamorfiche durante le quali si sviluppa il clivaggio. La formazione di nuove scistosità tramite micropiegamento è estremamente diffusa.. Per la formazione del crenulation cleavage si sono proposti due modelli. Il primo modello [Schoeneveld, 1979] prevede che il crenulation cleavage sia legato alla formazione di pieghe maggiori e che lo shear avvenga parallelamente alla vecchia foliazione. Il secondo modello [Bell, 1985], si basa invece sul principio della ripartizione della deformazione.

Quindi prevede che la deformazione all'interno della roccia sia partizionata ed avvenga in prevalenza parallelamente a zone di shear anastomizzate che avvolgono lenti a debole deformazione di tipo coassiale. In questo caso la deformazione per simple-shear si concentra soprattutto all'interno dei clivaggi di neo formazione (*high-strain domains*). Per quanto concerne la localizzazione dello shear, è molto inverosimile che il modello di Schoeneveld (1979) possa essere realistico a valori di strain considerevoli. È invece possibile che per modesti valori di strain, cioè nella fase iniziale della formazione di pieghe, questo modello sia applicabile, mentre a valori di strain più sostenuti il modello di Bell (1985) è sicuramente più appropriato. Il passaggio da un meccanismo all'altro potrebbe avvenire quando si delinea il clivaggio di crenulazione. Questo implicherebbe che all'aumentare della deformazione lo shear verrebbe risolto lungo piani diversi, e che il senso di shear lungo questi piani cambi [Passchier et. al. 2005].

È possibile osservare che lungo il clivaggio di crenulazione si concentrano miche mentre tutti gli altri minerali subiscono dissoluzione. Sulla causa di questa dissoluzione ci sono opinioni contrastanti: c'è chi sostiene che essa sia dovuta al fenomeno di "pressure solution" (sezione 2.3) e chi invece sostiene che essa sia legata a "strain dissolution". Nel secondo caso, la dissoluzione sarebbe indotta all'alta concentrazione di shear strain localizzato lungo i clivaggi di crenulazione. Minerali non-lamellari non possono sostenere questo alto tenore di shear strain, provocando in questi minerali la formazione di dislocazioni che richiamano gradienti di potenziali chimici e quindi dissoluzione. Il materiale disciolto anche in questo caso andrebbe a riprecipitarsi nelle zone sottoposte a minore deformazione, e quindi nelle porzioni ricche in quarzo che si alternano ai livelli ricchi in mica. La dissoluzione lungo i clivaggi di crenulazione può essere accompagnata da perdita di volume. La precipitazione di grosse vene di quarzo è la conferma dell'attività di dissoluzione.

Le foliazioni che preferenzialmente si formano nelle zone milonitiche, sono conosciute come “shear band cleavages” o come S – C – C’ fabrics (Fig. 3.7).

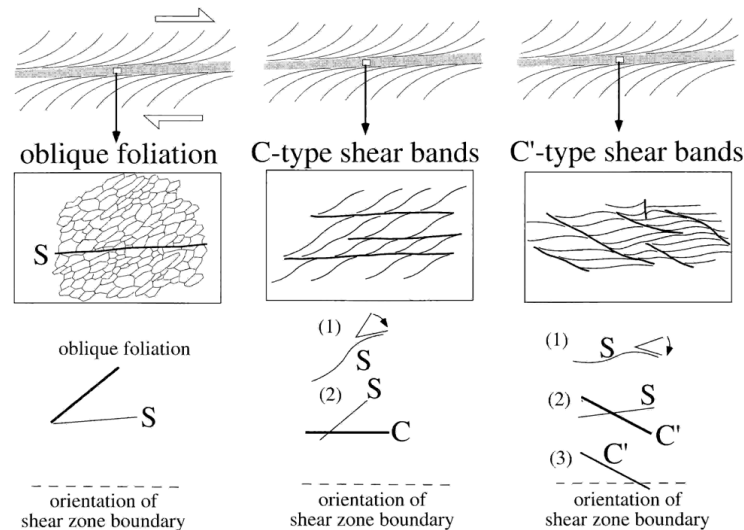


Fig. 3.7: Esempi di shear band cleavages [Passchier et. al. 2005]

Micrustrutture S – C possono svilupparsi in una zona milonitica fin dai primissimi stadi di deformazione. Le S – C fabric consistono in piani di tipo S attraversati da piani C – type e possono nucleare in siti con alto stress differenziale e successivamente propagarsi all’interno della foliazione milonitica. Queste microstrutture possono successivamente essere sovrimpresse da C’-type shear bands o “extensional crenulation cleavage”. Infatti, le microstrutture C’-type sono attive negli stadi più avanzati di evoluzione di una zona milonitica e si sviluppano obliquamente ai margini delle zone di shear con un angolo compreso tra 15° e 35°. Queste foliazioni C’ si formano principalmente in rocce fortemente foliate, come micascisti e filloniti. In tutte le zone milonitiche quindi, la curvatura delle foliazioni S in corrispondenza di shear band cleavages tipo C e C’ fornisce direttamente ed indiscutibilmente il senso di shear [Passchier et. al. 2005].

Nelle zone milonitiche è possibile avvalersi inoltre di altre microstrutture per dedurre il senso di shear: essi sono “mantled porphyroclasts” che sono porfiroclasti circondati da un mantello dello stesso materiale ricristallizzato. Tale

materiale può essere deformato ed allungato dando origine assieme al porfiroclasto a corpi con code, che possono essere usati per dedurre il senso di shear (Fig. 3.8).

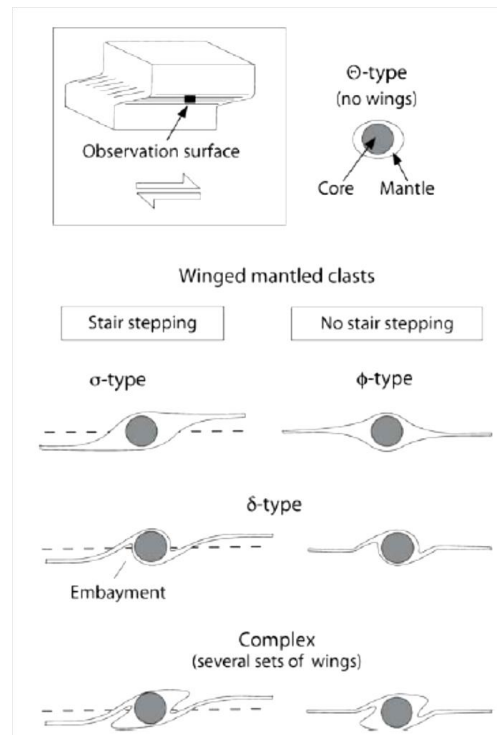


Fig. 3.8: Esempi di mantle porphyroclasts. Senso di shear destro [Passchier et. al. 2005]

Altri indicatori cinematici sono i mica fish, minerali con forma romboedrica allungata o a forma di lente che sono molto comuni in rocce foliate. Livelli policristallini di mica in quarzite o marmi assumono una forma a losanga e sono conosciuti come *foliation fish* o *mica fish*. Tali livelli sono comunemente bordati da shear bands, e costituiscono utili indicatori cinematici (Fig. 3.9).

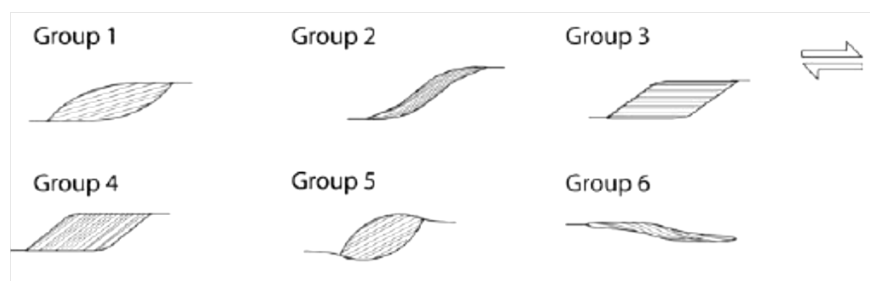


Fig. 3.9: Diversi tipi di mica fish [Passchier et. al. 2005]

La geometria delle fratture dei porfiroclasti dipende dal senso di shear e dall'iniziale orientazione delle micro faglie, le quali possono essere in parte controllate dalle direzioni cristallografiche. Semplici set di fratture tendono ad essere dominanti quando il porfiroclasto è soggetto a piccole deformazioni interne. In questo caso si formano *domino type* e *shear band type fragmented porphyroclasts*. Se la deformazione è molto intensa il porfiroclasto tende ad essere frammentato e diventare un *mosaic fragmented porphyroclast*. Quest'ultimo e il domino type sono molto frequenti in zone di shear. Gli indicatori cinematici visibili grazie alla fratturazione dei porfiroclasti sono tuttavia spesso equivoci a causa di possibili rotazioni delle fratture e del porfiroclasto [Passchier et. al. 2005] (Fig. 3.10).

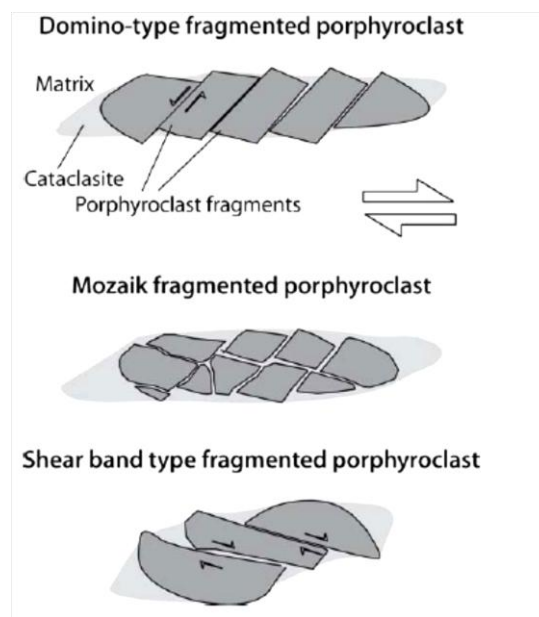


Fig. 3.10: Illustrazione dei tre tipi di frammentazione dei porfiroclasti [Passchier et. al. 2005].

Le rocce di faglia fragile comunemente possono mostrare delle superfici levigate causate dal movimento di attrito tra le rocce lungo i lati di una faglia. Questa superficie è normalmente striata nella direzione di movimento ed è definibile come *slickenside*. Si formano inizialmente per rottura fragile, cui segue uno scorrimento frizionale asismico (*steady-state*) o sismico (*stick-slip*). Le

slickensides sono associate a numerose famiglie di fratture secondarie che intersecano il piano principale lungo un asse approssimativamente perpendicolare alla direzione di movimento. I quattro gruppi di fratture secondarie (Fig. 3.11), classificate in base all'angolo di formazione, sono [Petit, 1987]:

- T (Tension) sono fratture aperte, spesso con riempimento di minerali a volte fibrosi, senza evidenze di simple shear, formanti un angolo di circa 45° con la faglia maggiore;
- R (Riedel sintetiche) sono fratture di taglio spesso striate, formanti un angolo di circa 15° con la faglia maggiore;
- R' (Riedel antitetiche) sono fratture di taglio spesso striate, formanti un angolo di circa 75° con la faglia maggiore
- P (P sintetiche) sono fratture di taglio spesso striate, formanti un angolo di circa 10° con la faglia principale.

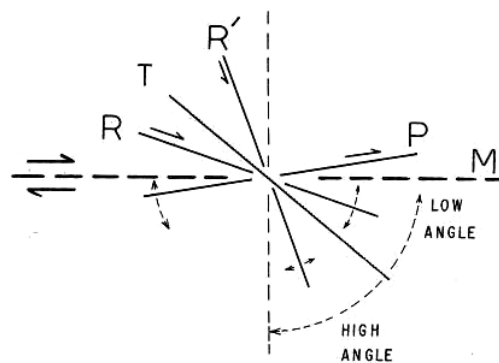


Fig. 3.11: Tipologie di faglie secondarie; M sta a indicare la faglia principale [Petit, 1987]

Le evidenze di simple shear lungo un piano di faglia, sia questo secondario o principale, sono date dalla presenza di lineazioni che possono essere sottoforma di strie ed altre impronte, dovute ad abrasione meccanica, o di fibre, con direzione di crescita coassiale allo slip vector (Fig. 3.12) [Bistacchi, 1999].

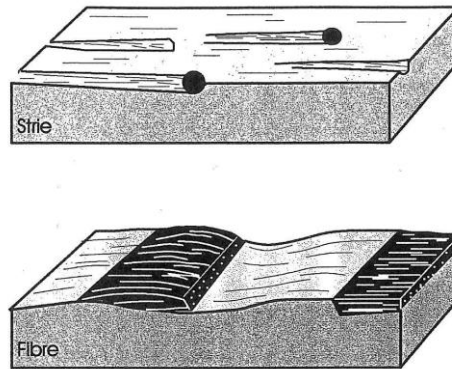


Fig. 3.12: Strie dovute ad abrasione e fibre di accrescimento [Petit, 1987, Bistacchi, 1999]

Le impronte dovute all'abrasione sono state classificate molto dettagliatamente da Doblas et. al. [1997] e generalmente permette di determinare solo la direzione di movimento, ma non il verso. Le fibre, invece, crescono sul lato "protetto" di piccole asperità del piano di faglia fino a formare dei piccoli gradini, in genere di quarzo, calcite o clorite, e sono considerati degli indicatori più affidabili di direzione e verso di movimento del piano di faglia [Bistacchi, 1999].

3.6 Calcolo del Paleostress

Le misure delle faglie usate nell'analisi del paleostress includono il locale strike e dip della superficie di faglia, l'orientazione della lineazione e il senso di movimento. Raccogliendo tali dati per una popolazione di faglie si possono ottenere informazioni non solo dello strain ma anche dell'orientazione degli assi principali di stress e della loro intensità. Per fare ciò bisogna introdurre il concetto di stress ratio:

$$\phi = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$$

che è compreso tra 0 e 1. Si può usare ϕ per esprimere i tensori di stress, i quali in un sistema di coordinate definito sono i principali assi di stress. Se $\phi = 0$ abbiamo un ellissoide di stress a sigaro, se $\phi = 1$ l'ellissoide di stress viene visualizzato schiacciato ai poli. Lo stress ratio viene definito anche come R o $1 - \phi$. I tensori di

stress che contengono informazioni sull'orientazione e la forma dell'ellissoide di stress ma non l'intensità sono conosciuti come reduced stress tensor. Questi tensori sono calcolati dai dati di slip della faglia e sono molto rilevanti per l'analisi del paleostress.

Nel caso in cui tutti e tre gli assi siano conosciuti, le direzioni delle strie su una sola faglia permettono la stima dello stress ratio. Per strutture sviluppatesi a basse profondità, a volte si assume che uno degli assi principali di stress sia orientato normale alla superficie del suolo. Questo principio è basato sul fatto che la superficie della Terra è effettivamente libera da shear stress e quindi deve essere un piano di stress principale. Questo conduce ad approssimare verticale uno degli assi di stress e orizzontali gli altri due assi.

Nel caso invece che le orientazioni dei tre assi siano sconosciute, vari metodi possono essere sviluppati per determinare un range di possibili orientazioni dei principali assi di stress.

In particolare, l'analisi teorica delle relazioni tra il campo degli sforzi, i sistemi di faglie e il tipo di movimento ha portato allo sviluppo di diversi metodi per la ricostruzione del tensore degli sforzi a partire dai dati di fault – slip o da soluzioni di meccanismi focali. Tali metodi sono chiamati “di inversione dello stress”.

Il metodo degli assi P – T – B è basato sull'osservazione che il vettore di slip e la normale al piano di faglia individuano un piano che contiene gli assi principali di stress. Si definisce per ogni dato una terna di assi perpendicolari P (pressione), T (tensione) e B che potrebbero coincidere con σ_1 , σ_2 e σ_3 . Successivamente tali assi, calcolati per tutte le faglie, sono rappresentati in uno stereo plot e le direzioni medie sono considerate rappresentative dei principali assi di stress. In una situazione ideale la corrispondenza tra gli sforzi principali e gli assi P – T – B è valida.

Il metodo del diedro retto, o *right dihedron*, si basa sull'assemblaggio di due piani ortogonali tra di loro ed è modellato da un piano di faglia e un secondo, e ausiliare, piano perpendicolare alla lineazione. Questo metodo serve per definire due coppie di quadranti, ciascuna delle quali corrisponde al possibile range di orientazione di un asse principale di stress. La visualizzazione di questi quadranti è facilmente prodotta usando la proiezione stereografica. Dal senso di slip della faglia è possibile decidere quale coppia di quadranti è “tensionale”, cioè che contiene σ_1 , e quale è “compressionale”, cioè che contiene σ_3 . La potenza di questo metodo sta nella possibilità di combinare diverse faglie e i loro assi principali in un'unica proiezione, mentre lo svantaggio è che non è possibile determinare lo stress ratio.

Logicamente errori di misurazione, eventuale rotazione dei blocchi e dilavamento delle superfici possono essere rilevanti per l'errata determinazione del paleostress e possono essere minimizzati tramite metodi statistici. Il più usato è il grid search. In questo metodo, si deve capire qual'è il tensore di stress più compatibile con il campo di stress calcolato e per fare questo ci sono varie possibilità.

La scelta più ovvia è quella di usare l'angolo di deviazione tra la lineazione osservata e la direzione dello shear stress massimo predetto dal tensore e scegliere il tensore che produce l'angolo medio più piccolo. L'altra scelta prevede lo stesso procedimento solo con senso di slip conosciuto. Lo svantaggio di quest'ultimo è che è possibile aver errato la stima del senso di slip.

Inoltre si possono visualizzare i piani di faglia in un diagramma di Mohr che mostra i livelli di shear stress e stress normale in relazione all'involuppo allo scivolamento (Fig. 3.13). L'angolo della retta tangente al cerchio di Mohr dipende del coefficiente di frizione ϕ , calcolabile come $\arctan \tau/\sigma_n$, che ha valori normalmente compresi tra ϕ_0 di 16.7° e ϕ_{max} di 40.4° [Byerlee, 1978]. Se $\phi < \phi_0$ non si verificheranno riattivazioni delle discontinuità preesistenti, se $\phi > \phi_{max}$

si svilupperanno nuove fratture. Per ricavare il coefficiente di frizione μ basta applicare la formula $\mu = \tan \phi$.

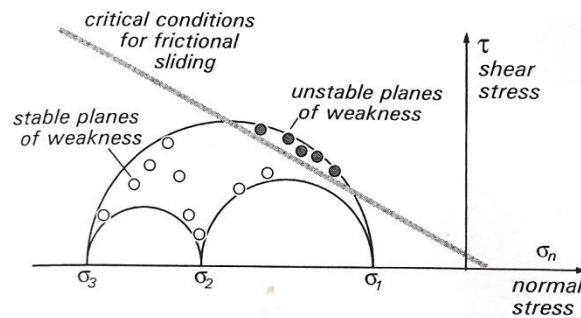


Fig. 3.13: Diagramma di Mohr che dimostra la stabilità della riattivazione dei piani di faglia [Ramsay et. al. 2000]

3.6.1. Win Tensor 3.0.0

Per calcolare il paleostress si è utilizzato il programma Win Tensor 3.0.0, ideato da Delvaux nel 1993 che, oltre a esprimere il regime di stress con il metodo PBT e diedro retto e con l'introduzione del nuovo parametro R' , permette anche di determinare la stabilità degli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 , indicata in sostanza come la rotazione consentita dall'inversione attorno a ciascun asse [Delvaux, 1997; Delvaux e Sperner, 2003]. Il regime di stress si può definire estensionale quando σ_1 è verticale, strike – slip quando σ_2 è verticale e compressionale quando lo è σ_3 . Per entrambi questi tre regimi, il valore dello stress ratio R , fluttua tra 0 e 1. Quando il valore è prossimo allo 0.5, i regimi di stress sono detti “puri” estensionali/trascorrenti/compressionali. Il parametro R' , definito come *stress regime index* da Delvaux (1997), è stato inserito per facilitare la differenziazione tra i tre regimi tenendo allo stesso tempo conto di R ed è espresso numericamente come:

- $R' = R$ quando σ_1 è verticale (regime estensionale)

- $R' = 2 - R$ quando σ_2 è verticale (regime trascorrente)
- $R' = 2 + R$ quando σ_3 è verticale (regime compressivo)

L'indice R' varia da 0 a 3. R' ha valore quindi di 0.5 per la pura estensione, 1.0 per attività transtensiva, 1.5 per puro strike – slip, 2.0 per attività transpressiva e 2.5 per pura compressione [Delvaux e Sperner, 2003].

Il metodo di inversione introdotto da Delvaux e coautori [Delvaux, 1997; Delvaux e Sperner, 2003] è detto di *Rotational Optimazion* e permette, a partire da un iniziale inversione tramite il metodo del diedro retto, di minimizzare gli errori di inversione mediante l'utilizzo di una *misfit function* ed un processo interattivo che tiene conto di possibili minime variazioni dello stress differenziale, di R e degli angoli di rotazioni attorno agli assi principali del campo di stress. In generale la funzione di misfit può essere espressa come

$$F_j = \frac{\sum (f_j(i) * w(i))}{n * \sum w(i)}$$

Dove $w(i)$ è il peso assegnato ad ogni dato individuale, n è il numero di dati in possesso e $f_j(i)$ è la funzione di ottimizzazione dell'inversione (ad esempio la funzione che tende a minimizzare l'angolo tra i vettori di slip e lo shear stress risolto sul piano di faglia o le funzioni che definiscono la tendenza allo slip lungo i piani misurati in funzione del coefficiente di frizione e dello shear stress sul piano).

