



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM.FF.NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN SCIENZE GEOLOGICHE

**EVOLUZIONE PRE-ALPINA ED ALPINA DEI  
GRANITOIDI DELLA CONCA DEL  
MOOSBODEN – FINESTRA DEI TAURI – ALPI  
AURINE**

**PreAlpine and Alpine evolution of the Moosboden basin's  
granitoids – Tauern Window – Aurine Alps**

*Relatore: Prof. Giorgio Pennacchioni*

*Laureando: Alberto Ceccato*

*Matricola: 609783*

*ANNO ACCADEMICO 2011/2012*



## Riassunto

I metagranitoidi della conca del Moosboden, incastonata tra le vette del Turnerkamp e Hornspitze, (Alpi orientali), appartengono al basamento ercinico coinvolto nell'Orogenesi Alpina ed esposto nella Finestra dei Tauri. I metagranitoidi costituiscono un dominio di bassa deformazione di dimensioni chilometriche all'interno delle miloniti alpine costituenti una fascia di spessore di qualche chilometro al contatto meridionale dell'unità dei granitoidi. Le strutture primarie preservate e deformative presenti in questa area permettono di ricostruire la storia evolutiva del basamento, dalla messa in posto intrusiva, alle varie fasi di evoluzione della deformazione alpina con la formazione di miloniti, vene e faglie cataclastiche.

Il lavoro qui redatto si è svolto in 9 giorni complessivi di rilevamento geologico e analisi strutturale in 3 differenti aree del nucleo del Zillertal – Venediger. Sono state innanzitutto analizzate le relazioni tra le diverse litologie intrusive rappresentate da granodioriti, gabbri ed ultramafiti, filoni basici interessati da processi di magma mingling con l'incassante granodioritica, filoni aplitici e lamprofirici. Fasce milonitiche, shear zones con foliazione milonitica incipiente e le innumerevoli vene di età alpina sono state analizzate dal punto di vista strutturale per poter ricavare una direzione di stress principale  $\sigma_1$  correlabile regionalmente con gli studi già effettuati nelle aree limitrofe.

Sono stati inoltre analizzati i rapporti tra zone di shear e le eterogeneità composizionali o strutturali presenti allo scopo di determinare i meccanismi di nucleazione delle zone di deformazione localizzata.

È stato effettuato un lavoro preliminare di telerilevamento, con l'analisi delle foto aeree della conca del Moosboden, mirato alla cartografia di base (distinzione dei depositi quaternari, delimitazione dei corpi intrusivi maggiori) e successivamente integrato con il lavoro di campagna. L'elaborato finale è una carta geologica il cui scopo è evidenziare i rapporti esistenti tra i vari componenti cartografabili dei granitoidi.

## Abstract

The aim of this work is to study the magmatic and structural evolution of the meta – granitoids exposed in a low strain domain of the Zillertal – Veneiger Core in the Tauern Window. At first, the relationship between the lithologies of the Variscan basement and the Alpine milonites and veins was analyzed. Granodiorite, Gabbros and Ultramafic Cumulates, Leucogranite dykes with magma mingling, Aplitic and Lamprophiric dykes and Epidot + Garnet veins show, on the field, particular relations that permit us to reconstruct a relative chronology of the magmatic evolution. Milonites, Quartz + Calcite + Biotite veins and Epidote + Chlorite structures are the evidence of the Alpine deformation and the second part of the evolution of the Variscan basement. In a second moment was characterize the relationship between the localization of the strain and the pre – existent structures, like compositional and structural discontinuities. The last part of the work concerns the analysis of the structural data detected on the field constraining a  $\sigma_1$  principal stress direction during the Alpine event.

A geologic map was prepared after the analyses of the aerial photos and integrated with the field work.

This study is based only on field evidences, geological and structural survey techniques.