La determinazione dei tensori di stress usando il metodo *Rotational Optimazion* consiste quindi nello sviluppo di 4 grafici cartesiani, 3 inerenti la possibile rotazione attorno agli assi principali di stress ed uno relativo allo *stress regime index* R' . I grafici riportano in ascissa l'angolo di rotazione per ciasun asse od il valore di R' e in ordinata il valore della funzione *misfit*. I dati qui plottati vengono interpolati tramite curve di regressione che indicano la stabilità attorno gli assi σ_1 ,

σ_2 e σ_3 e la stabilità del regime di stress definito come R' . Le rotazioni attorno a ciascun asse di stress, vengono determinate tramite interazioni successive in base al valore minimo della *misfit function* definito dalla curva di regressione nei relativi grafici. Il tensore degli sforzi viene quindi ruotato di conseguenza. Una volta definita la rotazione dei tre principali assi, viene ottimizzato il valore di R e di conseguenza R' . Per interazioni successive si arriva alla soluzione definitiva.

L'esempio che segue mostra le *regression curve* riguardanti misure di una faglia strike-slip in Giordania, associata al margine della placca del Mar Morto e con probabile attività nel Cretaceo [Zain Eldeen et. al. 2002].

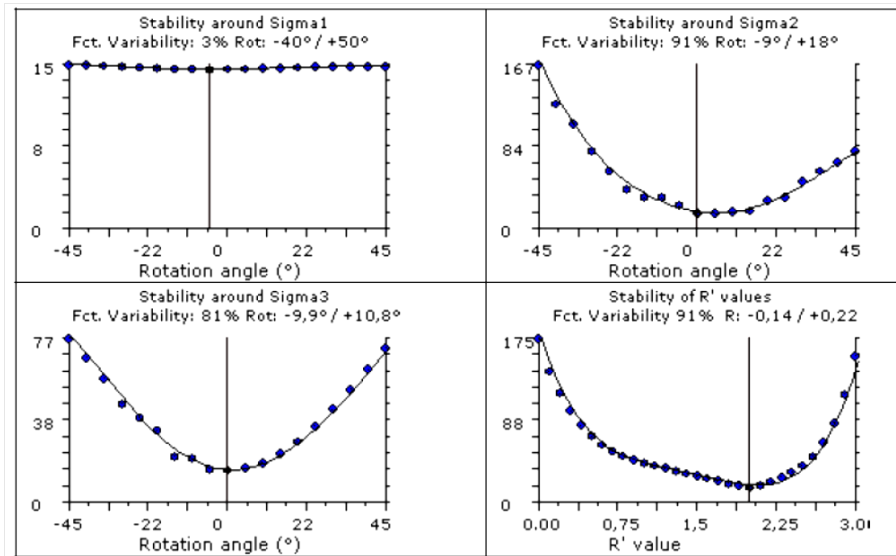


Fig. 3.14: Grafici di stabilità di σ_1 , σ_2 e σ_3 ed R' di una faglia trascorrente

Il grafico di stabilità intorno all'asse σ_3 , mostra una depressione accentuata e corrispondente ad un angolo di rotazione di 0° , il che significa che la posizione degli assi σ_1 e σ_2 è ottimale per quella particolare posizione dell'asse σ_3 . La profondità della depressione può essere quantificata dal *Function Variability* (%FV), espressa in percentuale e calcolata come

$$\%FV = \frac{(f_{max} - f_{min})}{f_{max}} * 100$$

dove f_{max} è il massimo valore della funzione *misfit*, f_{min} è il valore minimo della funzione. Nel caso preso in considerazione la *Function variability* è pari a

$$\frac{(77 - 14.63)}{77} * 100 = 81$$

Un alto valore di *Function variability* ed una corrispondente *regression curve* fortemente depressa indica una grande stabilità attorno all'asse dato, in questo caso σ_3 . Inversamente, un basso valore di *Function variability* e una corrispondente *regression curve* poco depressa o quasi rettilinea indica una forte instabilità di rotazione intorno all'asse in questione. Questo è ad esempio il caso di σ_1 in Fig. 3.14. Una stima aggiuntiva della stabilità degli assi può essere effettuata osservando la forma della curva e la sua simmetria. Per far questo si può verificare la rotazione possibile in corrispondenza di un intervallo del 5% del *Function variability* al di sopra del valore minimo della funzione.

Nel caso citato sopra la differenza tra $f_{max} - f_{min}$ è di 62.37 corrispondente all'81% della *function variability*, il 5% di questo valore è 3.12 che va ad aggiungersi a f_{min} , cioè $14.63 + 3.12 = 17.15$. Nella *regression curve* l'angolo di rotazione corrispondente a tale valore è di 9.9° in senso antiorario (valori negativi) e 10.8° in senso orario (valori positivi). La figura 3.14 mostra anche il caso di bassa stabilità di σ_2 e σ_3 attorno a σ_1 definito dal basso valore di *Function variabilità* corrispondente a 3%. In questo caso il range di rotazione spazia tra -40° e $+50^\circ$. La stabilità di rotazione attorno l'asse σ_2 e il range di valori di R' è invece buono (FV del 91%) anche se la curva di regressione si presenta in entrambi i casi asimmetrica. Effettivamente il range di rotazione dell'asse σ_2 si aggira intorno ai -9° e $+18^\circ$, mentre R' ha un valore ottimale di 1.99 (range di confidenza compreso tra -0.14 e +0.22), e quindi indicante un regime transpressivo-compressivo [Zain Eldeen et. al. 2002].

Come prodotto finale di tutte queste elaborazioni, in entrambi i casi (PTB e diedro retto e *Rotational Optimization*) si ottiene l'orientazione degli assi principali di stress, la loro stabilità di rotazione e quindi l'effettivo regime di paleostress che ha interessato la zona.

In questa discussione di laurea cercheremo di capire che cosa caratterizza la zona di faglia Merano – Mules e, con i mezzi a nostra disposizione, tenteremo di verificare le ipotesi di riattivazione di rocce foliate in regime fragile descritti precedentemente e cercheremo di calcolare il paleostress della zona.

Capitolo 4: Rilievi di campagna ed analisi meso-strutturale

4.1: La carta geologica

Una carta geologica dettagliata dell'area del Passo Pennés a scala 1:10.000 è stata elaborata per avere un'idea più completa della geologia del luogo (vedi carta allegata). In questa carta sono state rilevate, oltre alle litologie e agli elementi geomorfologici presenti, le varie zone di shear individuate nell'area.

Per la realizzazione della carta geologica si è fatto ricorso anche alla consultazione di carte geologiche esistenti, di orthofoto e di modelli digitali del terreno, DTM. Questi ultimi due sono stati scaricati gratuitamente dal sito della provincia autonoma di Bolzano.

Le carte geologiche consultate sono il foglio Bressanone – Passo del Brennero e il foglio Merano (scala 1:100.000), entrambe ultimate nel 1976. Si è consultato anche il foglio Merano in scala 1:50.000, pubblicato nel 2010 e prodotto nell'ambito del progetto CARG, la cui finalità è la realizzazione dei 652 fogli geologici per la copertura dell'intero territorio nazionale. Nonostante non comprendesse l'area studiata, è stato consultato il foglio Merano del 2010 perché forniva un dato geologico più completo e aggiornato. È stata utilizzata anche una carta tematica del massiccio di Bressanone, pubblicata da Favretti nel 1959, e una carta di campagna redatta dal prof. Visonà durante i suoi studi della zona negli anni '70, le quali hanno fornito dei dati interessanti e necessari per il completamento della parte settentrionale della carta.

Le ortofoto sono state realizzate sulla base di riprese aeree avvenute nell'estate del 2006. Sono state digitalizzate e georeferenziate in scala 1:10.000. Hanno una precisione al suolo di almeno 1 m mentre gli scostamenti planimetrici di elementi puntuali non sono superiori ai 4 m. Sono scaricabili in bianco e nero in formato

raster dal sito <http://www.provincia.bz.it/urbanistica/> o sono disponibili sottoforma di catalogo di immagini per le piattaforme GIS su CD.

I DTM sono stati eseguiti mediante l'utilizzo del laser scanner nel 2004/2005. Per l'acquisizione dei dati, l'intera area della provincia di Bolzano è stata suddivisa in tre regioni, con diversa accuratezza. Per le zone al di sotto dei 2000 m è di 40 cm, mentre al di sopra dei 2000 m è 55 cm. I DTM sono già georeferenziati secondo il sistema di coordinate UTM e sono scaricabili dal sito della provincia in formato ASCII.

Si è utilizzato infine un programma GIS con lo scopo, tramite la trasformazione di dati, la sovrapposizione di carte e di ortofoto e la realizzazione di un geodatabase contenente i vari layer e shape file, di redigere la carta geologica finale allegata a questa tesi.

4.1.1: Unità geologiche

Le litologie riscontrate sono appartenenti al dominio Austroalpino, a quello Sud Alpino e al magmatismo terziario.

- Sistema Austroalpino
 - Unità di Punta Cervina: si caratterizza per la netta predominanza di paragneiss a cianite e staurolite, nella parte nord i paragneiss si alternano a diversi livelli di ortogneiss granitoidi, la cui potenza varia da un metro ad alcune centinaia di metri. Avvicinandosi alla faglia Merano – Mules, i paragneiss assumono via via una tessitura più milonitica. Ai paragneiss si associano inoltre livelli di anfiboliti.
 - Ortogneiss granitoidi: affiorano in livelli abbastanza continui con spessore variabile da 1 a 100 m. Sono costituiti da quarzo, K – feldspato, plagioclasio, biotite, mica chiara, $\pm$ clorite. Mostrano tessitura occhialino – scistosa, caratterizzati da grossi porfiroclasti di

K – feldspato che possono raggiungere dimensioni anche pluricentriche. Questi litotipi sono spesso molto deformati, soprattutto in corrispondenza del contatto con i paragneiss.

- Anfiboliti: costituiscono rari boudins di dimensioni fino a 1 m all'interno dei paragneiss. Sono formate da anfibolo, plagioclasio, quarzo, $\pm$ biotite, $\pm$ clorite. Mostrano tessitura media dove sono maggiormente preservati mentre fine dove la deformazione è più pervasiva.
- Miloniti: si tratta di una fascia di scisti micacei e/o gneissici a tessitura milonitica, subordinatamente cataclastica e ultracataclastica. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, mica chiara, clorite e talora biotite e mostrano una impronta metamorfica in facies scisti verdi di bassa temperatura. Dove la deformazione è più intensa e localizzata, si osservano livelli da centimetrici a decimetrici di ultramiloniti e ultracataclasi con elevato gradiente deformativo, a grana molto fine e con bassa percentuale di porfiroclasti. La foliazione milonitica è marcata dall'isorientazione della mica chiara, clorite e quarzo a nastri, con rari lithons relitti dove si può osservare una foliazione precedente. Localmente sono osservabili strutture di tipo S- C C' destre e sui piani di foliazione si osserva una lineazione data dai fillosilicati. Queste miloniti sono molto simili alle Miloniti di Rio Masul riscontrate nel foglio Merano [Bargossi et. al. 2010].
- Intrusioni Permiane
- Granito di Bressanone: si tratta di una intrusione tipicamente epiplutonica di composizione relativamente omogenea appartenente alla serie cal – alcalina con cristallizzazione tardo – ercinica. È costituito da rocce granito idi di composizione piuttosto varia: graniti biotitici, graniti biotitico – anfibolitici,

graniti a due miche e cordierite, graniti a fayalite $\pm$ granato, granodioriti e minori porzioni di gabbro e diorite. Presenta una associazione mineralogica a grana media o grossa, costituita da quarzo, plagioclasio, mica chiara, botite, $\pm$ pertite, $\pm$ anfibolo alcalino, $\pm$ cordierite, $\pm$ granato, $\pm$ fayalite. Compaiono anche rocce granitiche colorate in rosa più o meno intenso e piccole masse scure microgranlari che, eccezionalmente, assumono andamento filoniano.

- Intrusioni Oligoceniche
 - Lamella tonalitica: si tratta di sottili corpi tonalitici, quarzo – dioritici e quarzo – gabbrici, diffuse come scaglie tettoniche lungo la linea Merano-Mules. Queste tonaliti affiorano con una certa continuità e con potenza variabile da pochi metri a 50 m. Si riconosce prevalentemente un contatto con i litotipi del basamento sudalpino e con le unità austroalpine di tipo tettonico (prevalentemente cataclastico). Le tonaliti è caratterizzata da una foliazione moderata o intensa, che si è formata inizialmente per flusso magmatico e si è successivamente accentuata in seguito alla deformazione; è delineata dall'orientazione preferenziale di orneblenda, biotite e quarzo. Hanno tessitura medio grossolana e sono costituite da plagioclasio, cummingtonite, orneblenda da bruna a verde o blu – verde, biotite e quarzo interstiziale.

4.1.2 Forme e depositi quaternari

Ruolo importante nella zona di rilevamento ha avuto il modellamento glaciale, ravvisabile nel classico profilo trasversale della valle a U di val Sarentino e nella presenza di circhi glaciali di valle, come ad esempio la testata della valle di Egg Dosso che si dirama a nord del passo Pennès. Nella zona sono stati trovati anche dossi montonati, testimonianza dell'ablazione glaciale. Tra le forme di accumulo si è conservata una morena laterale che si estende con direzione N – S dove si perde sotto la coltre di detrito derivante dal Montaccio di Pennès e da Dosso Basso (Fig. 4.1).



Fig. 4.1: Panoramica del circo glaciale dell'alta val di Egg Dosso con al centro la morena laterale.



Fig. 4.2: Esempio di creep nell'alta val Sarentina

Per quanto riguarda la geomorfologia gravitativa si ha l'importante presenza di creep lungo gli scoscesi versanti della valle di Egg Dosso e della val Sarentino. Lo si può notare dal copioso "gradinamento" nella testata della val Sarentino, che può essere inteso come una presunta fase incipiente di un futuro sistema gravitativo (Fig. 4.2).

Più pronunciato è il creep che interessa l'alta valle di Egg Dosso, subito a N del passo, confermato nell'interpretazione delle ortofoto. Queste forme gravitative sono tipiche dell'ambiente alpino.

Altre deformazioni tipiche sono i DGPV o deformazioni gravitative profonde di versante. È una deformazione di versante caratterizzata dalla mancanza di una superficie di rottura ben definita; in genere ha un movimento molto lento e può coinvolgere volumi immensi che comprendono interi versanti. Tra gli indizi geomorfologici caratteristici vi è la formazione di trincee e di fessurazioni del versante, con tilting di blocchi separati anche di dimensioni molto estese, e della formazione della doppia cresta o di trincee. (Fig. 4.3)

Nella cresta che dal passo Pennés va verso il Montaccio si possono trovare forme che richiamano questo processo gravitativo, ad esempio lo sdoppiamento di cresta con eventuale rigonfiamento della parte sottostante o trincee molto ampie le quali possono contenere dei piccoli laghi effimeri (Fig. 4.4).

La zona è interessata anche da fenomeni di debris flow, movimenti di massa rapidi, indotti dalla gravità, di miscele di solidi granulari, acqua e aria, che si sviluppano sia all'interno di incisioni torrentizie, quindi canalizzati, sia su versanti, quindi non canalizzati, dove possono dare origine a conoidi. La zona di innesco di un debris flow deve avere una pendenza elevata, dai 20° ai 50°, presentare scarsa vegetazione e avere abbondante detrito sciolto. L'innesco può avvenire a causa di precipitazioni intense, scioglimento dei ghiacciai o nevai o di rottura di argini lacustri.

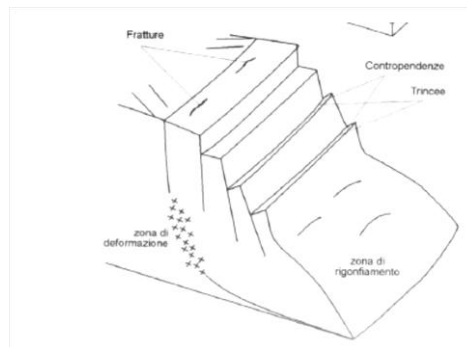


Fig. 4.3: Schema semplificato della struttura di un DGPV [Dikau et. al. 1996]

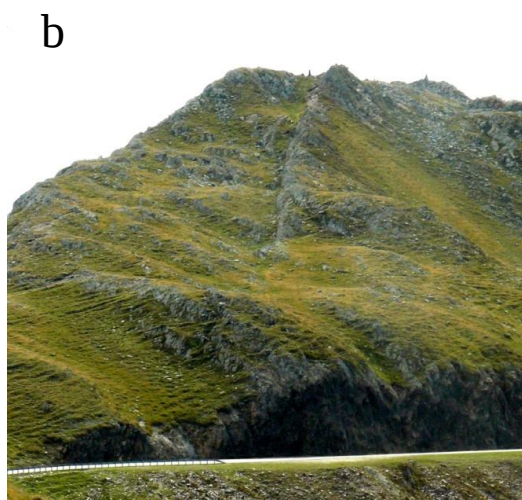


Fig. 4.4: a) Trincea ai piedi del Montaccio; b) Sdoppiamento di cresta nei pressi del passo Pennés; c) Sdoppiamento di cresta con lago effimero sul sentiero per il Montaccio (sullo sfondo).

Nel nostro caso la maggior parte dei debris flow la si può trovare nella zona di faglia dove, a causa della presenza del gouge e dell'elevata pendenza dei versanti prodotto dell'ablazione del ghiacciaio, trovano le condizioni ideali per svilupparsi (Fig. 4.5).

In tutta la zona rilevata sono presenti anche falde detritiche di versante, prodotto dello smantellamento della roccia affiorante.

4.2 Analisi meso-strutturale

Per avere una panoramica degli affioramenti e delle strutture presenti nella zona, si è deciso di intraprendere una prima fase di rilevamento lungo il sentiero che dal passo Pennès va al Montaccio (Fig. 4.6). Questo sentiero è stato scelto poiché attraversa ortogonalmente la zona di faglia di Merano – Mules.

Partendo dalla malga il sentiero percorre la cresta del circo glaciale, dove affiorano i paragneiss dell'unità di Punta cervina. Questi presentano un colore che va dal marrone chiaro a scuro con una diffusa presenza di cristalli di mica chiara. Hanno una scistosità molto pervasiva e talvolta presentano pieghe alla scala centimetrica con asse 330/50 (Fig. 4.8 a). Sono pieghe chiuse, con un angolo tra i due fianchi compreso tra 50 e 90° e con cerniere arrotondate e fianchi dritti. Tali pieghe possono estendersi anche a scala metrica e presumibilmente sono associate alla deformazione avvenuta durante le fasi di formazione alpina (Fig. 4.7).

La piega in figura è bordata da un set di fratture coniugate con cinematica strike – slip sia destra che sinistra e con giacitura rispettivamente di 195/65 e 042/30.

Saltuariamente all'inizio del sentiero possiamo notare la presenza di livelli bruno - nerastri laminati che corrono parallelamente alla foliazione dei paragneiss. Sono livelli a ultramiloniti, più specificamente filloniti, con potenza centimetrica. Si trovano circa ogni 4 m lungo tutti i paragneiss. Hanno giaciture piuttosto simili che vanno dai 325/50 ai 003/42 (Fig. 4.8 b, 4.9).



Fig. 4.5: Zona di innesco del debris flow nella zona di faglia. Il detrito bianco (Lamella) è situato nel core della faglia

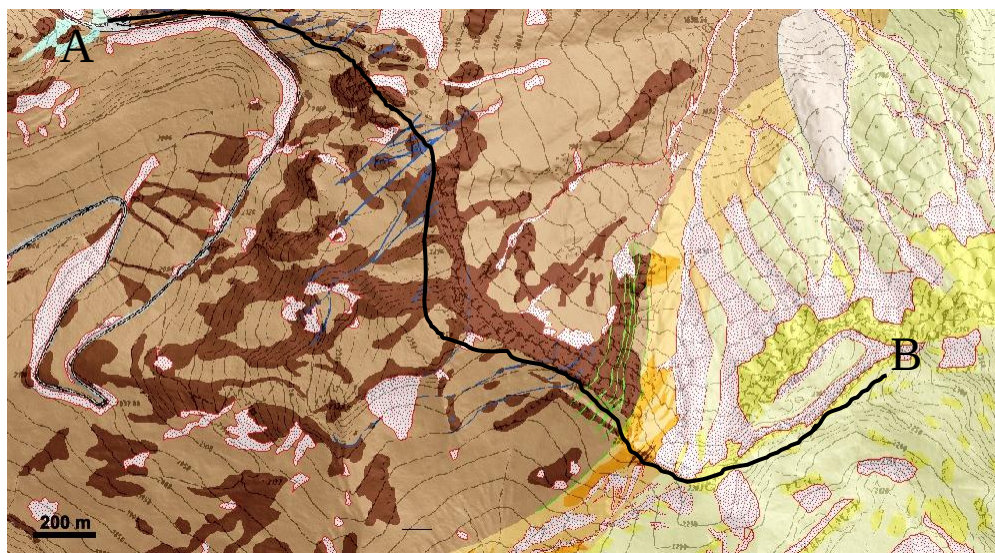


Fig. 4.6: Percorso del rilievo di dettaglio sul sentiero dal passo Pennes(A) porta ai piedi del Montaccio di Pennes (B)



Fig. 4.7: Esempio di pieghe a scala metrica limitata da faglie strike – slip

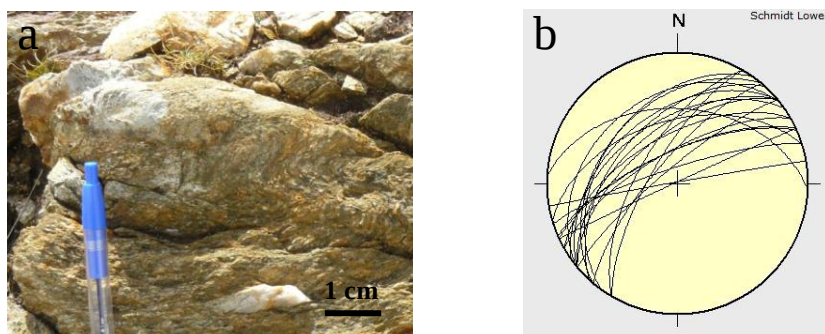


Fig. 4.8:a)Pieghe a scala centimetrica in paragneiss; b) Stereoplot dell'orientazione delle filloniti



Fig. 4.9: Livello di fillonite in paragneiss

Rompendoli possiamo notare la presenza di porfiroclasti di quarzo e feldspato immersi in una pasta di fondo nera composta da miche, nella quale si può intravedere anche delle tracce di strutture S – C – C' con cinematica destra.

Man mano che ci si avvicina alla faglia Merano – Mules i livelli a fiilloniti si intensificano fino a formare un network di zone di shear duttili facilmente seguibili. Arrivati a circa 400 m dal core della faglia si può notare la presenza di livelli neri, con piccoli clasti all'interno, spessi dai 5 ai 10 cm, con spaziatura di circa 2 m. Si possono trovare in affioramento lungo la trincea del DGPV (fig. 4.4 c) e si possono classificare come ultracataclasiti.

Sono rocce compatte di colore nero, nelle quali si può vedere chiaramente la frammentazione dei clasti più resistenti, ad esempio quarzo e feldspato, sotto forma di piccoli livelli di colore latteo discontinui (Fig. 4.10 a), molto probabilmente indotti dal cataclastic flow. Il contatto tra le rocce incassanti e le ultracataclasiti è netto (Fig. 4.10 b) e si possono riscontrare, quando la superficie di faglia è esposta, slickensides e slickenfibres, con cinematica destra, che possono essere utilizzate come indicatori cinematici delle deformazioni fragili. Hanno giaciture simili a quelle riscontrate nelle filloniti, cioè tra 310/70 e 330/55 (Fig. 4.11 a, c). Queste fibre si presentano bianche con riflessi verdi e sono costituite da quarzo con patine di clorite.

Percorrendo la trincea in tutta la sua lunghezza si nota un cambiamento di colore nel detrito, passando da un marrone chiaro a un bianco latteo. Si tratta infatti della Lamella Tonalitica. Tale unità si presenta in affioramento molto massiva, di colore bianco e fratturata. Guardandola in dettaglio si può notare la foliazione magmatica data dagli anfiboli,. Si possono anche trovare delle vene di clorite discordanti alla foliazione, probabilmente frutto della cristallizzazione da fluidi secondari (Fig. 4.12).

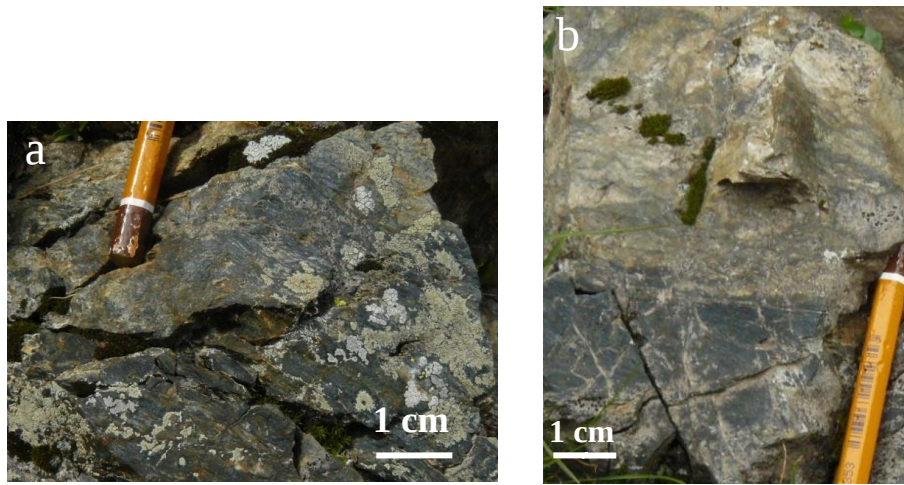


Fig. 4.10: a) e b) esempi di ultracataclasiti in paragneiss.

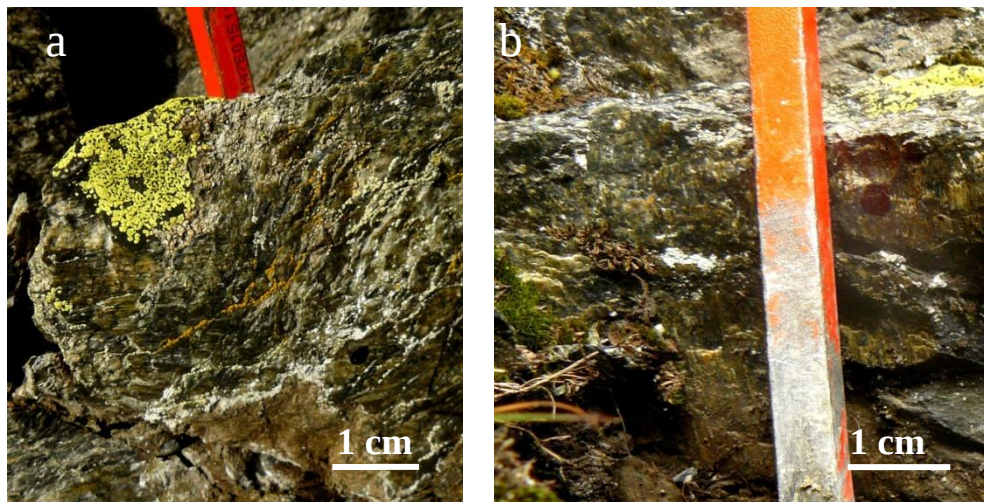


Fig. 4.11 a – b: Esempi di slickenfibres su ultracataclaiti con cinematica destra

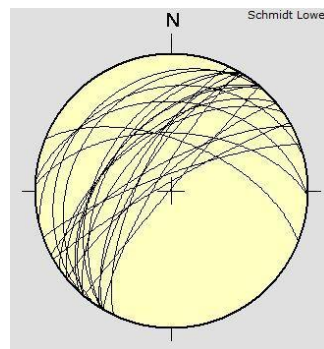


Fig. 4.11 c: Stereoplot dell'orientazione dei livelli di cataclasiti ed ultracataclasiti

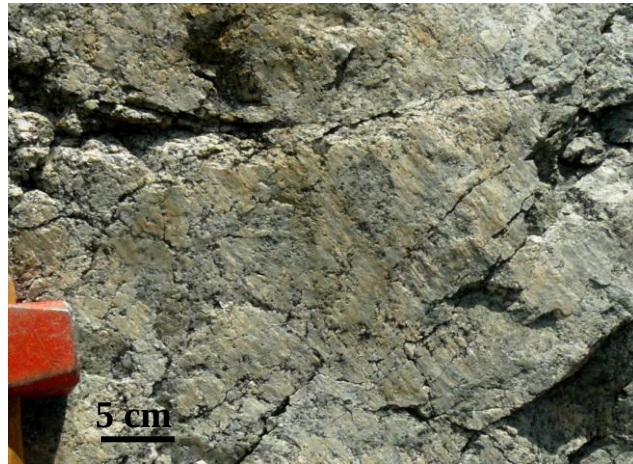


Fig. 4.12: Esempio di lamella tonalitica con piccolo piano di faglia



Fig. 4. 13: Limite tettonico tra paragneiss dell'unità di Punta Cervina e Lamella tonalitica

Il limite della Lamella tonalitica con i paragneiss è contraddistinto da cataclasiti con spessori di circa 30 cm (fig. 4.13 a-b), ma si possono trovare anche delle scaglie di paragneiss altamente deformate all'interno della tonalite stessa. Tali scaglie sono limitate da faglie fragili con evidenti slickenfibres. Data l'abbondanza di ultracataclasiti e zone deformate, si può definire questo limite come una prima zona di core del sistema Merano – Mules Tale zona di core è stata denominata faglia Merano-Mules Ovest.

Procedendo in direzione del Montaccio di Pennés è possibile imbattersi in affioramenti di Lamella tonalitica con diffuse lenti di paragneiss. Essendo la tonalite fortemente deformata e alterata in questa zona, la distinzione tra le due litologie è molto difficile, si riesce a farlo solo se si rompe e si esamina il campione al suo interno (Fig. 4.14). La Lamella si presenta con una pronunciata foliazione magmatica, con giaciture medie intorno ai 010/40 e con un'abbondanza di vene verdi-azzurre a clorite con giciture comprese tra 310/50 e 333/80, mentre il paragneiss ha prevalente struttura milonitica con presenza di porfiroclasti di dimensioni millimetriche bianchi in una pasta di fondo nera. Anche queste lenti di paragneiss sono bordate da faglie fragili strike-slip destra quasi verticali con abbondanti slickenfibres di clorite con spessore di 1 mm.

Procedendo lungo il sentiero si attraversa la zona di innesco del debris flow estesa per 20 m (Fig. 4.5). Attraversato la zona sovrastante alla deformazione gravitativa ci si imbatte in un'altra litologia, simile alla Lamella tonalitica ma molto meno fratturata. Si tratta infatti del Granito di Bressanone. Il limite tra la Lamella tonalitica e il Granito di Bressanone è testimoniato dalla differenza cromatica del detrito che compone il deposito di debris flow. La deformazione gravitativa è di fatto alimentata dalle kakiriti e gouge derivante dall'azione di un secondo core del sistema Merano Mules e denominabile come Merano – Mules Est.

Il Granito di Bressanone, in affioramento, ha un aspetto massivo, con colore biancastro che passa al rosaceo se il K –feldspato è abbondante. Sono presenti

diverse faglie minori associate all'attività della linea Merano-Mules Est e caratterizzate da cataclasiti talora con salbande striate (Fig. 4.15).

Le cataclasiti associate a indicatori cinematici quali strie (fig. 4.15b) affiorano proseguendo sul sentiero, hanno un aspetto del tutto simile alle cataclasiti presenti all'interno della lamella, presentano spessori di 1 cm e spaziatura di 5 m circa. Mostrando giacitura che va da 259/05 a 005/40 possono essere interpretate come coniugate di tipo R della faglia principale esaminando la loro giacitura. Le cataclasiti prive di strie (fig 4.15a) affiorano in parete e presentano giaciture 310/66, 343/50 e 122/80, forse collegate all'attività della faglia Merano – Mules.

Seguendo il sentiero, che prosegue nel granito, possiamo riscontrare la presenza di filoni mineralizzati a solfuri e filoni leucocratici e pegmatitici.

Se introduciamo il concetto di DI, o Damage Index [Bistacchi et al. 2010] e lo applichiamo alla parte del sentiero percorso è possibile cartografare la zona di faglia in base a classi di danneggiamento (Fig. 4.15). In particolare, le zone di faglia possono essere suddivise in cinque classi di DI, (tabella 4.1).

DI	Massive rocks	Phyllosilicate-rich foliated rocks	Occurrence in fault zones	Comparison with engineering geology and other classifications
1	Intact to interlocked undisturbed rock mass with a maximum of 3 persistent fracture sets.		Generally represents undisturbed rock occurring out of fault zones.	Analogous with "massive" and "blocky" classes in GSI ⁽¹⁾ . Inclusive of first three classes ("intact", "low jointed", and "blocky") in TS ⁽²⁾ .
2	Interlocked, partially undisturbed rock mass with 4 to 5 persistent fracture sets. At this level of fracturing, it is quite often possible to infer the kinematics of single fracture sets and to reconstruct their genetic relationship with the fault zone (R, R', T, P fractures ⁽¹⁾).		Generally characteristic of very distal damage zones.	Analogous with "very blocky" class in GSI ⁽²⁾ and in TS ⁽³⁾ .
3	Disturbed rock mass with more than 5 persistent fracture sets. Fracture sets are distinct and well recognizable, only minor block rotations occur. Fractures can often be classified according to their kinematics and angle with respect to the fault zone (R, R', T, P fractures ⁽¹⁾).	Pervasive brittle reactivation of metamorphic foliations, with ca. 1-meter spacing of cataclastic seams.	Generally characteristic of distal damage zones.	May be compared with "blocky-disturbed" class in GSI ⁽²⁾ and in TS ⁽³⁾ , although in these classifications nothing is mentioned about block rotation.
4	Rock mass with pervasive fracturing (fracture systems are no longer recognizable), and rotated blocks, grading to coarse fault breccias. Dominant deformation process is still fracturing, but block rotation is substantial and leads to a chaotic rock mass structure.	Pervasive brittle reactivation of metamorphic foliations, with dm- to cm-scale spacing of cataclastic seams.	Generally characteristic of proximal damage zones.	Related to "disintegrated" class in GSI ⁽²⁾ and in TS ⁽³⁾ . Vaguely resembles the definition of "kakirite" by Heitzmann (1985) and Bürgi et al. (1999). Includes "fault breccias" as defined by Dor et al. (2006) and "cataclastic breccias formed by crushing processes" as defined by Sibson (1986).
5	Fine-grained fault breccias, cataclasites, fault gouges and ultracataclasites, either non-foliated or foliated. These rocks derive from attrition process as defined by Sibson (1986) or from abrasive wear processes (e.g. Scholz, 2002), and are always characterized by comminution. Shearing can be dominant in foliated types.		Generally characteristic of fault cores and proximal damage zones, but thin localized volumes with DI 5 can be found also at some distance from master faults.	Analogous with "disintegrated" class in GSI ⁽²⁾ and in TS ⁽³⁾ , "laminated sheared" class in Hoek et al. (1998), and "kakirite" by Heitzmann (1985).

⁽¹⁾ see Petit, 1987, for a classification of secondary fractures. ⁽²⁾ GSI: Geological Strength Index, by Hoek (1994) and Hoek and Brown (1997). ⁽³⁾ TS: rock mass classification in Tzamos and Sofianos (2007).

Tabella 4.1: Classificazione del DI [Bistacchi et. al., 2010]

DI 1 si riferisce all'ammasso roccioso indeformato, i valori compresi tra 2 e 5 rappresentano l'incremento del danno. Il valore DI 2 e 3 si può trovare nella parte distale della zona di faglia mentre DI 4 e 5 si possono riscontrare nella parte più prossimale e nel core della faglia rispettivamente [Bistacchi et. al., 2010].

Il transetto in fig 4.16 è stato selezionato per mostrare come sono fratturate le rocce affioranti avvicinandosi alla faglia. Possiamo vedere che fino a 400 metri dalla linea Merano-Mules Ovest notiamo che gli affioramenti dell'unità di Punta Cervina presentano come discontinuità principale la foliazione regionale di cui sono contraddistinti (giacitura media 330/60). Proseguendo verso la faglia i paragneiss cominciano ad essere interessati da circa quattro sistemi di fratturazione, che possono essere interpretati come possibili, di Riedel, (R ed R') della faglia maggiore date le giaciture medie di 005/40 e 120/60.

L'ammasso sarebbe quindi qui classificabile con un DI pari a 2. Avvicinandosi ancor più al primo nucleo della faglia, a circa 200 metri, le rocce mostrano una fratturazione media (circa otto sistemi), con presenza di sottili livelli di cataclasiti spesse fino a una decina di centimetri, con una spaziatura di circa 2 m, ed una giacitura media di circa 302/70 non troppo dissimile all'andamento del contatto tettonico Pragneiss-Lamella. In questo settore il DI è quindi corrispondente ad un valore di 3. Nei pressi del limite Lamella tonalitica – paragneiss, i seams di cataclasiti, mantenendo lo stesso spessore, diventano molto più fitti, hanno una spaziatura che si riduce fino a 1 m e denotano la presenza di slickenfibres spesse, a volte, 3 mm e rivestite da clorite, presentano una giacitura media di 310/50, corrispondente ad un valore di DI pari a 4. Il core della faglia Merano-Mules Ovest è contraddistinto da frequenti orizzonti di cataclasiti con spaziature inferiori a 50 cm l'uno dall'altro e con spessori che arrivano fino a ~ 30 cm. Tali orizzonti hanno un valore di giacitura media pari a 330/55. Questa zona di danneggiamento assume un valore DI 5 ed è spesso una decina di metri.



Fig. 4.14 : Scaglia di paragneiss in Lamella tonalitica

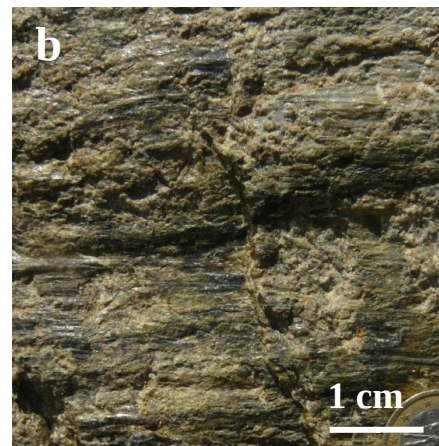


Fig. 4.15: a) Fratture fragili coniugate derivanti dall'attività della faglia Merano-Mules Est b)
Livelli di cataclasite nel granito con presenza di slickenfibres

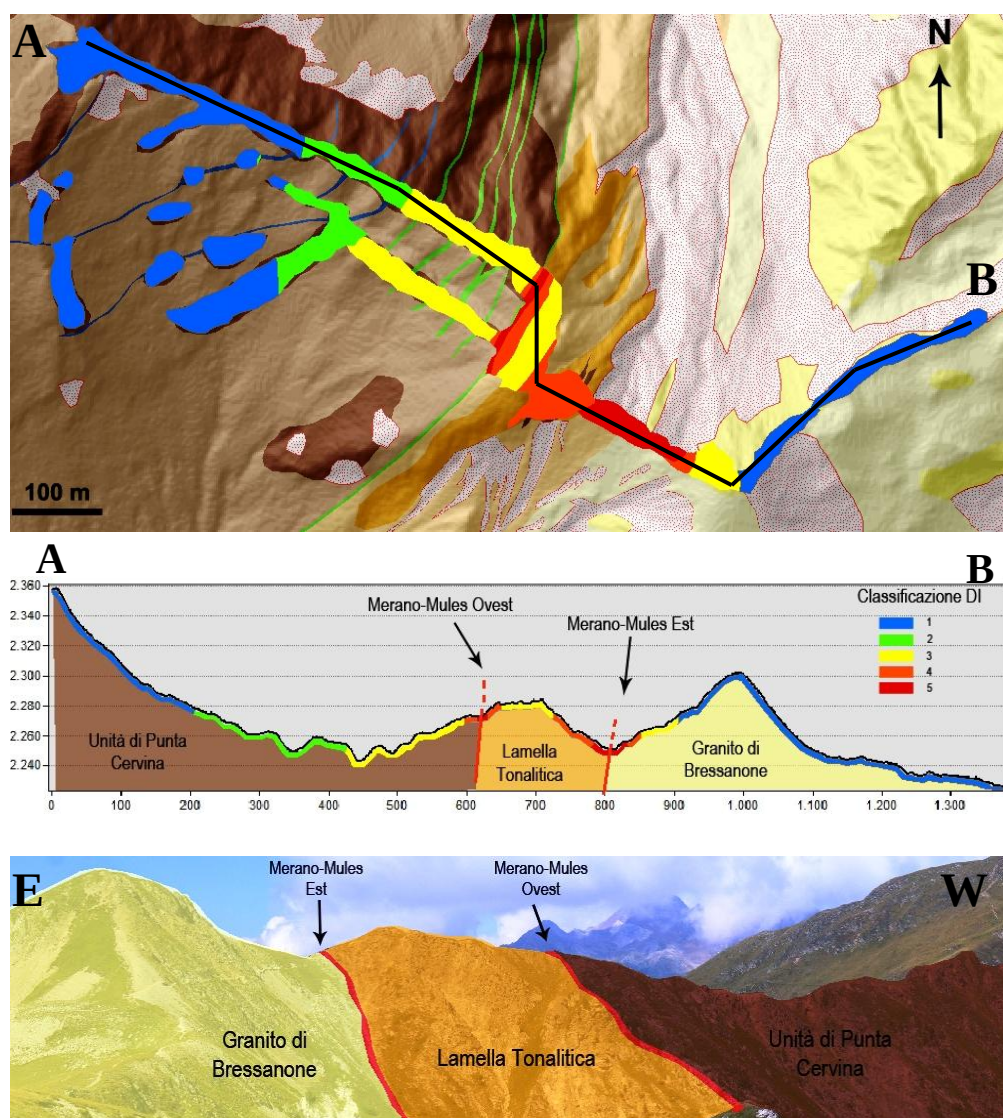


Fig. 3.16: Transetto dell'ultimo pezzo di sentiero che mostra i vari DI riscontrati lungo l'ultima parte del sentiero sovrapposti alla carta geologica. Segue panoramica della zona di faglia scattata dai piedi del Montaccio di Pennes.

L'ammasso sarebbe quindi qui classificabile con un DI pari a 2. Avvicinandosi ancor più al primo nucleo della faglia, a circa 200 metri, le rocce mostrano una fratturazione media (circa otto sistemi), con presenza di sottili livelli di cataclasiti spesse fino a una decina di centimetri, con una spaziatura di circa 2 m, ed una giacitura media di circa 302/70 non troppo dissimile all'andamento del contatto tettonico Pragneiss-Lamella. In questo settore il DI è quindi corrispondente ad un valore di 3. Nei pressi del limite Lamella tonalitica – paragneiss, i seams di cataclasiti, mantenendo lo stesso spessore, diventano molto più fitti, hanno una spaziatura che si riduce fino a 1 m e denotano la presenza di slickenfibres spesse, a volte, 3 mm e rivestite da clorite, presentano una giacitura media di 310/50, corrispondente ad un valore di DI pari a 4. Il core della faglia Merano-Mules Ovest è contraddistinto da frequenti orizzonti di cataclasiti con spaziature inferiori a 50 cm l'uno dall'altro e con spessori che arrivano fino a ~ 30 cm. Tali orizzonti hanno un valore di giacitura media pari a 330/55. Questa zona di danneggiamento assume un valore DI 5 ed è spessa una decina di metri.