# Indice

Introduzione.....	5
Inquadramento geologico .....	7
<b>Capitolo 1: Litologie ed evoluzione prealpina .....</b>	<b>11</b>
<i>Meta – Granodiorite</i> .....	11
<i>Gabbri – Ultramafiti</i> .....	12
<i>Filoni leucogranitici con magma mingling</i> .....	13
<i>Apliti</i> .....	15
<i>Filoni Lamprofirici</i> .....	15
<i>Vene ad Epidoto e Granato</i> .....	16
<i>Relazioni genetiche e petrologiche</i> .....	18
<b>Capitolo 2: Deformazione e vene di età alpina .....</b>	<b>21</b>
<i>Miloniti, micascisti e clivaggio disgiuntivo</i> .....	21
<i>Vene a Quarzo, Biotite e Calcite</i> .....	22
<i>Vene a Quarzo, Clorite e Adularia</i> .....	23
<i>Filoni basalto – andesitici</i> .....	24
<i>L'importante ruolo dei fluidi</i> .....	26
<b>Capitolo 3: Localizzazione della deformazione .....</b>	<b>31</b>
<b>Capitolo 4: Analisi strutturale.....</b>	<b>37</b>
Conclusioni .....	45
Bibliografia.....	47



## Introduzione

Le aree di studio sono collocate nei comuni di Selva dei Molini - Lutago (Alto Adige – Italia) e Ginzling (Tyrol – Austria). Sono situate nelle Alpi della Zillertal – Alpi Aurine, gruppo montuoso facente parte delle Alpi dei Tauri Occidentali, in ambiente di alta montagna alla base delle lingue glaciali. Le aree studiate si trovano esattamente:

- Moosboden: versante sud della dorsale Turnerkamp (Cima di Campo – 3418 m s.l.m.) – V Hornspitze (Quinto Corno – 3109 m s.l.m.) alla base del Trattenbachkees (Vedretta di Dentro);
- Berliner Hütte: aree poste sul versante nord della dorsale Turnerkamp – V Hornspitze alla base del Hornkees, e lungo il versante nord della dorsale Berliner Spitze (3254 m s.l.m.) – Schwarzenstein (Sasso Nero – 3869 m s.l.m.) alla base della lingua glaciale dello Schwarzensteinkees;
- Mesule: alcuni affioramenti alla base della Vedretta di Neves Orientale lungo il versante sud della dorsale Mesule (3479 m s.l.m.) – Turnerkamp;

Il ritiro dei ghiacciai in questa regione negli ultimi decenni ha portato alla luce una gran quantità di affioramenti modellati, levigati e puliti dal passaggio dello stesso ghiacciaio. Il lavoro qui presentato è stato svolto analizzando le strutture magnificamente esposte su questi “nuovi” affioramenti.

Il lavoro si è svolto dal 26/06 al 29/06/2012 nell’area Berliner Hütte, e dal 31/07 al 04/08/2012 nelle aree Mesule e Moosboden. Il metodo di ricerca si è basato semplicemente sulle tecniche di rilevamento geologico/strutturale.

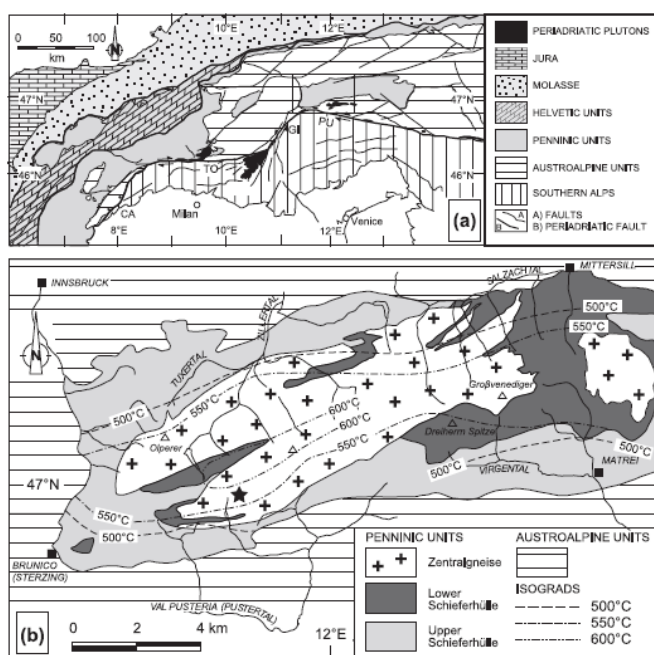
Dopo un inquadramento geologico generale, nel primo capitolo vengono descritte le litologie componenti il basamento e i rapporti genetici tra di esse: granodioriti, gabbri ed ultramafiti, filoni basici interessati da processi di magma mingling con l’incassante granodioritica, filoni aplitici e lamprofirici e vene ad epidoto + granato. Sul campo presentano determinati rapporti di intersezione o morfologie