Passato il primo core della faglia, all'interno della Lamella tonalitica, si nota che le cataclasiti, spesse circa una decina di centimetri, sono meno abbondanti, con una spaziatura che aumenta fino ad arrivare ad 60 cm. Esse sono contraddistinte da slickenslides e slickenfibres con un rivestimento di quarzo $\pm$ clorite e che indicano una cinematica destra. La giacitura media di questi livelli cataclasitici è di 320/80, pertanto simile al contatto principale. Tale zona ha una potenza di una trentina di metri e assume un DI pari a 4. Proseguendo sulla cresta, a circa 150 metri dal core della faglia Merano-Mules Est, per 60 m possiamo osservare che i seams di cataclasiti diventano meno fitti, con frequenza di 2 m, e mantengono lo stesso spessore. Solo alcuni livelli cataclastici sono qui contraddistinte da slickenfibres con senso di shear destro, giacitura 332/88. A tale zona è attribuibile un DI con valore 3. Proseguendo, a una distanza di 70 m dalla faglia di Merano-Mules Est e per 60 m, è possibile notare una fratturazione quasi pervasiva (DI 4) e la presenza di livelli di cataclasite spessi circa una decina di centimetri e con

spaziatura di 50 cm. Si nota la presenza di slickenfibres destri di clorite ed una giacitura media di 340/60. I restanti 10 m sono contraddistinti da un orizzonte di gouge di faglia incoerente spesso una ventina di metri e classificato con un valore DI pari a 5. Questa zona è identificabile come il core della faglia di Merano – Mules Est.

Passando oltre al nucleo della faglia, si trovano affioramenti di Granito di Bressanone. Tale zona è spessa 5 m ed le si può attribuire un DI pari a 4. Per i successivi 50 metri, il Granito di Bressanone presenta dei giunti di fratturazione con presenza di piccoli livelli di cataclasiti spessi pochi centimetri con giacitura media di 004/40 e slickenfibres nere. Il valore di DI è qui valutabile come 3. Proseguendo verso il Montaccio di Pennès, per un centinaio di metri, possiamo notare che la fratturazione nel granito diminuisce sensibilmente, riducendosi ad un paio di sistemi (DI 1). Si notano fratture parallele alla faglia principale o riconducibili a sue coniugate tipo R e R'. Le loro giaciture medie sono, infatti, 343/50, 310/66 e 122/80. Il restante Granito di Bressanone è contraddistinto da una serie di joint.

Lasciamo il sentiero che conduce al Montaccio per intraprendere un altro itinerario che attraversa la zona di faglia dalla Lamella fino ai paragneiss di Punta Cervina per cercar di riscontrare le stesse strutture viste in cresta (Fig. 4.17).

Dal paesino di Pennès, in alta val Sarentino, si procede verso nord in direzione del Montaccio, arrivati al torrente che scende dal Corno Bianco di Pennès si prosegue lungo il greto del fiume, fino a una forra di difficile accesso. In questa forra affiora il limite Lamella tonalitica/paragneiss (Fig. 4.18).

Le pareti iniziali della forra sono in Lamella tonalitica dal classico aspetto descritto in precedenza. Ogni tanto sono presenti dei piani di faglia striati e dei seam di cataclasiti spessi qualche centimetro con giacitura 310/50. Il limite tra Lamella tonalitica/paragneiss è segnato da livelli anastomizzati di cataclasiti spesse circa 30 cm, con una giacitura media intorno ai 333/80.

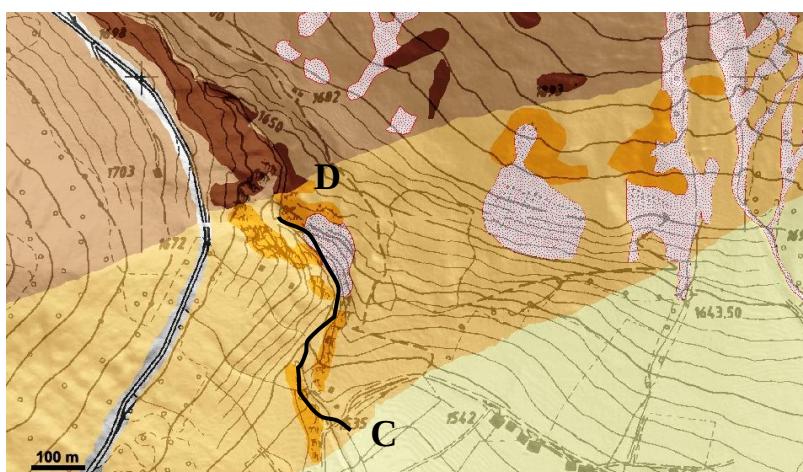


Fig. 4.17: (C – D) Percorso effettuato sul greto del fiume



Fig. 4.18: panoramica della forra.

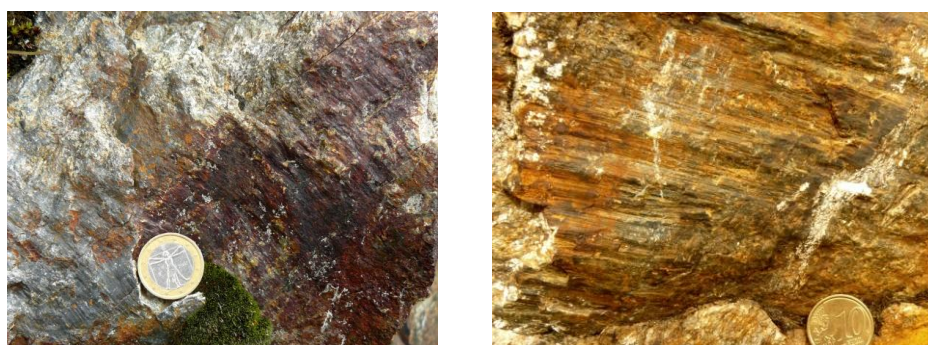


Fig. 4.19: Vari indicatori cinematici trovati

Non si è potuto avanzare nella forra poiché la zona era impervia quindi non si sono osservate le strutture presenti nei paragneiss. Con le giaciture prese in questa zona e quelle ricavate nel transetto precedente possiamo tracciare il limite tra queste tre unità con più sicurezza.

4.3: Cinematica della zona e calcolo del paleostress

Per ricostruire la storia deformativa della zona si è ricorso all'analisi degli indicatori cinematici alla scala mesoscopica presenti sul terreno. Per fare ciò si sono prevalentemente presi in considerazione i piani di faglia che presentavano slickenfibres o strie per avere un primo riscontro sulla direzione generale di movimento. Per ogni piano analizzato è stata rilevato il dip e il dip angle e la direzione dello strike delle fibre o delle strie. Dove era possibile si è provveduto anche a determinare il verso di scorrimento (Fig. 4.19).

Le slickenfibres si presentano come accrezioni di un minerale lamellare, di colore verdastro e unto al tatto classificabile come clorite. Su questi minerali sono visibili gradini, composti da piccoli livelli di quarzo e clorite, e strie causate dall'abrasione di minerali più duri, come ad esempio quarzo e feldspato. Le strie sono presenti anche su superfici che non hanno subito parziale dissoluzione e riprecipitazione di clorite.

Sono state effettuate quattro stazioni di misurazione la maggior parte delle quali sono situate a bordo della statale 508, dove scansi stradali nella roccia hanno fatto affiorare i set di faglie misurati. Sono stati raccolti 209 dati di faglie e di rispettive lineazioni (tabella allegata). Questo valore si è reputato essere statisticamente accettabile. I dati sono stati successivamente elaborati tramite l'uso di Win Tensor 3.0.0, un programma interattivo per la ricostruzione del paleostress [Delvaux, 1997]. Una volta inseriti i dati si sono prodotte le relative proiezioni stereografiche per visualizzare l'andamento delle faglie (Fig. 4.20). Le quattro stazioni sono state numerate automaticamente dal programma che utilizza valori che vanno da 1.0 a 1.9.

Una volta prodotti gli stereo-plot si possono elaborare i dati ulteriormente con i metodi degli assi P – T - B e del *R. diedron* (sezione 3.6). Con il primo metodo si ottiene l'orientazione approssimata dei vettori principali di stress (Fig. 4.21); con il metodo del diedro retto si visualizzano i dati tramite la rappresentazione grafica di una beach ball che fornisce oltre che i principali assi di paleostress anche l'informazione cinematica del set di faglie (Fig. 4.22).

Ora per ogni sezione verrà ora analizzata la stabilità degli σ_1 , σ_2 e σ_3 , indicata come la rotazione consentita attorno a ciascun asse e, tramite l'interpretazione del valore di R' , si ricava l'appartenenza al relativo campo di stress (Fig. 4.23 – 4.26). Questi dati si ottengono dall'interpretazione delle *Regression Curves* che il metodo *Rotational Optimazion* fornisce.

Il programma fornisce anche un'interpretazione grafica plottando i dati nel diagramma di Mohr (Sez. 3.6). Questa rappresentazione permette di individuare quali faglie sono al di sopra delle condizioni critiche di frictional sliding, cioè quali piani si sono attivati secondo il campo di stress e quali siano invece mal orientati (Fig. 27).

Indipendentemente dal metodo utilizzato (PTB o diedro retto o *Rotational Optimazion*) i risultati mostrano una forte costanza nell'orientazione dei principali assi di stress con σ_1 e σ_3 orientati rispettivamente 125/28 e 022/21. Tale configurazione comporta una prevalente cinematica trascorrente lungo le faglie misurate, ciò è tra l'altro confermato dai valori di R' che in genere si attestano attorno a 1.5 e si presentano anche molto stabili (Funzione di varibilità superiore al 97%). La curva di regressione associata indica tuttavia, nell'ambito di un regime generalmente trascorrente, anche la possibilità di cinematiche di tipo transpressivo e transtensivo.

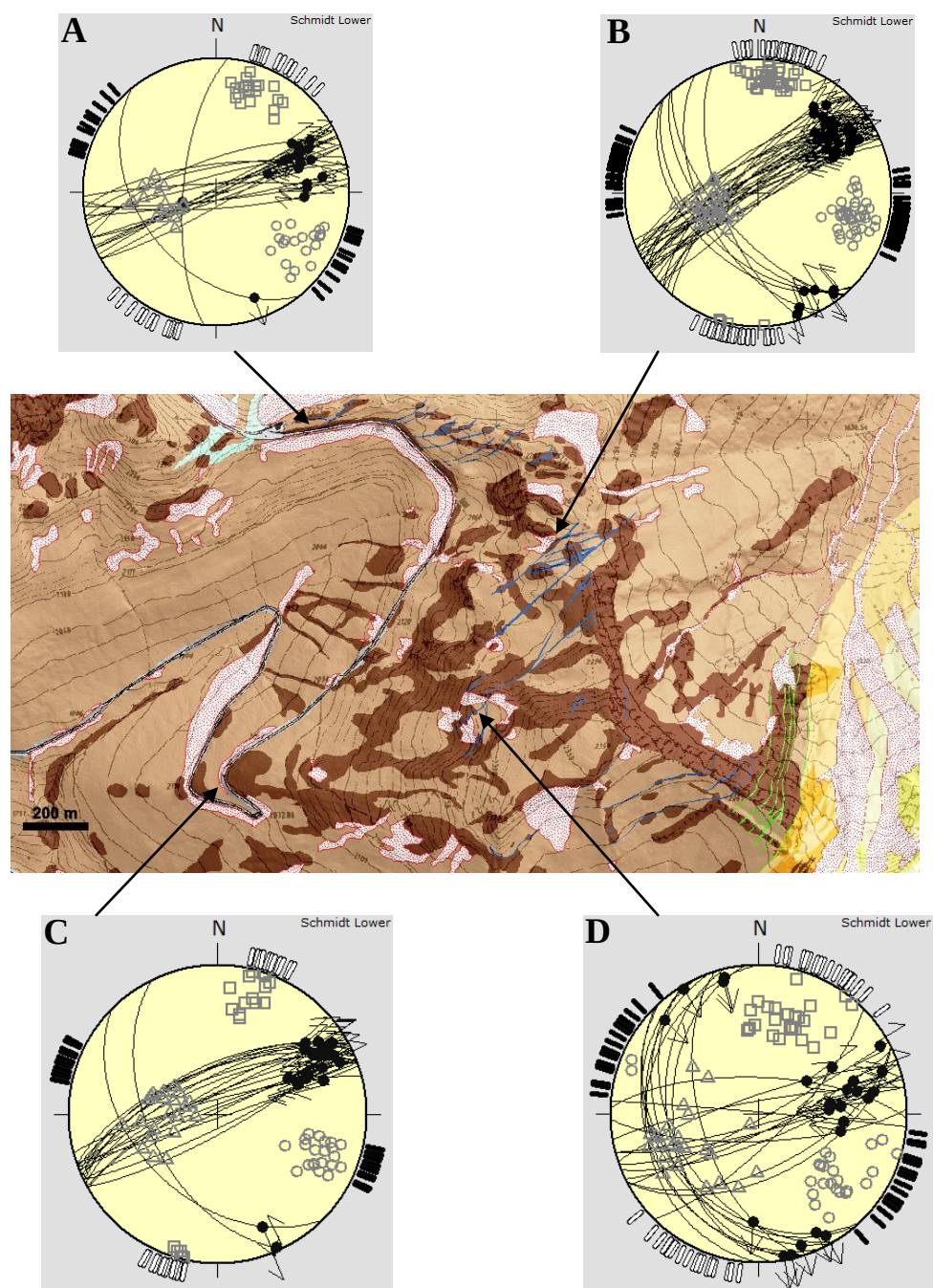


Fig. 4.20: Proiezioni stereografiche dei dati di faglia sovrapposta alla carta geologica:
a) Stazione 1.0; b) Stazione 1.1; c) Stazione 1.2; d) Stazione 1.7

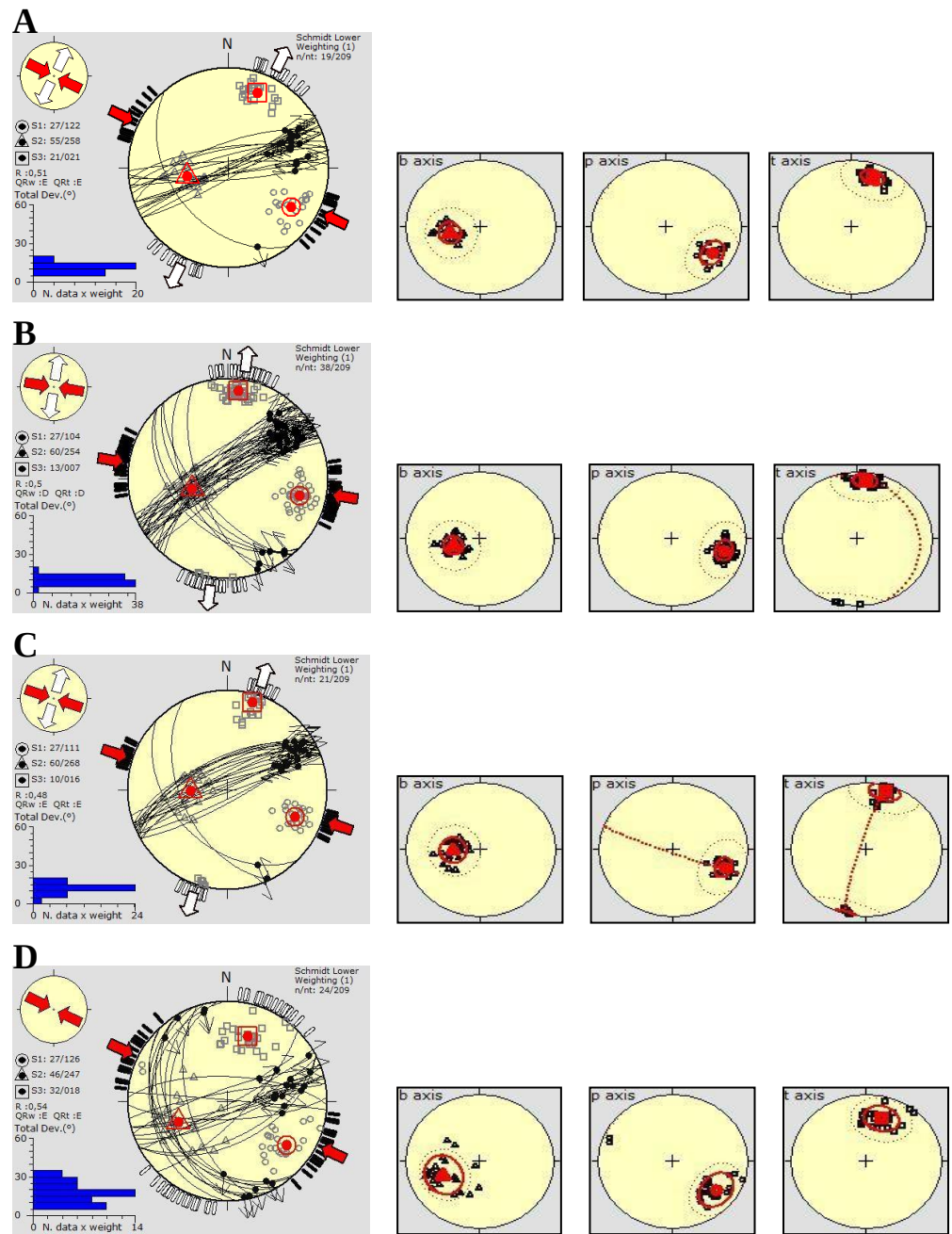


Fig. 4.21: Metodo di inversione P – T – B degli assi della stazione a) 1.0; b) 1.1; c) 1.2; d) 1.7;

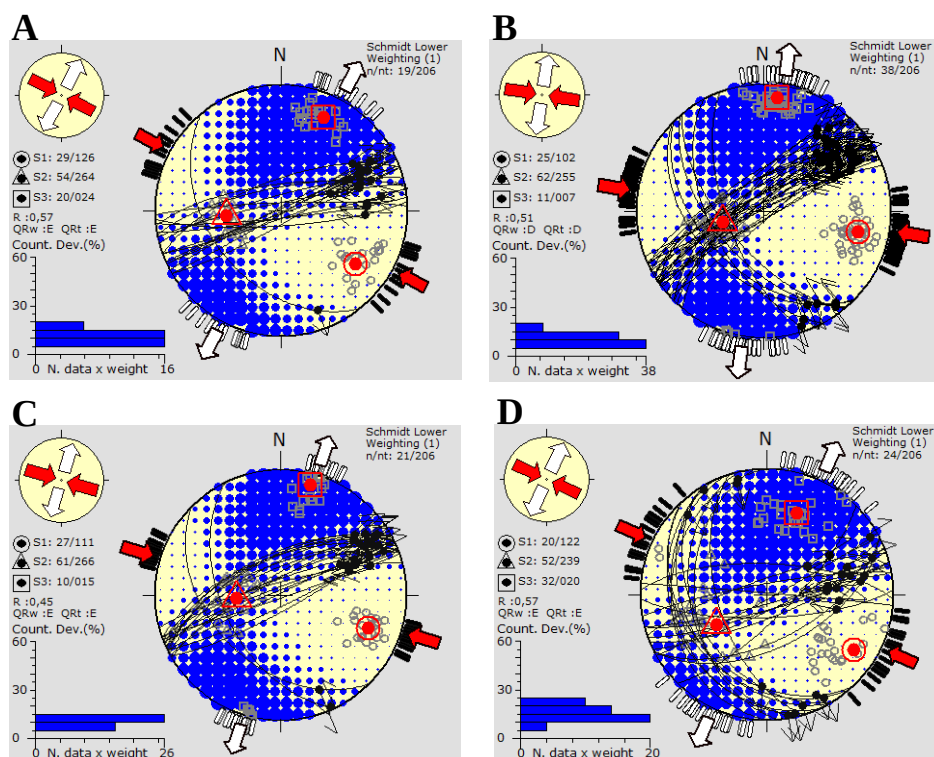


Fig. 4.22: Metodo del diedro retto: a) Stazione 1.0; b) Stazione 1.1; c) Stazione 1.2; d) Stazione 1.7

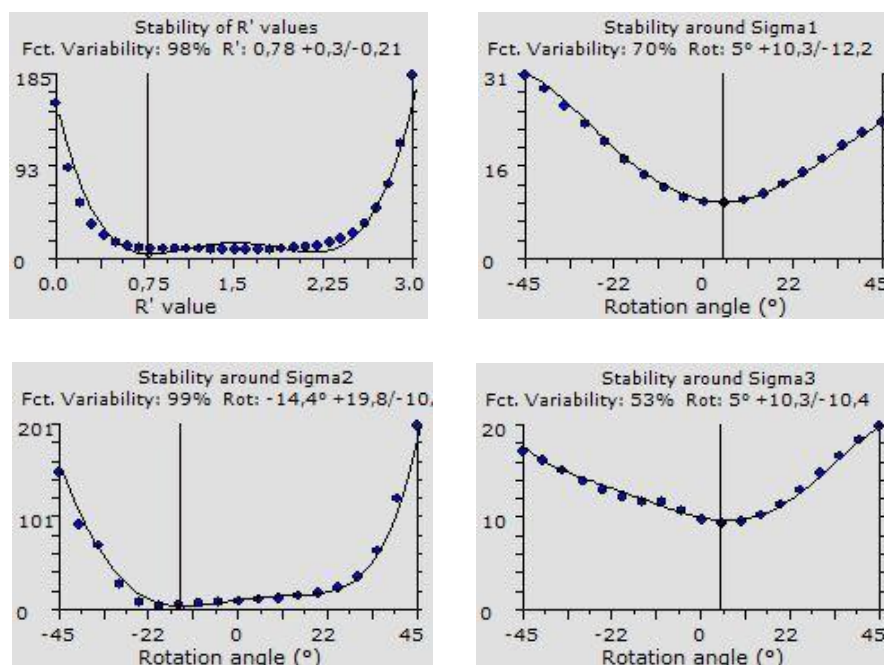


Fig. 4.23: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e del valore R' della stazione 1.0

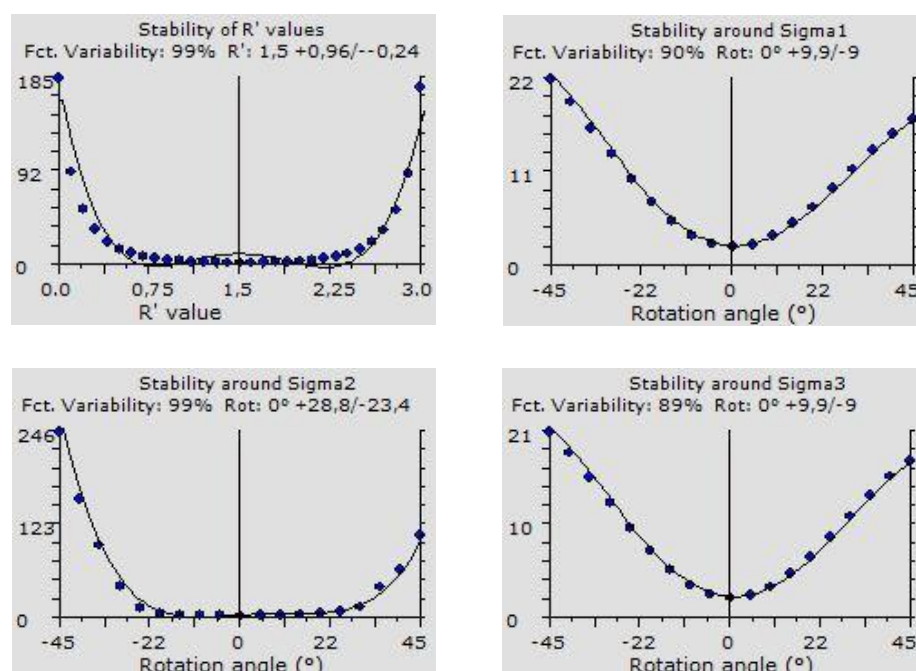


Fig. 4.24: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e del valore R' della stazione 1.1

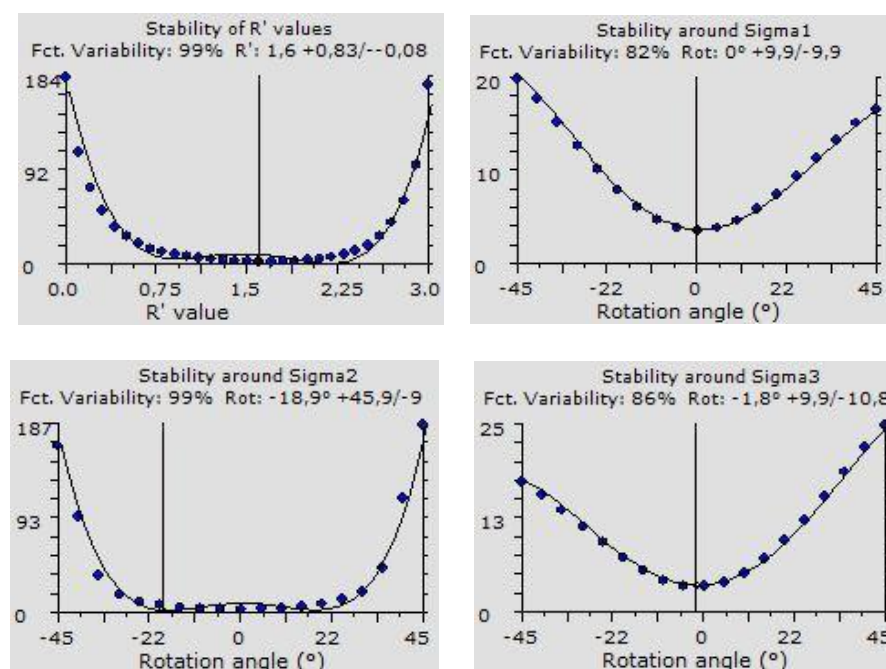


Fig. 4.25: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e del valore R' della stazione 1.2

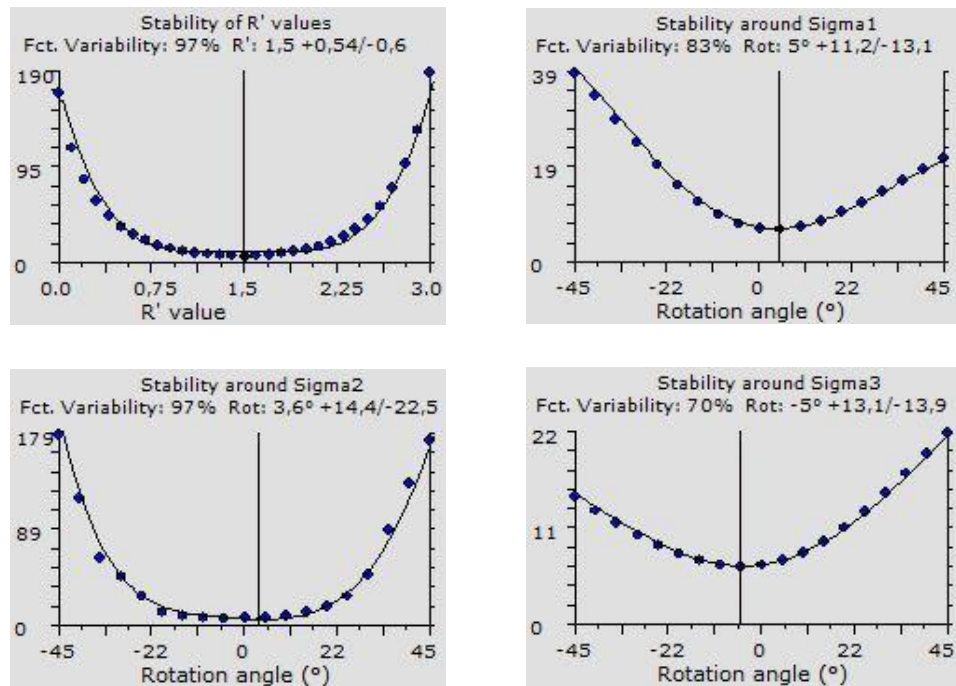


Fig. 4.26: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e del valore R' della stazione 1.7

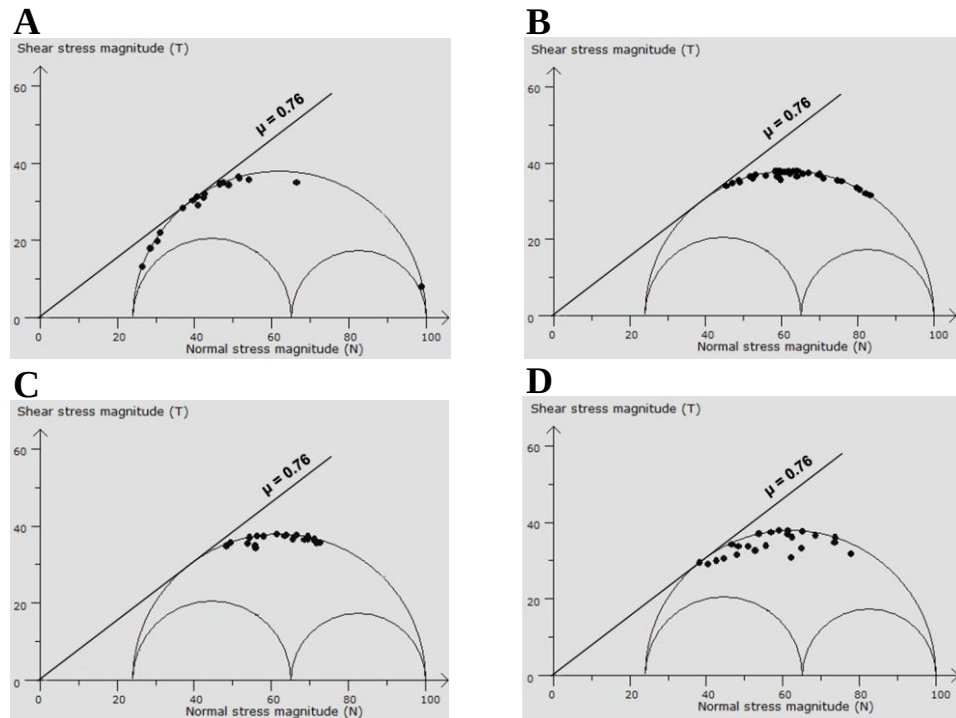


Fig. 4.27: Diagrammi di Mohr per le sezioni a) 1.0; b) 1.1; c) 1.2; d) 1.7

La stabilità degli assi di stress è buona come testimoniato anche dall'elevato parametro di variabilità (mai inferiore a 50%) e dalle contenute rotazioni consentite attorno agli assi σ_1 e σ_3 che ancora una volta indicano una dominante attività di tipo trascorrente. La rotazione consentita attorno a σ_2 raggiunge tuttavia valori di 15-20°, ciò suggerisce che la direzione di compressione massima WNW-ESE indicata dalle inversioni può avere una contenuta variazione.

La visualizzazione dei piani di faglia sul cerchio di Mohr è un metodo grafico per vedere se tali faglie hanno comportamento Andersoniano e quindi riflettano un coefficiente di frizione sul piano di tipo “Byerlee” ($\mu = 0.6 - 0.8$) o sono riattivazioni di anisotropie pre-esistenti associate a indice di frizione più basso. Dai grafici elaborati con i dati delle quattro stazioni di misura emerge che la maggior parte delle faglie sono associate a coefficiente di frizione più basso del “livello Byerlee”, cioè hanno valori di μ intorno allo 0.4 con minimi che raggiungono valori di 0.2-0.3. A questa generale tendenza fanno eccezione molte delle misure in fig. 4.26a che sembra rappresentare una stazione con faglie essenzialmente di tipo andersoniano, (coefficienti di frizione medi di 0.76).

4.4. Discussioni

Dall'analisi meso-strutturale è emerso che il sistema Merano-Mules si può dividere nell'area in studio in due faglie definibili come linea di Merano-Mules Est ed Ovest. Interpretando i dati ottenuti grazie all'utilizzo del Damage Index possiamo affermare che la deformazione nei paragneiss è molto più estesa che sul Granito come si evince dal profilo di Fig. 3.16. In accordo con quanto proposto da Bistacchi et al. (2010) per la fascia di deformazione compresa tra la linea della Pusteria e quella di Sprechestein val di Mules, si può supporre che la discontinuità presenti nei paragneiss (foliazioni e pervasivi livelli di filloniti) abbiano favorito la partizione della deformazione associata all'attività della faglia di Merano Mules che è stata quindi accomodata da un'ampia zona di deformazione all'interno dei paragneiss stessi. Questa affermazione è confermata dalla frequente presenza di

livelli cataclastici ed ultracataclastici all'interno dell'unità di Punta Cervina che seguono spesso la foliazione e si presentano paralleli agli orizzonti di filloniti (giaciture attorno ai 325/55) (Fig 3.9 c) ed alla faglia principale Merano-Mules Ovest.

Anche nella Lamella tonalitica sono presenti dei seams di cataclasiti e delle vene a clorite con giaciture molto simili al contatto principale (i.e. 310/50) (Fig. 3.11 c) e pressappoco parallele alla foliazione magmatica (010/40). Come nel caso dei paragneiss di Punta Cervino anche in questa unità i livelli cataclastici sembrano seguire le discontinuità preesistenti date da livelli fillosilicatici.

Se si confronta la zona di danno presente nell'unità di Punta Cervina e nella Lamella Tonalitica con la deformazione nel Granito di Bressanone possiamo inoltre notare che nelle formazioni ricche in livelli a fillosilicati tale zona è molto più estesa che nel batolite permiano (600m vs 100 m).

Il confronto tra la zona di danno della linea Merano-Mules (MMF) studiata con quelle della faglia di Sprechenstein-Mules (SMF) [Bistacchi et. al. 2010] evidenzia sensibili somiglianze. Come per MMF anche SMF attiva le foliazioni di paragneiss e filloniti in maniera fragile formando una zona molto estesa di pervasivi livelli di cataclasiti. Nella Lamella tonalitica di Mules la foliazione magmatica è sovrascritta in regime fragile. Lo stesso si può dire della Lamella presente lungo la MMF presso Passo Pennes. Infatti la foliazione magmatica è pressappoco parallela alle vene di clorite e queste, in regime fragile, vengono riattivate formando anch'esse dei livelli di cataclasite. Infine nel Granito di Bressanone la zona di danno è in entrambi i casi (Mules e Passo Pennes) estremamente contenuta. Si può dire quindi che la deformazione che subiscono le due faglie in questione è ripartita essenzialmente lungo i livelli a fillosilicati nei paragneiss dell'Austroalpino e nella Lamella, facendo sì che la quantificazione del danno in queste due litologie sia molto elevata a confronto con quella del Granito di Bressanone, privo di questi livelli a fillosilicati.

Dall'analisi degli indicatori cinematici alla mesoscala è emerso un campo di paleostress locale che mostra una compressione in senso WNW-ESE ed una prevalente cinematica di tipo trascorrente sulle direttrici misurate. Tale σ_1 si discosta sensibilmente dalla generale convergenza NNW-SSE calcolato su stazioni lontane da faglie maggiori (Agliardi et al. 2009; Bistacchi et al. 2010). Ciò indicherebbe una rotazione del campo di stress in prossimità della faglia Merano Mules presumibilmente provocata dall'abassamento del coefficiente di attrito ad opera di riattivazione fragile lungo livelli di fillosilicati. Tale diminuzione del coefficiente di attrito è tra l'altro dimostrata dai diagrammi di Mohr ottenuti tramite stress inversion. Un simile comportamento del campo di stress in prossimità di faglie deboli è stato già segnalato da diversi autori [e.g. Boness and Zoback_2006; Folkner et al., 2006; Morley, 2010]. A riprova di questa rotazione in prossimità delle deboli anisotropie associate ad MMF è anche l'entità di rotazione consentita attorno all'asse σ_2 che risulta peraltro molto stabile e in posizione verticale.

Capitolo 5: Analisi microstrutturale

Durante il rilievo di campagna sono stati prelevati dei campioni di rocce di faglia orientati al fine di ottenere delle sezioni sottili. Ove possibile, le sezioni sottili sono state tagliate perpendicolarmente alla foliazione e parallelamente alla lineazione di stretching minerale od a strie di movimento.

Le sezioni sono state osservate al microscopio ottico e al microscopio a scansione elettronica (SEM) in modalità elettroni retro-diffusi, al fine di determinare la mineralogia della roccia e di ricostruire, grazie all'interpretazione delle microstrutture presenti, la storia cinematica e deformativa della zona di faglia. L'acquisizione di immagini al SEM è stata integrata da analisi chimiche semi-quantitative (sistema EDS) dei diversi minerali presenti. Microstrutture ottiche caratteristiche sono state fotografate con fotocamere a colori e in bianco e nero, quest'ultime effettuate con l'applicazione di un filtro rosso per aumentare la nitidezza e il contrasto dell'immagine.

5.1: Basamento Austroalpino

Un primo campione è stato prelevato nei paragneiss dell'unità di Punta Cervina e si tratta di una ultramylonite. Al microscopio ottico si nota la presenza di granuli di quarzo, piccoli cristalli di K – feldspato e plagioclasio immersi in una matrice fillosilicatica formata da mica bianca e clorite. Tale composizione permette di classificare la roccia come una fillonite. Si può notare inoltre la presenza di shear band cleavage di tipo S – C – C' (Fig. 1).

Le C – type shear bands sono sub-parallele ai bordi della zona di taglio ultramylonitica. La forma di questi clivaggi e la curvatura delle superfici S indicano un senso di shear destro. Tali superfici C sono formate da mica bianca e clorite e tagliano i granuli di quarzo e K – feldspato. Infatti si è instaurato un processo di dissoluzione – riprecipitazione che dà origine a strutture note come ombre di pressione (Fig. 2).

Le C' – type formano un angolo compreso tra i 15° e i 35° con il bordo della zona di taglio, appaiono ondulate ed anastomizzate e tagliano le strutture C. Hanno un senso di shear destro e sono formate anch'esse da mica bianca e clorite. Da un esame più approfondito al SEM è emerso che è presente muscovite, clorite e cristalli di titanite con, a volte, dei microcristalli di ossidi di ferro.

Nella sezione si possono osservare, oltre alle strutture descritte in precedenza, indicatori cinematici di diverso tipo dati dai porfiroclasti di quarzo, da mica fish e da strutture a domino formate da cristalli di K-feldspato.

I porfiroclasti di quarzo mostrano localmente ombre di pressione riempite da clorite, la cui orientazione indica un senso di shear destro (Fig. 3a). Sono stati inoltre osservati anche dei cristalli di clorite con forma che è riconducibile a un mica fish nella matrice della roccia con chiaro senso di shear destro (Fig. 3 b). Alcuni mica fish mostrano strutture a stepping nel quarzo con chiaro senso di shear destro (Fig. 3c)

Sono state anche osservate delle strutture a domino nei granuli di K – feldspato indicanti un senso di shear sinistro. Questi granuli sono immersi nelle matrice fillosilicatica e all'interno delle fratture sono presenti dei microscopici layers di clorite (Fig. 3 d).

L'analisi delle microstrutture del quarzo è uno strumento molto usato per ricostruire la storia deformativa delle rocce. In particolare, Stipp et al. (2002) hanno osservato come l'operazione di diversi meccanismi di deformazione e di ricristallizzazione a diverse temperature in campioni naturali di quarziti deformate producano microstrutture specifiche, che possono dunque essere considerate degli indicatori delle condizioni termiche a cui è avvenuta la deformazione.

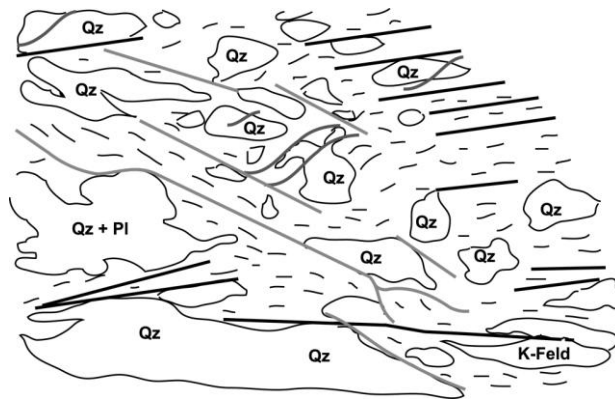


Fig. 1: Foto di fillonite con evidenziate le superfici S (grigio scuro) C (nero) C' (grigio chiaro), e la composizione dei granuli. Sezione tagliata lungo foliazione con giacitura 330/75. Larghezza sezione 4 cm

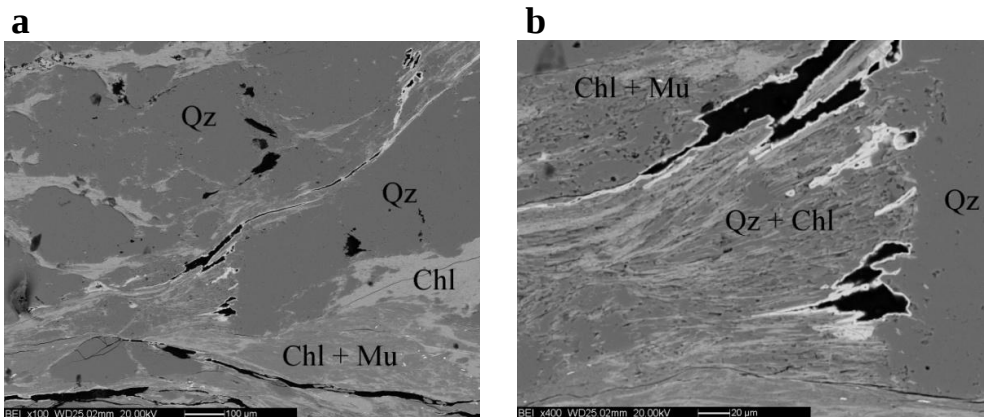


Fig. 2: a) immagine SEM della struttura S – C – C'; b) immagine SEM di un'ombra di pressione attorno ad un porfiroclasto di quarzo.