che permettono di ricavare chiaramente una cronologia relativa degli eventi intrusivi. Sono poi descritte, nel secondo capitolo, le strutture deformative di origine alpina, presenti sotto forma di shear zones trascorrenti con foliazione più o meno pronunciata e vene a varia mineralogia con un piccolo accenno al ruolo molto importante dei fluidi. Nel terzo capitolo vengono descritti i rapporti che intercorrono tra la localizzazione dello strain nelle shear zones e la presenza di eterogeneità composizionali e strutturali osservate sul terreno. Nel quarto capitolo vengono invece analizzati i dati strutturali raccolti sul terreno, con l'elaborazione di proiezioni stereografiche per poter ricavare una direzione di stress principale  $\sigma_1$  correlabile regionalmente con gli studi già effettuati nelle aree limitrofe.



## Inquadramento geologico

Le Alpi Orientali sono geologicamente dominate dalle falde del Sudalpino e dell'Austroalpino, contrapposte lungo un complesso sistema di faglie e fasce milonitiche storicamente denominato Lineamento Periadriatico (LP). In questa regione tale lineamento è formato dalla Linea delle Giudicarie Nord e dalla Linea della Pusteria. Il passaggio da metamorfismo assente, caratteristica tipica del Sudalpino, al metamorfismo alpino, a cui sono state sottoposte le altre falde e unità, qui non avviene esattamente lungo tale lineamento, ma lungo una fascia milonitica interposta tra LP e la Finestra dei Tauri: la DAV line (Mancktelow et al., 2001).



**Figura 1.1: Inquadramento geologico dell'area. a) Mappa tettonica semplificata delle Alpi, b) area occidentale della Finestra dei Tauri, dove sono localizzate le aree di studio. (Da Pennacchioni & Mancktelow, 2007)**

Altra caratteristica importante della parte orientale dell'orogene alpino è la Finestra Tettonica dei Tauri: complesso geologico che porta alla luce la falda del Pennidico, sovrascorsa dall'Austroalpino. La formazione di questa pila di falde è iniziata probabilmente tra il tardo Cretaceo e il tardo Eocene (Neubauer et al., 1999 e riferimenti da qui in avanti).

Geometricamente, la finestra sembra generata da un pull-a-part sinistro dovuto ad uno step-over tra due linee tettoniche trascorrenti. La falda esposta forma una brachianticlinale ellittica circondata da due gruppi di lineamenti tettonici: (1) Una coppia di shear zone strike-slip sinistre con direzione circa WSW-ENE con stepping sinistro,

denominate: SEMP (faglia di Salzach – Ennstal – Mariazell – Puchberg) al margine settentrionale; DAV (faglia di Defreggen – Antholz – Vals) poco al di sotto del margine meridionale; (2) lungo i margini orientale ed occidentale si hanno faglie normali a basso angolo con immersione rispettivamente verso E e verso W (faglia del Brennero) che fungono da bridge estensionale tra le due linee trascorrenti. All'angingwall troviamo la falda Austroalpina, precedentemente sovrascorsa alle unità del Pennidico. La formazione della finestra tettonica e l'esumazione del Pennidico sono dovute all'evento di "unroofing", di erosione tettonica, collegato all'attività di tutto l'insieme di lineamenti tettonici avvenuta dal primo Oligocene al tardo Miocene. Altro fattore scatenante del sollevamento potrebbe essere stato lo slab break-off coevo alpino e l'indentazione della placca Adriatica contro la pila di falde Pennidico – Austroalpina (Neubauer et al., 1999).

Il dominio Pennidico esposto nella Finestra tettonica è composto da unità del margine continentale europeo più distale formatesi nel Trias – Giuras con l'apertura dell'Oceano della Tetide. Tale dominio è costituito da una pila di falde (Kurz et al., 1998) data da:

- Basamento polimetamorfico;
- Lo Zentralgneis, gneiss alpini con protolite varisico;
- Una copertura metasedimentaria parautoctona Permo – Cretacica;
- Una serie di quarziti e marmi Permo –Triassici;
- il gruppo del Bündler Schiefer, coperture oceaniche e falda ofiolitica del Glockner;

Il basamento polimetamorfico e la copertura parautoctona sono i componenti dell'unità nota in letteratura come *Untere Schieferhülle*, incassante dei granitoidi e gneiss dello Zentralgneise; le serie mesozoiche di marmi e scisti e l'unità ofiolitica sono invece i componenti dell'unità nota come *Obere Schieferhülle*.

Durante il Cretaceo, tra gli 80 e 60 Ma, avviene la subduzione dell'Oceano Sud-Pennidico, porzione occidentale dell'Oceano della Tetide. A questo evento è attribuibile l'impilamento delle falde ed il metamorfismo di Alta Pressione e

Bassa Temperatura in facies Eclogitica registrato da alcune unità pennidiche (Eclogite zone, 530-620 °C, 2.0-2.3 GPa a 65 Km di profondità – Kurz et al., 1998) con seguente retrocessione in facies degli Scisti Blu (1.0-1.1 GPa, 475-535 °C). Assieme alla subduzione, si ha l'impilamento delle falde alpine con la giustapposizione dell'Austroalpino sul Pennidico per thrusting. Nell'Eocene (40 Ma), al metamorfismo HP – LT si è sovrimpresso il metamorfismo Barroviano in facies Anfibolitica e degli Scisti Verdi, cancellando quasi completamente le tracce del precedente evento. Le condizioni raggiunte sono di circa 0.4 – 0.6 GPa e 550 – 600 °C (Pennacchioni et al., 2007). Il grado di questo metamorfismo aumenta dal bordo della finestra verso il centro (Selverstone, 1985) e nasce dal riequilibrio delle isoterme al di sotto dell'orogene dovuto allo slab break-off post collisione continentale.

Lo Zentralgneis è composto da meta – granitoidi petrogeneticamente connessi all'orogenesi Ercinico – Varisica e suddivisi in batoliti. Si sono formati durante più cicli magmatici di età da medio Devoniana a Permiana recente collegati a distinte fasi nell'evoluzione dell'orogene Varisico con differente chimismo (Eichhorn et al., 2000). Da un magmatismo di arco di tipo andino iniziale nel Devoniano, si passa nel primo Carbonifero ad un magmatismo sempre collegato alla subduzione ed allo slab break-off, per proseguire nel tardo Carbonifero con un'attività magmatica dovuta a decompressione, ed infine in una attività di rifting intracontinentale incipiente.

Il nucleo Zillertal – Venediger forma, assieme al nucleo del Tux, la maggior parte dell'unità esposta nella Finestra dei Tauri Occidentale, dove sono situate le aree di studio. Il protolite è dato principalmente da Granodioriti, Tonaliti e Graniti componenti di una serie Calcicalina di granitoidi I – type di età tardo Carbonifera ( $296 \pm 4$  Ma, Eichhorn et al., 2000;  $292 \pm 6$  Ma, Cesare et al., 2001) localmente preservati dalla deformazione, altrimenti per la maggior parte trasformati in gneiss. Si inserisce quindi nel terzo impulso magmatico. Vari autori hanno proposto più modelli genetici per questo impulso magmatico in base alle similitudini tra gli eventi di età Varisica registrati nel basamento della Finestra dei

Tauri e la cronologia dedotta dallo studio di altri massicci varisici (External Domain). Tutti i modelli proposti, comunque, implicano la presenza di crosta oceanica al di sotto dell'orogene: alcuni modelli prevedono uplift, decompressione adiabatica e fusione della crosta oceanica incorporata nella crosta inferiore, in altri viene evocata la fusione o deidratazione della crosta oceanica al di sotto della zona di collisione post slab break-off.

Gli affioramenti in studio fanno parte di un dominio a bassa deformazione di dimensioni chilometriche del nucleo Zillertal – Venediger dello Zentralgneis, dove sono preservate le strutture genetiche intrusive fra i vari corpi del plutone. Le fasce milonitiche chilometriche si interpongono tra questo dominio ed il margine meridionale della finestra; mentre a Nord dell'area di studio il dominio di low strain è delimitato dalla shear zone del Greiner. Il metamorfismo qui rilevato è di alto grado, in facies Anfibolitica alle condizioni di 0.4 – 0.7 GPa e 550 – 600 °C (Selverstone 1985).

## Capitolo 1: Litologie ed evoluzione prealpina

In questa sezione vengono descritte le litologie componenti il basamento prealpino e vengono discusse le relazioni genetiche e intrusive tra di esse.