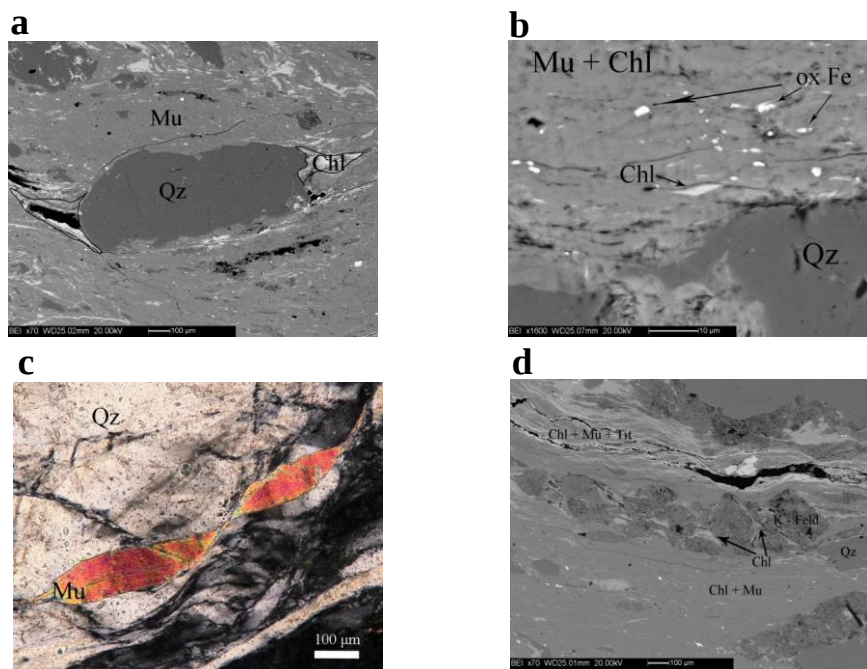


Fig. 3: a) Immagine SEM di un porfiroclasto di quarzo con senso di shear destro; b) Immagine SEM di un piccolo mica fish nella matrice costituita da fillosilicati microscopici e ossidi di ferro (granuli bianchi); c) Immagine al microscopio ottico (nicols incrociati) di stepping destro di mica fish d) Immagine SEM di una struttura a domino di K – Feldspato con senso di shear sinistro

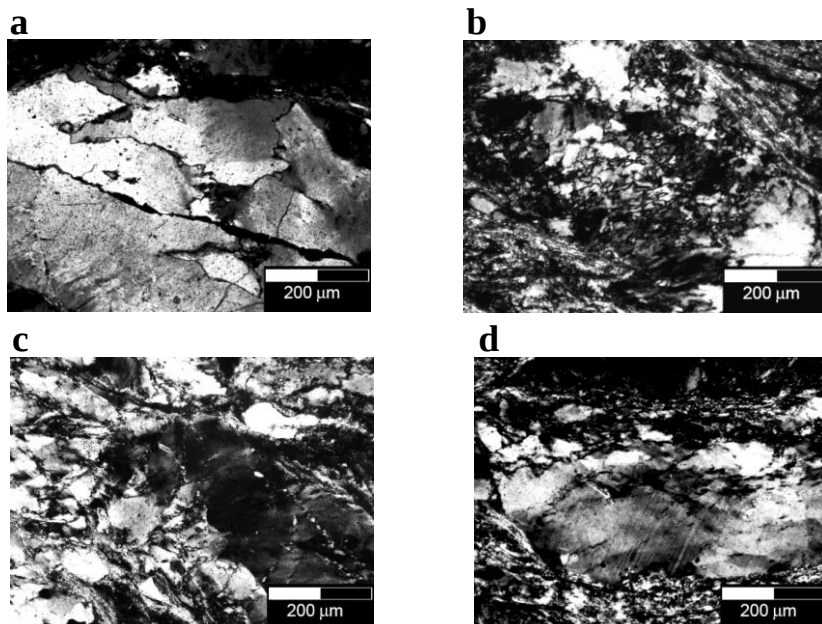


Fig. 4: Immagini al microscopio ottico (nicols incrociati) di: a) esempio di GBM; b) SGB del quarzo in pasta di fondo fillosilicatica, in questo caso si intravede lo smembramento ad opera della mica; c) BLG lungo micro-fratture del quarzo; d) esempio di deformazione lamellae riscontrata nei granuli di quarzo

Le rocce studiate in questa tesi si prestano a questo tipo di analisi, poiché contengono abbondanti quantità di quarzo. I bordi della maggior parte dei granuli di quarzo sono lobati e i granuli stessi hanno dimensioni di un millimetro. Queste caratteristiche sono indice di un processo di ricristallizzazione noto come *grain boundary migration* (GBM). Questo meccanismo avviene ad alte temperature, circa 500 gradi, in pieno dominio duttile del quarzo (Fig. 4 a).

Alcuni grani di quarzo si presentano invece intensamente ricristallizzati e con una struttura nastriforme. I grani ricristallizzati formano mantelli attorno a nuclei allungati e appiattiti di quarzo non ricristallizzato. Tali nuclei mostrano evidenza diffusa di misorientazione interna con sviluppo pervasivo di subgranuli (*subgrains*). Tale microstruttura, nota come *core&mantle microstructure*, è indice del processo di *subgrain rotation recrystallisation* (SGB), che è attivo intorno ai 400 – 350 °C (Fig. 4b). I grani di quarzo non ricristallizzato presentano anche estinzione ondulata e *deformation lamellae*.

Localmente gli aggregati di quarzo mostrano micro-fratture lungo le quali si localizzano filari di nuovi granuli ricristallizzati. Le micro-fratture hanno un'inclinazione di circa 45° rispetto alla foliazione fillonitica. La localizzazione di granuli ricristallizzati lungo tali micro-fratture è attribuibile al processo di *bulging recrystallization* (BLG), che è attivo in un intervallo di temperatura di 350 – 300 °C (Fig. 4c – d). Esso è dunque il processo di ricristallizzazione del quarzo attivo alle più basse temperature (sempre all'interno del regime di plasticità cristallina del quarzo), ma anche in presenza dei più elevati valori di stress differenziale (Hirth & Tullis, 1992; Stipp et al., 2002).

Cristalli di quarzo e plagioclasio presentano localmente micro-fratture orientate a 45° rispetto alla perpendicolare alla foliazione (tale direzione viene solitamente considerata come la direzione di raccorciamento durante lo sviluppo di zone di taglio). Tali micro-fratture sono probabilmente dovute alla bassa temperatura ed a concentrazioni locali dello stress compressivo da parte di oggetti più rigidi e

competenti (i cristalli di quarzo e plagioclasio appunto). Tali micro-fratture sono spesso riempite da clorite ed i riempimenti formano network interconnessi alla scala della sezione sottile. Al SEM si possono notare benissimo come questi cristalli di fillosilicati riempiono micro-fratture all'interno del cristallo ospite (Fig. 5). Analizzando anche la matrice fillosilicatica possiamo notare che alcuni cristalli di mica hanno subito kinking (Fig. 5), slip lungo i piani basali {001} e riduzione di grana, presumibilmente durante la deformazione di bassa temperatura nella zona di faglia studiata.

Un secondo campione è stato prelevato nei dintorni del limite Lamella tonalitica – unità di Punta Cervina e si tratta di una ultracataclasite. Osservandola al microscopio ottico si può vedere che è composta da quarzo, K – feldspato, plagioclasio con piccoli granuli di titanite, piccoli cristalli di apatite, vari ossidi di ferro e vene di fillosilicati, quali clorite e muscovite. Sono presenti anche vene di cataclasite le quali tagliano la roccia incassante e sono composte da una massa di fondo nerastra, nella quale è presente abbondante clorite, titanite e laumontite, con dei clasti relitti appartenenti alla roccia incassante di dimensioni medie di 100 μm (Fig. 6). Sono presenti anche vene di clorite che tagliano le cataclasiti, molto probabilmente formatesi successivamente per circolazione di fluidi secondari. Da questa descrizione si evince che il campione esaminato è un paragneiss tagliato da ultracataclasiti.

In questa sezione si può osservare bene come le vene di fillosilicati diventino più abbondanti in prossimità delle cataclasiti fino a divenire un network ben sviluppato.

Nella porzione della roccia più distale dalla ultracataclasite si può notare come il network formato dai fillosilicati non sia molto sviluppato (Fig. 7 a). Immagini al SEM mostrano che queste vene sono composte di clorite che circondano totalmente i granuli di quarzo (Fig. 7 b).

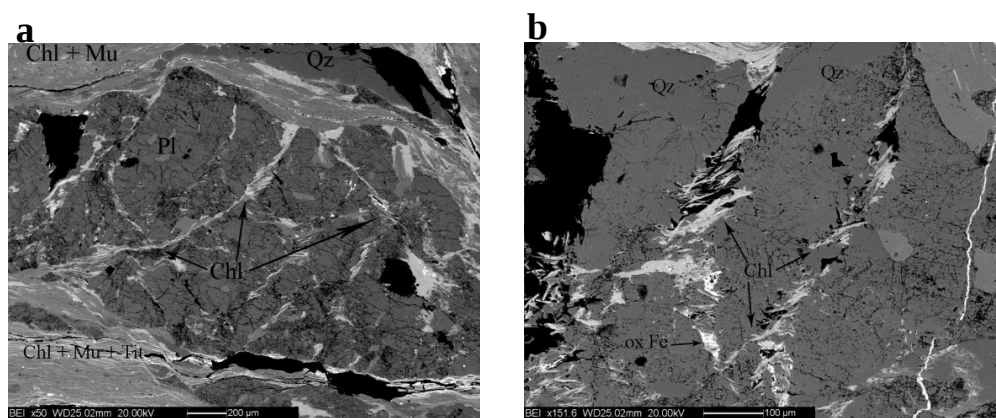


Fig. 5: Immagine SEM di: a) fratture in plagioclasio riempite di clorite; b) particolare di queste fratture dove si può vedere riempimento delle microfratture ad opera della clorite

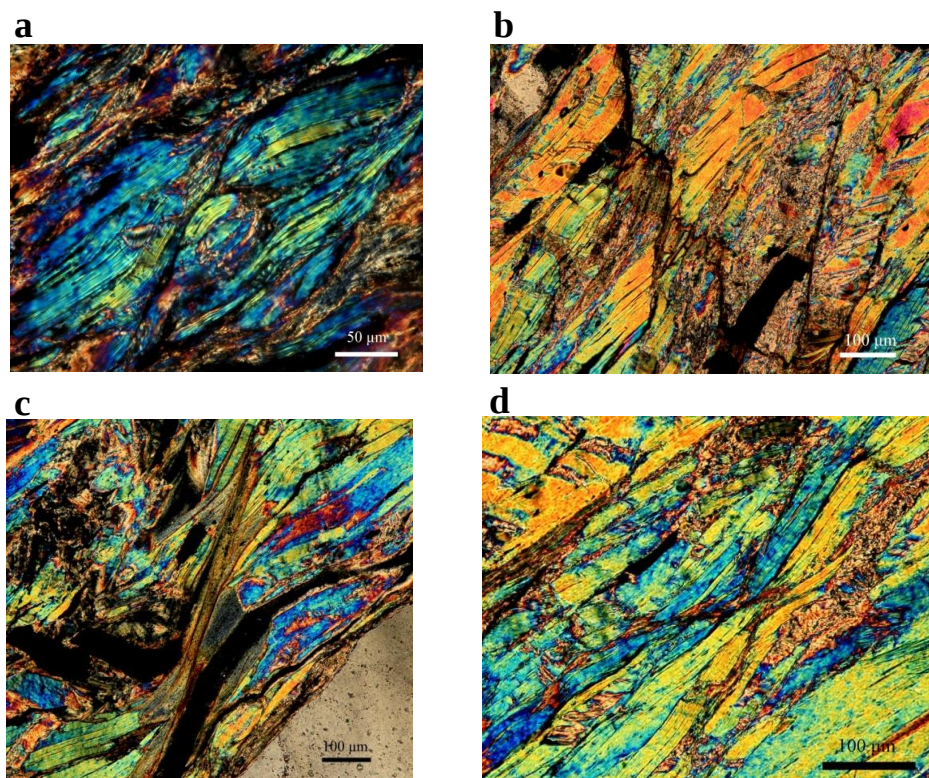


Fig. 5: Immagini al microscopio ottico (nicols incrociati) di kinking delle miche in filloniti

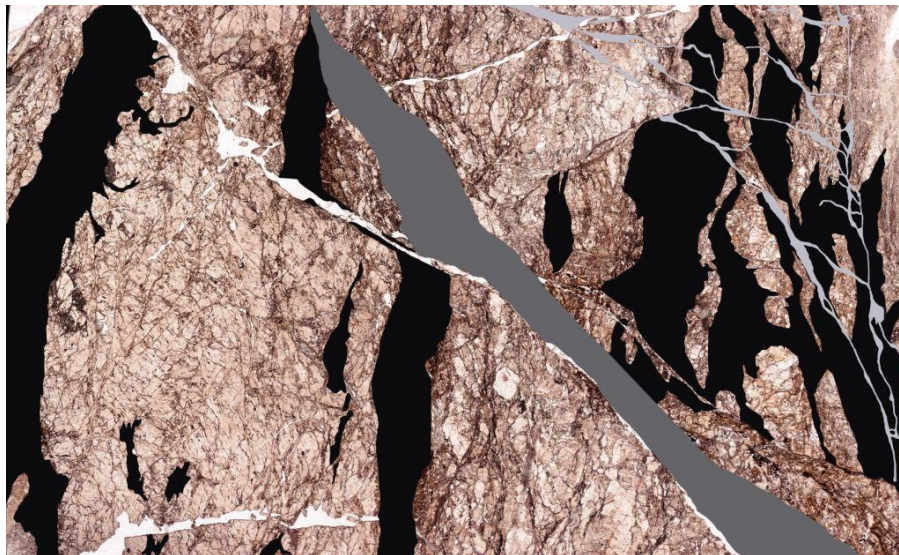


Fig. 6: sezione di paragneiss con tracciate le varie vene di cataclasite (nere e grigio scuro) e clorite (grigio chiaro). Sezione tagliata secondo foliazione e con giacitura 325/78. Sezione lunga 4 cm.

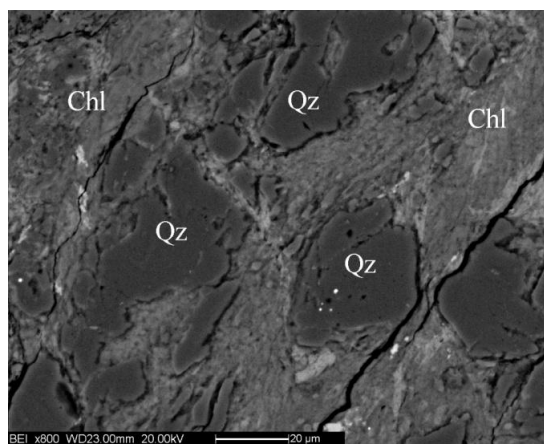
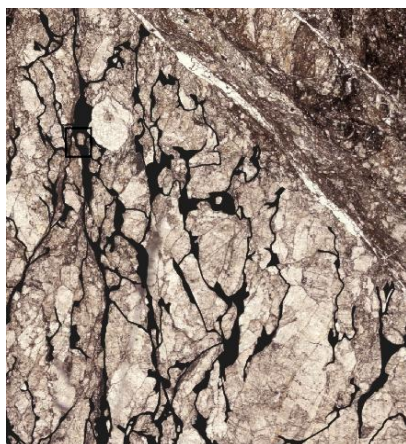


Fig. 7: a) primo stadio della formazione del network formato da layer ricchi di fillosilicati (larghezza foto 2 cm); b) come si vede dalla foto al SEM le vene sono composte da clorite.

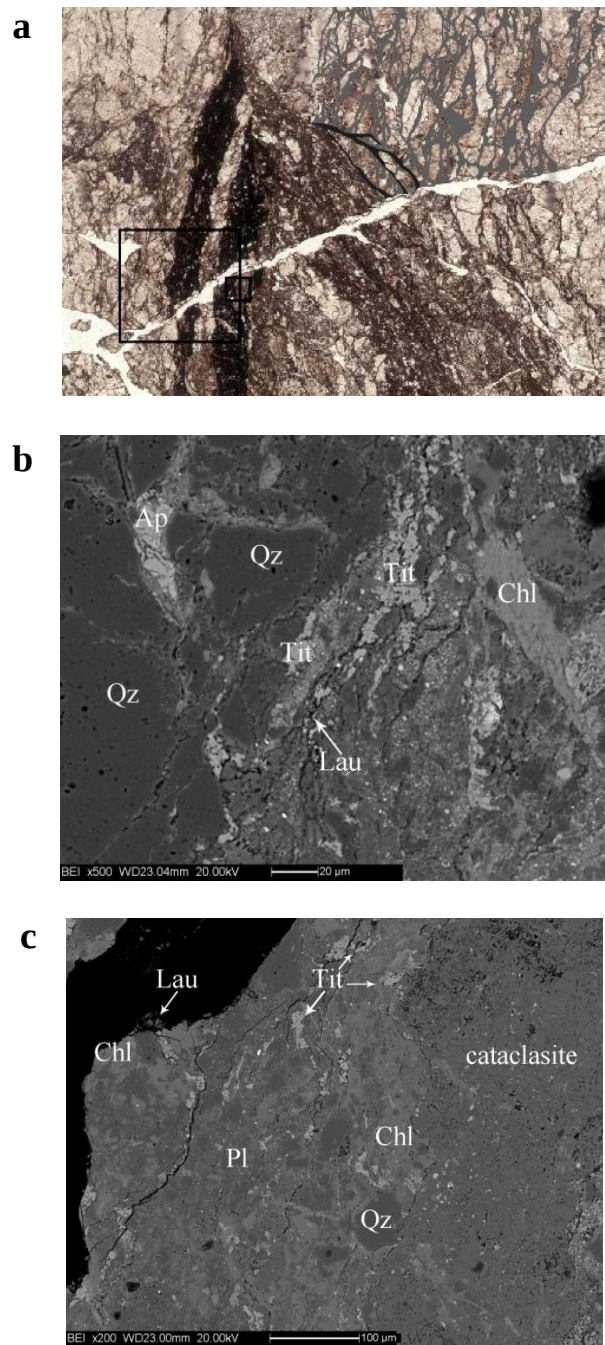


Fig. 8: a) Secondo stadio della fratturazione del paragneis ad opera delle vene di clorite, sulla sezione ci sono due vene di cataclasite e delle piccole vene di iniezione (larghezza 1 cm); b) foto al SEM del limite incassante – cataclasite; c) Foto al sem del limite porfiroclasto di plagioclasio e seconda vena di cataclasite.

Avvicinandosi al livello di cataclasite possiamo osservare come le vene di clorite diventano molto più anastomizzate, connettendosi molto più fittamente tra di loro formando un network molto intenso (Fig. 8 a). Le osservazioni al SEM indicano che le cataclasiti hanno una massa di fondo microcristallina composta soprattutto da clorite con dei microcristalli di quarzo, K – feldspato, titanite, ossidi di ferro e piccole vene di laumontite (Fig. 8 b – c).

5.2: Lamella tonalitica

Un terzo campione è stato prelevato nella zona di faglia corrispondente al limite Lamella tonalitica – Unità di Punta Cervina. Analizzando la sezione al microscopio ottico si nota che la roccia è composta da granuli di quarzo e K – feldspato (la maggior parte alterato in sericite), da livelli di fillosilicati spessi circa 200 µm (muscovite e clorite), granuli di anfibolo di dimensioni medie di 100 µm e da minerali accessori come rutilo e titanite. Il tutto è tagliato da un set di vene dall'aspetto nero, probabilmente una massa di fondo microcristallina, classificabili come ultra-cataclasiti a grana fina. Si può notare, inoltre, la presenza di piccole vene secondarie a calcite, probabilmente dovute alla circolazione di fluidi secondari. Sulla base di questa descrizione, si può definire il litotipo come campione di Lamella tonalitica alterata e attraversata da un livello di ultra-cataclasite.

La sezione presenta una foliazione S – C – C' molto simile a quella osservata nella fillonite (Fig. 9). Le shear band cleavage C – type sono composte da cataclasite con delle piccole porzioni di mica bianca. Associate alle C – type sono presenti anche strutture di tipo S che indicano un senso di shear destro. Sono presenti anche piccole strutture C' – type, composte sempre da livelli di cataclasiti e piccoli cristalli di fillosilicati, che tagliano leggermente le strutture C – type formatesi precedentemente.

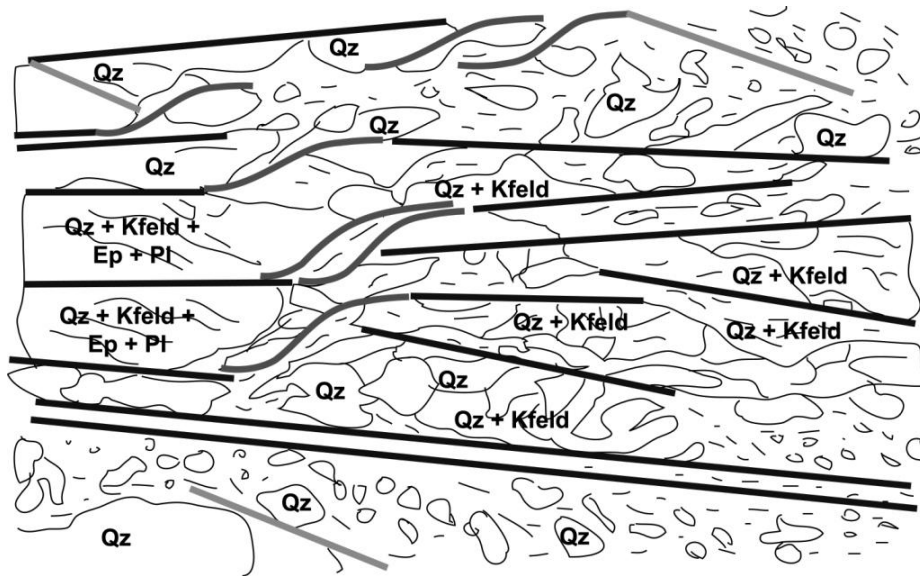


Fig. 9: Foto di cataclasite in Lamella tonalitica con evidenziate le superfici S (grigio scuro) C (nero) C' (grigio chiaro), e la composizione dei granuli. Sezione tagliata lungo foliazione con giacitura 340/65. Larghezza sezione 4 cm

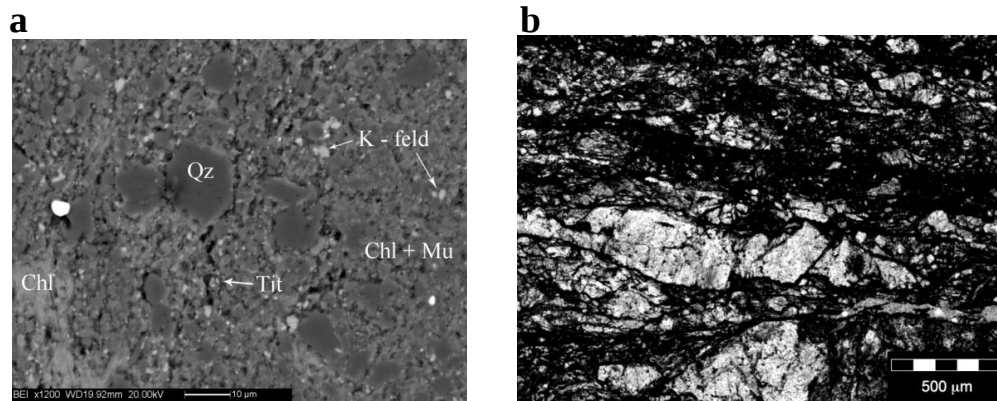


Fig. 10: a) struttura della cataclasite vista al SEM, si nota che la pasta di fondo microcristallina è composta da clorite e muscovite; b) Immagine al microscopio ottico (nicols paralleli) di una struttura a domino di quarzo circondato da vene di cataclasite.

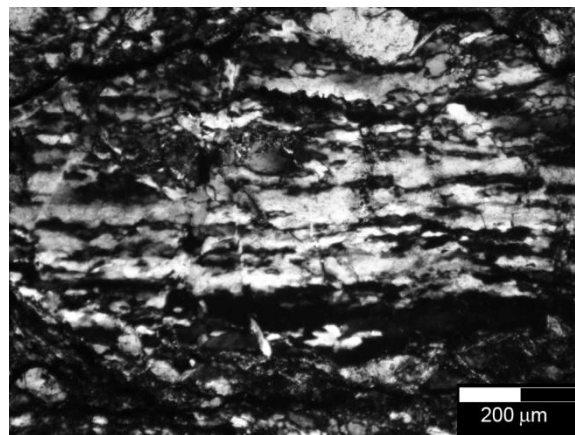


Fig. 11: Immagine al microscopio ottico (nicols incrociati): granulo di quarzo interessato da SGR con delle micro-fratture in cui si è sviluppato il meccanismo di BLG

Le cataclasiti, che formano queste strutture, sono state analizzate al SEM e sono composte da piccoli cristalli di quarzo, K – feldspato e titanite immersi in una matrice microcristallina composta da abbondante clorite e minor muscovite (Fig. 10 a). Nella sezione sono presenti anche strutture a domino, composte da granuli di quarzo i quali danno un senso di shear destro, lo stesso delle S – C – C' (Fig. 10 b).

Come si è fatto precedentemente con la fillonite Austroalpina, anche nel caso della Lamella si è prestata particolare attenzione alla microstruttura del quarzo. Si nota che il minerale presenta una forte ricristallizzazione e un abito allungato. Alcuni granuli mostrano un'abbondante formazione di sub-granuli, mentre in altri la ricristallizzazione è totale e non permangono più i nuclei di quarzo non ricristallizzato. Il meccanismo che induce queste microstrutture nel quarzo è il *subgrain rotation recrystallization* (SGR).

I nastri allungati di quarzo (parzialmente o totalmente ricristallizzati) sono localmente tagliati da micro-fratture, dovute presumibilmente alle basse temperature e agli alti sforzi differenziali a cui è stata esposta la roccia durante il processo di fagliamento. Le micro-fratture localizzano filari di nuovi granuli ricristallizzati formati a seguito del processo di *bulging recrystallization* (BLG) (Fig. 11), analogamente a quanto osservato nel campione di fillonite Austroalpina.

5.3: Discussioni

Interpretando tutte le microstrutture presenti nella fillonite Austroalpina possiamo dire che ha subito una fase deformativa. Il senso di shear destro è dato dalle strutture S – C – C', dai porfiroclasti e dai mica fish. La struttura a domino, che presenta un senso di shear sinistro, in realtà non è affidabile poiché il cristallo potrebbe essere stato orientato male all'inizio della deformazione e aver subito una orientazione tale per cui ai nostri occhi appare di senso opposto alla direzione di deformazione complessiva.

Dall'analisi delle microstrutture del quarzo possiamo ricostruire la storia evolutiva della fillonite che è passata da condizioni di metamorfismo di alto grado a basso grado, testimoniato dal passaggio tra GBM – SGB – BLG. Dalla presenza di deformazione lamellae ed estinzione ondulata dei granuli di quarzo, si evince che la roccia abbia subito condizioni di metamorfismo di basso grado, probabilmente scisti verdi. Abbiamo sottolineato anche la presenza del fenomeno del kinking delle miche e, nelle fratture nei singoli granuli di quarzo e plagioclasio, di cristalli di clorite, talvolta connessi tra loro e tra la matrice fillosilicatica.

Nella seconda sezione analizzata emerge che lo sviluppo di un fitto network di vene ricche di fillosilicati può essere molto utile per l'evolversi della deformazione fragile. Alle basse condizioni di T, P tipiche della deformazione nella zona di faglia studiata, minerali come quarzo e feldspato sono meccanicamente molto duri e tendono a fratturarsi in maniera pervasiva. Come detto precedentemente, i cristalli di mica (clorite e muscovite) riempiono tali micro-fratture fino a interconnettersi tra di loro a formare una cosiddetta *interconnected weak layer microstructure* (IWL: Handy et al., 1999). Tale network interconnesso di minerali meccanicamente deboli può accomodare gran parte della deformazione *bulk* della roccia, per una combinazione di processi alla scala granulare, tra cui i meccanismi di kinking delle miche e di scivolamento frizionale (*frictional sliding*). Successivamente, i granuli della roccia incassante precedentemente fratturati vengono coinvolti nella deformazione che viene accomodata dal processo di flusso cataclastico (*cataclastic flow*), con lo sviluppo di cataclasiti ed ultracataclasiti.

Nella sezione di Lamella tonalitica si può notare che c'è molta similarità con le strutture osservate nella fillonite. Dall'analisi degli indicatori cinematici si evince che questa roccia di faglia ha subito un senso di shear destro, e si è sviluppata a più basse temperature rispetto alla ultramylonite, questo determinato dall'analisi delle microstrutture del quarzo, presumibilmente in facies scisti verdi.

Conclusioni

Le analisi eseguite nella presente tesi dimostrano che la faglia Merano-Mules, presenta una cinematica trascorrente destra generatasi in regime fragile e rappresenta un sito di studio eccellente per poter comprendere come foliazioni ed anisotropie ereditate possano condizionare la distribuzione del danno e del campo di sforzi in prossimità di faglie crostali. In particolare si è appurato che l'ampiezza del danno è molto maggiore in rocce foliate ricche di fillosilicati piuttosto che in rocce massive. Infatti confrontando la zona di danno con il metodo del *Damage Index* si evince che nei paragneiss di Punta Cervina e nella Lamella tonalitica gli spessori delle zone di danno raggiungono i 600 m mentre nel granito di Bressanone non riescono mai a superare i 100 m.

La zona di danno nei paragneiss e nella lamella tonalitica è contrassegnata da livelli di cataclasiti e ultracataclasiti che hanno intimamente riattivato la foliazione milonitico/fillonitica precedente. Le strutture SCC' osservate al microscopio sulle sezioni di fillonite e cataclasite suggeriscono una cinematica costante e di tipo trascorrente destro su direttrici 330/80.

Le vene di clorite, sviluppate per circolazione tardiva di fluidi, hanno giocato un ruolo molto importante sull'evoluzione della deformazione fragile sia nella lamella tonalitica che nei paragneiss. Infatti tali fluidi hanno creato un network di fillosilicati interconnessi che può accomodare gran parte della deformazione *bulk* della roccia, per una combinazione di processi alla scala granulare, tra cui i meccanismi di kinking delle miche e di scivolamento frizionale (*frictional sliding*). Successivamente, i granuli della roccia incassante precedentemente fratturati vengono coinvolti nella deformazione che viene accomodata dal processo di flusso cataclastico (*cataclastic flow*), con lo sviluppo di cataclasiti ed ultracataclasiti.

Lo studio degli indicatori cinematici alla meso-scala ha fatto emergere un orientazione WNW-ESE della compressione locale che si discosta sensibilmente

.rispetto al campo di stress riscontrato a livello regionale (convergenza NNW-SSE). Questa rotazione di σ_1 può essere indotta dalla debolezza delle foliazione su cui si ripartisce la deformazione associata alla faglia Merano Mules. Ciò sembra essere confermato dal basso coefficiente di frizione ($\mu = 0.4$) risultante dall'applicazione di metodi di inversione su misure raccolte in prossimità della faglia.

Ringraziamenti

Ringrazio inizialmente la mia famiglia che mi ha spronato ad andare avanti e senza il cui aiuto non sarei arrivato alla fine di questo percorso. Ringrazio il dottor Matteo Massironi per avermi dato la possibilità di approfondire, con lo svolgimento di questa tesi, interessanti argomenti e per la disponibilità che ha dimostrato durante il periodo di lavoro. Un ringraziamento va al Dottor Luca Menegon e alla Dottoressa Chiara Consolaro per avermi sopportato un mese e mezzo a Tromsø, per avermi aiutato durante lo svolgimento delle analisi microstrutturali e anche economicamente quando ne avevo bisogno. Ringrazio il Professor Dario Visonà per il materiale fornitomi per lo svolgimento e il completamento della carta, Leonardo Tauro per le sezioni sottili e a Luca Peruzzo per aver concesso l'uso del SEM e per avermi aiutato durante l'acquisizione dei dati. Un ringraziamento speciale va a Irene che mi ha sopportato e calmato nei momenti in cui lo stress ha prevalso e mi ha offerto ciò di cui avevo più bisogno in quel momento, conforto e amore. Ringrazio gli amici dell'università, moltissimi, per le innumerevoli pause caffè, per le risate e i momenti gioiosi passati insieme e per la complicità che ho trovato in molti di loro. Ringrazio infine, e non vuol dire che sono meno importanti, la CCC per tutti i momenti passati insieme che hanno contribuito a farmi distrarre dallo studio, quel poco che basta per staccare la spina, e a vivere meglio la vita al di fuori dell'università.

Bibliografia

- Bargossi GM, Bove G, Cucato M, Gregnanini A, Morelli C, Moretti A, Poli S, Zanchetta S, Zanchi A., 2010. Note illustrative della Carta geologica d'Italia, scala 1:50.000 foglio 013 Merano. CARG. ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. Roma p 285
- Behrmann, J., 1988. Crustal-scale extension in a convergent fringe: the Sterzing-Steinach mylonite zone in Eastern Alps, *Geodinamica Acta* 2, 63-73.
- Bell, TH., (1985). Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *Journal of Metamorphic Geology* 3, 109–118
- Bistacchi, A., 1999. Tettonica nealpina nelle Alpi Nord-Occidentali. Tesi di dottorato di ricerca in Scienze della Terra, XII ciclo. Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli studi di Padova, capitolo 1.2.
- Bistacchi, A., Massironi, M., Menegon, L., 2010. Three-dimensional characterization of a crustal-scale fault zone: The Pusteria and Spreschenstein fault System (Eastern Alps). *Journal of Structural Geology* 32, 2022-2041.
- Byerlee, J. D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics*, 116, 615-629.
- Caporali, A., Martin, S., Massironi, M., 2003. Average strain rate in Italian crust inferred from a permanent GPS network-II. Strain rate versus seismicity and structural geology. *Geophysical Journal International* 155, 254-268.
- Collettini, C., Niemeijer, A., Viti, C. & Marone, C., 2009. Fault zone fabric and fault weakness. *Nature* 462, 907-911.

- Collettini, C., Viti, C., Smith, S.A. & Holdsworth, S.E., 2009. Development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults. *Geology* 37, 567-570.
- Dal Piaz, G.V., Bistacchi, A., Massironi, M., 2003. Geological outline of the Alps. *Episodes* 26 (3), 175-180.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications 212, 75-100.
- Del Moro, A., Visonà, D., 1982. The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy); petrologic and radiometric data. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen* 145, 1, 66-85.
- Dikau R., Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.L., 1996. *Landslide recognition*. Wiley, Chichester, pp. 251
- Faulkner, D.R., Mitchell, T.M., Healy, D., Heap, M.J., 2006. Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature* 444 doi:10.1038/nature05353.
- Favretto, L., Nardi, M., 1959. Il granito di Bressanone nella zona compresa fra la Valle di Dosso e l'Alpe Valnisa. *Università degli studi di Trieste, Istituto di Mineralogia*, 7
- Fellin, M. G., Martin, S., Massironi, M., 2002. Polyphase Tertiary kinematic and Quaternary fault reactivation in the central-eastern Alps (Western Trentino). *Journal of Geodynamics*, 34, 31-46
- Frisch, W., Dunkl, I., Kuhlemann, J., 2000. Postcollisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics* 327, 239-265.

- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145-159.
- Handy, M.R., Wissing, S.B., Streit, L.E., 1999. Frictional-viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength. *Tectonophysics* 303, 175-191.
- Mancktelow, N., Stöckli, D.F., Grollimund, B., Müller, W., Fügenschuh, B., Viola, G., Seward, D., Villa, I.M., 2001. The DAV and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window. *International Journal of Earth Sciences* 90, 593-622.
- Martin, S., Prosser, G., and Morten, L., 1993. Tectonomagmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the North Giudicarie line (northern Italy). *International Journal of Earth Sciences* 82, 51-66.
- Massironi, M., Zampieri, D. & Caporali, A., 2006. Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge., *Geological Society of London Special Publications, Active Tectonics of the Western Mediterranean Region and North Africa* (Eds. Moratti, G., Chalouan, A.) 245–258.
- Massironi, M., Bistacchi, A., Menegon, L., 2011. Misoriented faults in exhumed metamorphic complexes: Rule or exception?. *Earth and Planetary Science Letters*, 307,1-2, 233-239.
- Morley, C.K., 2010. Stress re-orientation along zones of weak fabrics in rifts: An explanation for pure extension in ‘oblique’ rift segments?. *Earth and Planetary Science Letters*, 297,667–673
- Müller, W., Prosser, G., Mancktelow, N., Villa, I.M., Kelley, P.S., Viola, G., Oberli, F., 2001. Geochronological constraints on the evolution of the

- Periadriatic fault system (Alps). *International Journal of Earth Sciences* 90 (3), 623-653.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9, 597-608.
- Pomella, H., Klötzli, U., Scholger, R., Stipp, M., Fügenschuh, B., 2011. The Northern Giudicarie and the Meran-Mauls fault (Alps, Northern Italy) in the light of new paleomagnetic and geochronological data from boudinaged Eo-/Oligocene tonalities. *International Journal of Earth Sciences* 100, 8, 1827-1850
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Fundamental principles. In: *Analysis of geological structure*. Cambridge University Press, 24-31.
- Prosser, G., 1998. Strike-slip movement and thrusting along a transpressive fault zone: The North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy). *Tectonics* 17, 921-937.
- Prosser, G., 2000. The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, northern Italy). *Journal of Geodynamics* 30, 229-250.
- Ramsay, J.G. and Lisle, R.J., 2000. Fault slip analysis and stress tensor calculations. In: *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Applications of continuum mechanics in structural geology.*, Academic Press, San Diego, Session 32, 785-810.
- Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of Western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62-85.
- Schoneveld, C., (1979). The geometry and the significance of inclusion patterns in syntectonic porphyroblasts. *Tesi di dottorato*, Leiden State University

- Selverstone, J., 1988. Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics* 7, 87-105.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133 (3), 191-213.
- Spiess, R., 1995. The Passeier-Jaufen Line: A tectonic boundary between Variscan and an eo-Alpine Meran-Mauls basement, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* 75, 413-425.
- 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.
- Wintsch, R.P., Christoffersen, R., Kronenberg, A. K., 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research* 100, B7, 13021-13032.
- Zain Eldeen, U., Delvaux, D. and Jacobs, P., 2002. Tectonic evolution in the Wadi Araba segment of the Dead Sea Rift, SW Jordan. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 2, 63-81.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
2		Input row data (User format)				Compiled data Set 1 (Standard format)								Kinematic axes							
3		Orientation 1		Orientation 2		Slip	Conf.	Fault Plane		Slip Line		Slip	Subsets			P	P	B	B	T	T
4	Id	Ori1A	Ori1B	Ori2A	Ori2A	Sense	Level	Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense	Final	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Azim.
5	1	160	88	71	26	D	S	88	160	26	71	ID	1	17	118	64	246	20	22	115	25
6	2	216	63	132	12	S	S	63	216	12	132	NS	1,5	28	87	60	244	10	352	84	174
7	3	170	85	82	21	D	C	85	170	21	82	ID	1	11	128	68	247	18	34	126	36
8	4	332	88	61	21	D	S	88	332	21	61	ND	1	16	108	69	247	13	15	106	16
9	5	150	88	61	30	D	C	88	150	30	61	ID	1	19	110	60	237	22	11	106	16
10	6	320	50	299	48	S	S	50	320	48	299	NS	1,5	79	200	11	41	4	310	39	129
11	7	348	85	71	56	D	C	85	348	56	71	ND	1	40	137	34	261	32	16	120	30
12	8	345	80	65	43	D	C	80	345	43	65	ND	1	37	125	45	265	21	18	115	25
13	9	210	53	123	4	S	C	53	210	4	123	NS	1,5	28	83	53	218	22	341	76	166
14	10	158	75	70	8	D	C	75	158	8	70	ID	1,5	5	293	73	187	16	25	114	24
15	11	358	50	86	2	D	S	50	358	2	86	ND	1,5	29	124	50	354	25	229	132	42
16	12	180	80	100	44	S	S	80	180	44	100	NS	1,5	38	39	44	260	22	147	50	140
17	13	300	60	284	59	S	S	60	300	59	284	NS	1,5	74	141	7	26	15	294	22	112
18	14	320	70	259	53	S	S	70	320	53	259	NS	1,5	54	179	30	38	19	297	20	110
19	15	275	70	254	69	X	X	70	275	69	254	XX	1								
20	16	280	30	321	23	S	S	30	280	23	321	IS	1,5	20	127	18	223	63	352	120	30
21	17	345	80	68	33	D	C	80	345	33	68	ND	1	31	122	55	270	15	22	117	27
22	18	265	30	323	17	S	S	30	265	17	323	IS	1,5	24	124	24	225	55	355	114	24
23	19	280	50	262	49	S	S	50	280	49	262	NS	1,5	81	155	9	2	5	272	2	92
24	20	295	73	207	6	S	C	73	295	6	207	NS	1,5	16	162	72	316	8	70	161	71
25	21	345	65	259	9	S	S	65	345	9	259	NS	1,5	24	215	63	7	11	120	32	122
26	22	250	30	335	2	S	C	30	250	2	335	IS	1,5	36	129	30	244	40	3	112	22
27	23	150	82	65	33	D	C	82	150	33	65	ID	1	17	112	56	228	29	12	108	18
28	24	231	42	160	17	S	C	42	231	17	160	NS	1	47	119	37	263	19	8	105	15
29	25	222	47	140	8	S	C	47	222	8	140	NS	1,5	35	101	46	238	23	354	91	1
30	26	263	40	333	16	S	S	40	263	16	333	IS	1,5	20	126	35	231	47	12	118	28
31	27	2	60	78	23	D	C	60	2	23	78	ND	1,5	39	128	51	317	4	221	130	40
32	28	4	75	81	39	D	C	75	4	39	81	ND	1,5	39	140	47	291	15	38	132	42
33	29	349	75	65	42	D	C	75	349	42	65	ND	1	41	126	44	274	17	21	117	27
34	30	358	85	85	32	D	C	85	358	32	85	ND	1	26	136	58	276	18	37	131	41
35	31	340	70	57	33	D	C	70	340	33	57	ND	1	39	113	50	276	8	16	109	19
36	32	336	89	65	40	D	C	89	336	40	65	ND	1	28	118	50	247	26	13	110	20
37	33	265	67	183	17	S	C	67	265	17	183	NS	1,5	29	135	61	306	4	43	134	44
38	34	353	73	71	34	D	C	73	353	34	71	ND	1	37	127	51	285	11	29	122	32
39	35	13	70	86	39	D	C	70	13	39	86	ND	1,5	43	147	44	304	12	45	140	50
40	36	176	80	93	34	D	C	80	176	34	93	ID	1	16	139	54	252	31	39	135	45
41	37	174	85	87	32	D	C	85	174	32	87	ID	1	18	135	58	256	26	36	131	41
42	38	155	89	65	25	D	C	89	155	25	65	ID	1	17	113	65	243	18	17	110	20
43	39	338	67	61	16	D	C	67	338	16	61	ND	1,5	28	108	61	299	5	201	110	20
44	40	160	85	74	36	D	C	85	160	36	74	ID	1	21	123	54	243	29	21	117	27
45	41	325	78	35	58	D	C	78	325	58	35	ND	1,5	48	113	29	242	27	348	90	0
46	42	335	89	64	30	D	C	89	335	30	64	ND	1	21	114	60	247	20	15	110	20
47	43	312	83	38	31	D	C	83	312	31	38	ND	1,5	27	89	58	233	16	351	84	174
48	44	230	65	143	6	S	C	65	230	6	143	NS	1,1	22	99	64	246	13	4	96	6
49	45	301	80	30	7	D	C	80	301	7	30	ND	1,5	12	75	78	265	2	166	75	165