### *Meta – Granodiorite*

È la litologia preponderante, forma il nucleo intrusivo principale dello Zillertal – Venediger. È composta da  $Qtz + Pl + Bt \pm Kfs \pm Amph \pm Grt$ . Il metamorfismo ha comportato la quasi completa ricristallizzazione dell'Anfibolo e delle Biotite magmatica originaria in Biotite di neoformazione dove, a sua volta, ha nucleato il Granato. La struttura originaria olocristallina equigranulare a grana medio – grossa presenta una foliazione magmatica determinata dalla Biotite e resa molto evidente dalla forma degli inclusi mafici. Solo localmente è preservata questa struttura; per la maggior parte si ha una debole foliazione, sino ad avere una struttura gneissica e milonitica con foliazione parallela (miloniti discontinue). Localmente sono presenti anche tonaliti.

Si rinvencono frequentemente i caratteristici inclusi mafici dei granitoidi I-type, le MME (Microgranular Mafic Enclaves) composte da  $Pl + Amph + Bt \pm Qtz$ . Questi inclusi sono molto più numerosi e diffusi nell'area della Berlinerhütte. In tale area sono stati osservati degli inclusi mafici che presentano morfologie simili all'immiscibilità tra magmi (Figura 1.4). Effettivamente la differenza tra le parti è solamente di grana o al massimo nella moda dei minerali.

L'area di studio è delimitata a Nord dalla Greiner Shear Zone, importante contatto milonitico varisco tra i nuclei della Zillertal e del Tux, riutilizzato durante la deformazione alpina con una particolare evoluzione della cinematica durante la sua vita. Il contatto tra questo importante lineamento e il nucleo della Zillertal è dato da una serie di migmatiti e gneiss occhiadini con cristalli di K – Feldspato centimetrici (e geminati Karslbader) in bande metriche ben delimitate.

## ***Gabbri – Ultramafiti***

Queste litologie affiorano in corpi da ettometrici a chilometrici in prossimità della vetta del V Hornspitze e lungo tutta la dorsale degli Hornspitze (verso il Berlinerspitze e Schwarzenstein). Si rinvencono anche alcuni corpi isolati di minori dimensioni (metriche). Le litologie presenti sono:

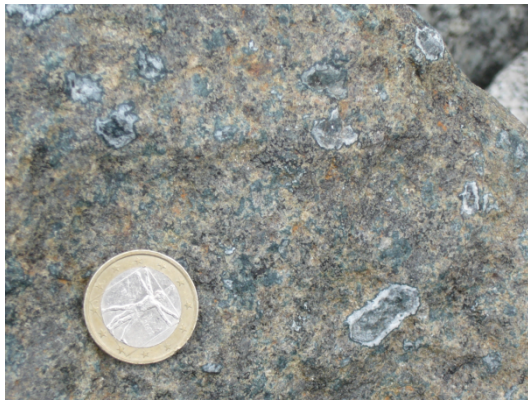
- Gabbri: struttura olocristallina equigranulare, con tessitura ipidiomorfa granitica a grana media formata da Pl + Amph + Px. Localmente, in alcune masse gabbriche esterne a quella principale, si ha una transizione di tessitura che, da perfettamente equigranulare, diviene dapprima glomeroporfirica per passare poi ad una tessitura orbicolare in alcuni affioramenti molto limitati (Figura 1.2). L'originaria mineralogia, in seguito al metamorfismo, è ora trasformata in un insieme di Px relitti + Bt + Chl + Pl + Ms.
- Pirosseniti / cumulati ultramafici : si trovano al nucleo di questi corpi ultrabasici, hanno tessitura olocristallina cumulitica. Le fasi principali macroscopiche sono Px (molto probabilmente Ortopirosseni) peciloblastici  $\pm$  Ol  $\pm$  Flogopite  $\pm$  Pl. Mostrano localmente delle facies coronitiche dove il Pl forma degli orli di reazione su Px o Amph (Figura 1.1). In seguito al metamorfismo hanno subito serpentinizzazione e alterazione in fillosilicati in maniera molto più spinta dei gabbri. Per essere definite correttamente sarebbe necessario uno studio petrologico sistematico di tutte le litologie osservate; potrebbero essere comprese anche Harzburgiti e Anfiboliti (come segnalato da vari autori: Cesare et al., 2002; Frasl et al., 1995).

Il contatto con l'incassante granodioritico è spesso non ben definito, transizionale, o molte volte viene utilizzato come piano di localizzazione della deformazione e reso irriconoscibile. Solo in un affioramento dell'area Mesule è presente un vero chilled margin, con variazione di grana all'interno della massa gabbrica. Alcuni corpi gabbri di dimensioni metriche presentano una particolare relazione con l'incassante: al limite tra i due si verificano degli eventi di magma mingling con la formazione di corpi femici lobati con contorni netti che si dipartono dal corpo

principale (Figura 1.5). Il contatto tra le pirosseniti, la maggior parte dei corpi gabbrici e la granodiorite è transizionale, si vede la miscelazione tra i due fusi silicatici. Questa miscelazione potrebbe aver generato la diorite pegmatoide localizzata al limite tra le litologie. Composizione mineralogica data da: Pl + Qtz + Amph pegmatoide (centimetrico, Figura 1.3). La stessa litologia si osserva in una vasta area di contatto tra un corpo gabbrico e la granodiorite alla base della parete del V Hornspitze.

### ***Filoni leucogranitici con magma mingling***

Sono corpi filoniani irregolari di spessore metrico che si sviluppano nella granodiorite ed hanno un particolare rapporto con gabbri e le ultramafiti. Alcuni di essi si dipartono direttamente dai corpi gabbrici (Figura 1.9). Hanno una morfologia particolare dovuta alla coesistenza, all'interno di essi, di due fusi silicatici immiscibili per densità, viscosità e composizione. È dovuta ai processi di magma mingling, cioè di mancata miscelazione dei magmi. Il fuso più femico assume spesso forme lobate o di breccie angolari, con contorni da netti, a frastagliati a transizionali. I due fusi in questione hanno una composizione differente in funzione della distanza dalla loro sorgente. Il fuso femico non varia di molto dalla sorgente, i corpi gabbrici, alle porzioni più distali dei filoni: dal gabbro *sensu stricto* (Px + Pl ± Ol) fino ad una composizione dioritica (Amph + Pl con Px relitto). I minerali femici sono ora per la maggior parte ricristallizzati in Biotite. Il fuso sialico invece subisce una differenziazione maggiore all'interno dei filoni: da una composizione prettamente granodioritica a grana molto fine in prossimità delle masse gabbriche, si passa a dei leucograniti (Qtz + Pl con Bt molto inferiore rispetto all'incassante) fino ad avere un nucleo pegmatitico (Qtz + Pl + Ms).



**Figura 1.1: facies coronitiche delle Pirosseniti. (Deposito glaciale, 47° 1' 15.6"N 11° 50' 34.5"E)**



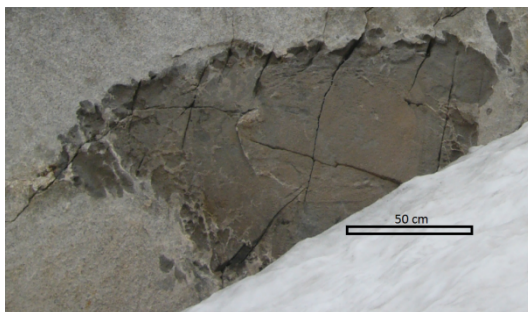
**Figura 1.2: Facies orbicolari all'interno delle masse gabbriche. (46° 59' 10.36"N 11° 50' 6"E)**



**Figura 1.3: Contatto tra Granodiorite e Pirossenite. Si nota la transizione con Diorite Pegmatoide. (46° 59' 15.8"N 11° 49' 24.55"E)**



**Figura 1.4: Incluso Mafico della granodiorite che presenta morfologie da immiscibilità di fusi al suo interno. (47° 0' 50"N 11° 49' 8"E )**



**Figura 1.5: corpo metrico di gabbri che mostra magma mingling al contatto con la granodiorite incassante. (46° 59' 9.5"N 11° 50' 12.4"E)**



Sono stati osservati filoni con morfologie interne molto differenti ma coesistenti tra di loro: morfologie lobate sono intersecate da filoni pegmatitici di retro-intrusione che si dipartono direttamente dal fuso sialico del filone (Figura 1.8).

Questi filoni sono talvolta definiti solamente dall'insieme del fuso mafico immerso nella granodiorite, mentre per la maggior parte degli affioramenti la porzione leucogranitica si interpone tra incassante e fuso mafico definendo un vero filone. Tali corpi generano brecce angolari di incassante, spesso inglobate nel corpo stesso.

Sono presenti sia inclusioni mafiche isolate sia veri e propri filoni all'interno del filone stesso: ciò dimostra che le litologie hanno interagito in vari stadi di sviluppo del fuso.