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
50	46	330	80	53	35	D	C	80	330	35	53	ND	1,1	32	107	53	254	16	7	101	11
51	47	320	80	44	29	D	C	80	320	29	44	ND	1,1	28	96	59	247	13	359	92	2
52	48	328	83	55	20	D	C	83	328	20	55	ND	1,1	19	103	69	256	9	10	101	11
53	49	225	50	142	9	S	C	50	225	9	142	NS	1,1	34	102	49	242	20	357	94	4
54	50	315	80	40	26	D	C	80	315	26	40	ND	1,1	26	90	62	244	11	355	87	177
55	51	323	85	49	40	D	C	85	323	40	49	ND	1,1	31	104	50	239	23	359	96	6
56	52	310	88	39	35	D	C	88	310	35	39	ND	1,5	25	90	55	223	22	349	84	174
57	53	112	88	24	47	D	S	88	112	47	24	ID	1,5	30	78	43	200	33	327	68	158
58	54	318	85	46	24	D	C	85	318	24	46	ND	1,1	20	95	65	239	13	360	92	2
59	55	315	70	38	18	D	C	70	315	18	38	ND	1,1	27	86	63	269	1	177	86	176
60	56	334	89	63	76	D	C	89	334	76	63	ND	1,5	44	140	14	244	43	348	108	18
61	57	320	85	40	64	D	C	85	320	64	40	ND	1,5	44	115	25	232	35	342	90	0
62	58	130	85	46	51	D	C	85	130	51	46	ID	1,5	29	99	39	216	38	344	88	178
63	59	300	80	25	28	D	C	80	300	28	25	ND	1,5	27	76	60	228	12	340	73	163
64	60	155	75	72	24	D	C	75	155	24	72	ID	1,5	6	115	61	216	28	22	114	24
65	61	160	75	81	34	D	C	75	160	34	81	ID	1,5	12	124	52	230	36	25	120	30
66	62	175	85	89	35	D	C	85	175	35	89	ID	1,5	20	137	54	258	28	36	132	42
67	63	335	80	57	39	D	C	80	335	39	57	ND	1,1	35	114	49	257	19	10	106	16
68	64	326	80	48	39	D	C	80	326	39	48	ND	1,1	35	105	49	248	19	1	97	7
69	65	296	80	21	26	D	C	80	296	26	21	ND	1,5	26	71	62	225	11	336	68	158
70	66	339	85	65	38	D	C	85	339	38	65	ND	1,1	30	119	52	255	22	16	112	22
71	67	151	85	63	24	D	C	85	151	24	63	ID	1,1	13	109	65	230	20	14	107	17
72	68	325	87	53	30	D	C	87	325	30	53	ND	1,1	23	103	60	240	18	5	99	9
73	69	148	85	60	20	D	C	85	148	20	60	ID	1,1	10	106	69	225	18	12	104	14
74	70	324	88	54	30	D	C	88	324	30	54	ND	1,1	22	103	60	237	19	5	99	9
75	71	138	85	50	30	D	C	85	138	30	50	ID	1,1	17	98	60	219	24	360	94	4
76	72	310	75	33	24	D	C	75	310	24	33	ND	1,1	28	83	61	249	6	350	81	171
77	73	336	88	65	26	D	C	88	336	26	65	ND	1,1	20	114	64	250	17	18	111	21
78	74	329	70	43	38	D	C	70	329	38	43	ND	1,1	43	103	45	261	11	2	96	6
79	75	132	80	46	22	D	C	80	132	22	46	ID	1,5	8	91	66	199	23	357	89	179
80	76	146	87	57	17	D	C	87	146	17	57	ID	1,1	10	103	73	226	14	10	102	12
81	77	140	72	54	11	D	C	72	140	11	54	ID	1,5	5	276	69	174	21	8	97	7
82	78	152	78	68	27	D	C	78	152	27	68	ID	1,5	10	112	60	220	28	17	110	20
83	79	325	80	48	36	D	C	80	325	36	48	ND	1,1	33	103	52	248	17	2	97	7
84	80	330	75	50	35	D	C	75	330	35	50	ND	1,1	36	106	51	259	13	6	100	10
85	81	195	60	124	29	S	C	60	195	29	124	NS	1,5	44	70	46	249	1	339	69	159
86	82	215	40	129	3	S	C	40	215	3	129	NS	1,5	35	95	40	222	30	341	82	172
87	83	325	75	48	24	D	C	75	325	24	48	ND	1,1	28	98	61	264	6	5	96	6
88	84	334	89	63	35	D	C	89	334	35	63	ND	1,1	25	114	55	245	23	13	108	18
89	85	326	66	44	26	D	C	66	326	26	44	ND	1,1	37	96	53	273	1	5	96	6
90	86	206	25	134	8	S	C	25	206	8	134	NS	1,5	48	109	23	227	33	334	80	170
91	87	190	70	104	12	D	C	70	190	12	104	ID	1,5	5	326	66	223	23	58	147	57
92	88	308	85	35	30	D	C	85	308	30	35	ND	1,5	25	86	59	227	17	348	82	172
93	89	340	89	69	45	D	C	89	340	45	69	ND	1,5	31	124	45	251	29	15	114	24
94	90	335	80	62	16	D	C	80	335	16	62	ND	1,1	19	109	71	276	4	18	108	18
95	91	201	60	113	3	S	C	60	201	3	113	NS	1,5	23	71	60	208	18	333	67	157
96	92	188	70	115	39	S	C	70	188	39	115	NS	1,5	43	54	44	257	12	156	62	152
97	93	332	85	58	30	D	C	85	332	30	58	ND	1,1	25	109	59	251	17	11	105	15
98	94	136	45	55	8	D	C	45	136	8	55	ID	1,5	24	267	44	153	37	17	96	6

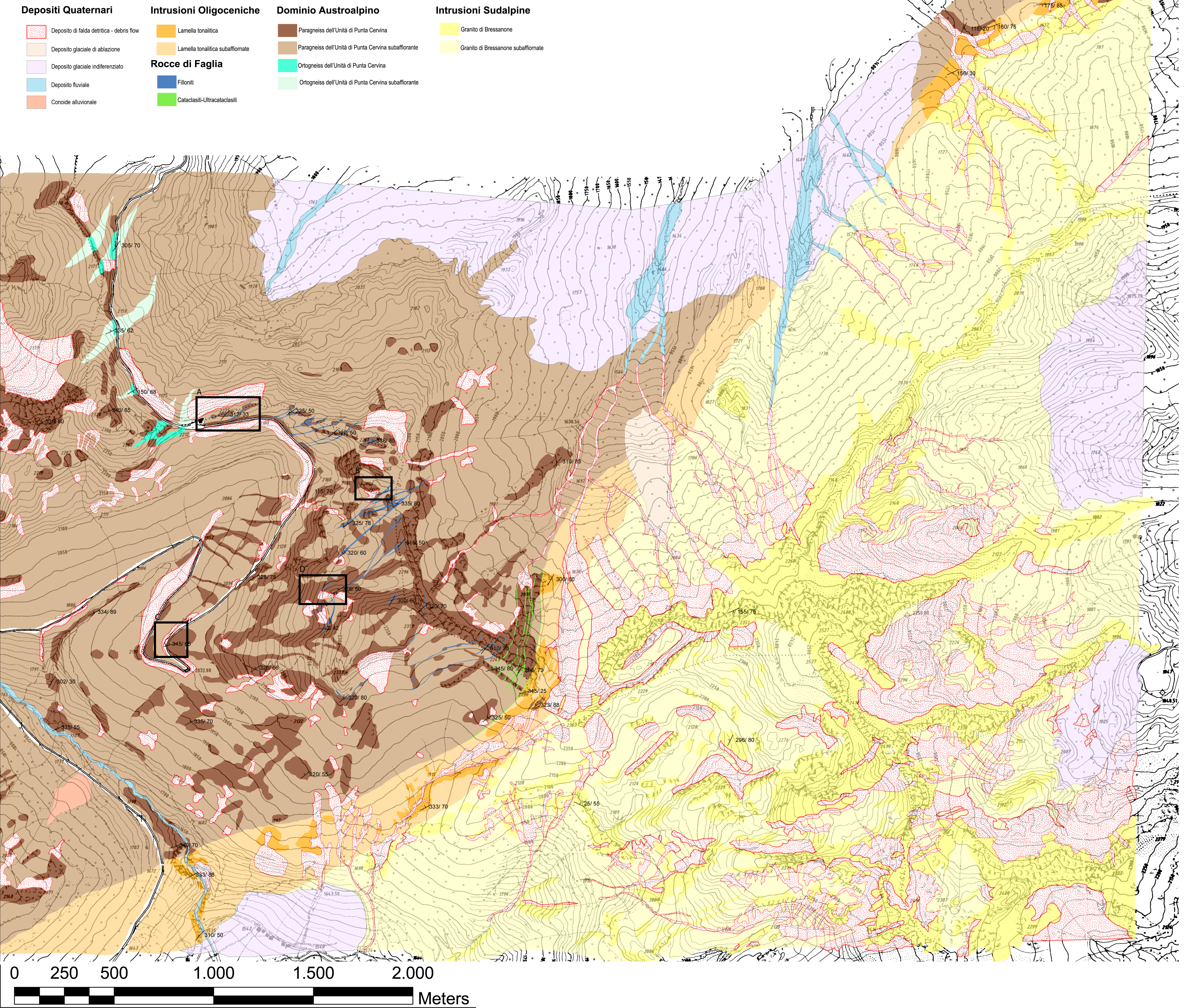
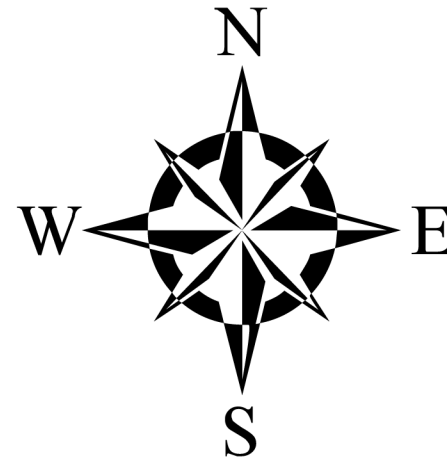
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
99	95	152	80	242	2	D	C	80	152	2	242	ND	1,5	8	287	80	141	6	17	107	17
100	96	335	70	58	19	D	C	70	335	19	58	ND	1,1	28	106	62	288	1	197	106	16
101	97	327	80	54	18	D	C	80	327	18	54	ND	1,1	20	102	69	265	6	10	101	11
102	98	225	30	151	9	S	C	30	225	9	151	NS	1,5	46	122	28	246	30	354	99	9
103	99	332	70	55	20	D	C	70	332	20	55	ND	1,1	29	103	61	284	0	193	103	13
104	100	313	76	35	28	D	C	76	313	28	35	ND	1,1	30	87	58	247	9	352	84	174
105	101	224	45	155	20	S	C	45	224	20	155	NS	1,1	48	111	38	262	15	4	99	9
106	102	250	66	162	5	S	C	66	250	5	162	NS	1,1	20	119	65	263	13	24	116	26
107	103	310	50	18	24	D	C	50	310	24	18	ND	1,5	48	67	40	266	10	167	74	164
108	104	266	30	354	1	S	C	30	266	1	354	IS	1,5	37	148	30	263	39	21	130	40
109	105	358	75	79	30	D	C	75	358	30	79	ND	1,5	32	132	56	291	10	36	128	38
110	106	198	67	131	43	S	S	67	198	43	131	NS	1,5	49	65	38	268	12	169	75	165
111	107	260	40	343	5	S	C	40	260	5	343	IS	1,5	29	132	39	249	37	18	121	31
112	108	335	70	58	20	D	C	70	335	20	58	ND	1,1	29	106	61	286	0	196	106	16
113	109	192	60	134	43	S	C	60	192	43	134	NS	1,5	57	64	32	260	7	166	73	163
114	110	232	37	157	10	S	C	37	232	10	157	NS	1,5	43	122	35	254	26	4	105	15
115	111	336	80	62	22	D	C	80	336	22	62	ND	1,1	23	111	66	269	8	17	109	19
116	112	68	18	85	17	X	X	18	68	17	85	XX	1,5								
117	113	227	25	141	2	S	C	25	227	2	141	NS	1,5	42	118	25	232	38	343	94	4
118	114	242	55	160	10	S	C	55	242	10	160	NS	1,1	32	117	53	264	16	16	111	21
119	115	229	58	150	17	S	C	58	229	17	150	NS	1,1	36	104	53	264	10	7	100	10
120	116	305	70	21	33	D	C	70	305	33	21	ND	1,5	39	77	50	241	8	340	73	163
121	117	142	43	69	15	D	C	43	142	15	69	ID	1,5	20	278	39	172	45	29	106	16
122	118	245	70	162	19	S	C	70	245	19	162	NS	1,5	28	114	62	292	1	23	114	24
123	119	196	53	134	32	S	C	53	196	32	134	NS	1,5	53	78	37	252	3	344	75	165
124	120	213	51	144	24	S	C	51	213	24	144	NS	1,5	47	95	42	257	9	355	88	178
125	121	181	55	129	41	S	C	55	181	41	129	NS	1,5	60	60	29	248	3	156	65	155
126	122	216	35	156	19	S	C	35	216	19	156	NS	1,5	54	119	28	257	20	358	96	6
127	123	198	75	114	21	S	C	75	198	21	114	NS	1,5	26	65	64	255	4	157	66	156
128	124	215	31	153	15	S	C	31	215	15	153	NS	1,5	52	121	26	251	25	354	95	5
129	125	197	43	133	22	S	C	43	197	22	133	NS	1,5	51	89	35	239	15	340	76	166
130	126	238	30	155	4	S	C	30	238	4	155	NS	1,5	41	127	30	247	34	0	107	17
131	127	253	52	166	4	D	C	52	253	4	166	ID	1,6	23	23	52	261	29	127	30	120
132	128	294	24	4	9	S	C	24	294	9	4	IS	1,6	32	165	22	270	49	28	149	59
133	129	300	20	360	10	S	C	20	300	10	360	IS	1,6	33	166	17	267	52	20	150	60
134	130	38	36	111	12	X	X	36	38	12	111	XX	1,6								
135	131	171	63	90	18	D	C	63	171	18	90	ID	1,6	6	309	57	210	33	43	131	41
136	132	135	75	58	41	D	C	75	135	41	58	ID	1,7	16	102	45	209	40	358	97	7
137	133	154	80	71	33	D	C	80	154	33	71	ID	1,7	15	117	55	229	31	17	113	23
138	134	341	80	55	58	D	C	80	341	58	55	ND	1,7	46	130	30	257	29	5	108	18
139	135	165	80	85	44	D	C	80	165	44	85	ID	1,7	22	132	44	245	38	24	124	34
140	136	158	75	87	51	D	C	75	158	51	87	ID	1,7	22	131	35	237	47	16	122	32
141	137	165	84	82	50	D	C	84	165	50	82	ID	1,7	28	134	39	250	38	20	123	33
142	138	134	89	45	33	D	C	89	134	33	45	ID	1,6	22	94	57	222	23	354	89	179
143	139	227	53	311	8	S	C	53	227	8	311	IS	1,6	19	95	52	211	32	352	89	179
144	140	180	62	119	42	D	C	62	180	42	119	ID	1,6	8	152	35	248	54	51	149	59
145	141	174	30	120	19	S	C	30	174	19	120	NS	1,6	57	88	22	218	23	318	57	147
146	142	229	32	151	7	S	C	32	229	7	151	NS	1,7	43	121	31	245	31	356	101	11
147	143	151	80	68	36	D	C	80	151	36	68	ID	1,2	17	114	52	228	32	13	109	19

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
148	144	154	83	70	42	D	C	83	154	42	70	ID	1,2	23	119	47	236	34	13	112	22
149	145	187	63	128	45	S	C	63	187	45	128	NS	1,6	55	56	33	258	10	161	67	157
150	146	315	80	36	40	D	S	80	315	40	36	ND	1,6	35	94	48	236	19	349	86	176
151	147	149	80	226	52	D	C	80	149	52	226	ND	1,6	43	294	36	66	26	177	98	8
152	148	350	83	75	38	D	C	83	350	38	75	ND	1,7	31	130	51	269	21	26	123	33
153	149	336	79	63	14	D	C	79	336	14	63	ND	1,2	18	110	72	283	2	19	110	20
154	150	2	70	82	26	D	C	70	2	26	82	ND	1,7	33	134	56	305	4	41	132	42
155	151	211	57	140	26	S	C	57	211	26	140	NS	1,6	44	88	45	260	4	354	85	175
156	152	151	87	61	7	D	C	87	151	7	61	ID	1,7	3	106	82	218	7	16	106	16
157	153	11	89	100	41	D	C	89	11	41	100	ND	1,6	28	154	49	282	27	48	146	56
158	154	225	60	142	10	S	C	60	225	10	142	NS	1,6	28	98	58	248	13	0	94	4
159	155	210	65	141	37	S	C	65	210	37	141	NS	1,6	46	80	43	275	7	178	85	175
160	156	332	70	58	12	D	C	70	332	12	58	ND	1,2	23	104	66	299	5	196	105	15
161	157	334	65	60	9	D	C	65	334	9	60	ND	1,6	24	104	63	312	11	199	107	17
162	158	265	42	345	9	S	C	42	265	9	345	IS	1,7	25	134	41	247	39	22	125	35
163	159	317	53	45	3	D	C	53	317	3	45	ND	1,6	28	84	53	311	23	187	91	1
164	160	339	70	60	23	D	C	70	339	23	60	ND	1,2	31	110	59	286	2	19	109	19
165	161	345	85	255	4	D	C	85	345	4	255	ID	1,6	1	120	84	24	6	210	120	30
166	162	333	65	54	18	D	C	65	333	18	54	ND	1,2	31	102	58	292	5	195	104	14
167	163	339	85	65	35	D	C	85	339	35	65	ND	1,2	28	118	54	256	20	17	112	22
168	164	337	73	61	18	D	C	73	337	18	61	ND	1,2	25	109	65	287	1	19	109	19
169	165	335	63	51	25	D	C	63	335	25	51	ND	1,2	38	102	52	285	1	193	102	12
170	166	239	42	315	12	S	C	42	239	12	315	IS	1,7	22	105	39	215	42	354	97	7
171	167	331	80	58	19	D	C	80	331	19	58	ND	1,2	21	106	68	267	6	13	105	15
172	168	330	77	58	10	D	C	77	330	10	58	ND	1,2	16	104	74	291	2	194	104	14
173	169	227	35	154	12	S	C	35	227	12	154	NS	1,7	47	120	32	252	26	360	100	10
174	170	338	87	67	12	D	C	87	338	12	67	ND	1,2	11	113	78	262	6	22	112	22
175	171	340	80	66	24	D	C	80	340	24	66	ND	1,2	24	115	64	271	10	21	113	23
176	172	340	65	57	26	D	C	65	340	26	57	ND	1,2	38	109	53	287	1	18	108	18
177	173	337	65	53	28	D	C	65	337	28	53	ND	1,2	39	106	51	282	2	14	105	15
178	174	161	88	72	26	D	C	88	161	26	72	ID	1,2	17	119	64	247	20	23	116	26
179	175	253	58	183	28	S	C	58	253	28	183	NS	1,7	45	130	45	305	2	37	128	38
180	176	240	35	162	8	S	C	35	240	8	162	NS	1,7	43	129	34	257	29	9	111	21
181	177	303	65	24	18	D	C	65	303	18	24	ND	1,6	31	72	58	262	5	165	74	164
182	178	257	39	170	3	S	C	39	257	3	170	NS	1,7	36	137	39	262	31	21	123	33
183	179	225	43	158	20	S	C	43	225	20	158	NS	1,2	49	115	36	263	16	6	102	12
184	180	333	50	37	28	D	C	50	333	28	37	ND	1,6	52	89	37	283	7	188	96	6
185	181	215	89	125	9	S	C	89	215	9	125	NS	1,6	7	80	81	299	6	170	80	170
186	182	216	30	149	13	S	C	30	216	13	149	NS	1,6	50	118	27	246	27	350	92	2
187	183	187	86	98	10	D	C	86	187	10	98	ID	1,6	4	143	79	256	10	52	143	53
188	184	334	89	63	46	D	C	89	334	46	63	ND	1,2	31	119	44	245	30	8	109	19
189	185	320	70	34	37	D	C	70	320	37	34	ND	1,6	42	93	46	252	11	353	87	177
190	186	251	27	167	3	S	C	27	251	3	167	NS	1,7	42	142	27	259	36	10	119	29
191	187	334	66	58	13	D	C	66	334	13	58	ND	1,2	27	104	62	302	7	198	106	16
192	188	244	52	156	3	S	C	52	244	3	156	NS	1,2	28	117	52	250	24	14	110	20
193	189	5	89	95	42	D	C	89	5	42	95	ND	1,7	29	148	48	276	28	42	140	50
194	190	245	25	329	3	S	S	25	245	3	329	IS	1,7	37	127	25	238	43	353	107	17
195	191	185	50	108	15	S	S	50	185	15	108	NS	1,6	40	65	46	214	16	321	56	146
196	192	15	80	288	18	D	C	80	15	18	288	ID	1,6	5	332	69	77	20	240	151	61

[illegible]

Carta Geologica del transetto della faglia Merano-Mules

scala 1:10000
A cura di Zago Fabrizio



- Depositi Quaternari**
 - Deposito di falda detritica - debris flow
 - Deposito glaciale di ablazione
 - Deposito glaciale indifferenziato
 - Deposito fluviale
 - Conoide alluvionale
- Intrusioni Oligoceniche**
 - Lamella tonalitica
 - Lamella tonalitica subaffiorante**Rocce di Faglia**
 - Filloniti
 - Cataclastiti-Ultracataclastiti
- Dominio Austroalpino**
 - Paragneiss dell'Unità di Punta Cervina
 - Paragneiss dell'Unità di Punta Cervina subaffiorante
 - Ortogneiss dell'Unità di Punta Cervina
 - Ortogneiss dell'Unità di Punta Cervina subaffiorante
- Intrusioni Sudalpine**
 - Granito di Bressanone
 - Granito di Bressanone subaffiorante