### *Apliti*

Non molto di frequente, nell'area del Moosboden, si rinvengono queste litologie, oltre ad essere di difficile distinzione dalle porzioni leucogranitiche dei filoni prima descritti dove non è evidente il magma mingling. Sono corpi molto più regolari e di dimensioni ridotte, centimetriche – decimetriche, composti da Kfs + Qtz ± Pl con tessitura microgranulare. La direzione media dei filoni aplitici è E – W. I filoni osservati immergono sia verso N che verso S (N345, N356, N110, N159). Il contatto con l'incassante è sempre netto e ben delimitato.

### *Filoni Lamprofirici*

Sono corpi filoniani tabulari molto regolari anche su lunghe distanze, hanno spessore da metrico a decametrico. La composizione mineralogica è data da Amph + Bt + Px con minori quantità di Pl. Nella maggior parte degli affioramenti questi filoni presentano tessitura afanítica, solo localmente si è osservata una tessitura porfirica: la localizzazione della deformazione al suo interno ha però distorto l'originale struttura, determinando così la formazione di porfiroclasti di Pl su di una matrice afanítica microcristallina di Bt + Pl + Amph (Figura 1.6). Sono

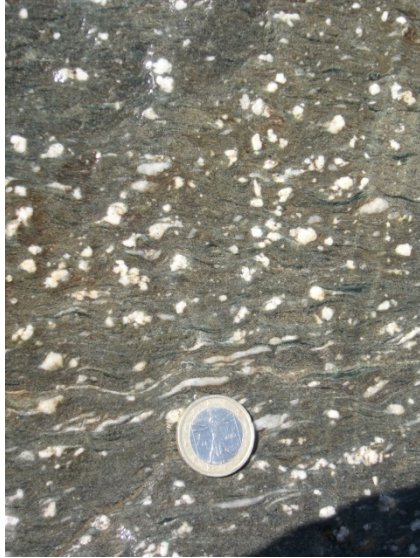
solitamente diretti all'incirca E – W ad alto angolo di immersione. Il contatto con l'incassante è nettamente intrusivo con una debole variazione di grana dell'incassante. Molte volte all'interno dei filoni più grandi si ritrovano zolle di incassante da completamente preservate a totalmente digerite. Molto spesso i filoni lamprofirici di dimensioni minori riutilizzano le discontinuità già formate con l'intrusione dei filoni aplitici.

Particolare molto interessante è il ritrovamento di morfologie simili agli eventi di magma mingling all'interno di uno di questi filoni in un affioramento dell'area Berlinerhütte. Il mingling avviene tra il fuso lamprofirico ed un altro magma mafico.

### *Vene ad Epidoto e Granato*

Come ultimo elemento del basamento ercinico troviamo le vene ad Ep + Grt, piani di frattura, joint e vene di dimensioni millimetriche decorati da una matrice microcristallina di epidoto dove sono immersi cristalli rombododecaedrici sub-millimetrici di granato. Sono dirette principalmente E – W con angolo di immersione di 55 – 90° sia verso N che verso S.

Peculiarità di queste vene è l'alone di alterazione che si sviluppa nell'incassante, granodiorite o lamprofiro che sia, ad una distanza non superiore al decimetro dalle salbande. Come si vedrà poi, questo alone di alterazione modifica le caratteristiche composizionali e reologiche della roccia, determinando così un comportamento differente durante le fasi di deformazione alpina.



**Figura 1.6: Lamprofiro milonitizzato.**  
(46° 58'30.5"N 11°48'2"E)



**Figura 1.7: Filone leucogranitico che mostra magma mingling con un filone basico. La morfologia spezzata del filone dimostra lo stato di cristallizzazione più avanzata in cui si trovavano i due fusi. Al contatto tra i due è presente una morfologia a lobi e cuspidi, con le cuspidi rivolte verso l'interno del filone basico. (46° 59' 3.5"N 11° 49' 33"E)**



**Figura1.8: Filone leucogranitico dove si vedono coesistere morfologie da magma mingling e filoni pegmatitici che nascono dallo stesso fuso sialico. (46° 59' 11.3"N 11° 50' 3.2"E)**

## *Relazioni genetiche e petrologiche*

Dalle relazioni tra le varie litologie osservate sul campo possiamo ricavare una cronologia relativa dei vari eventi intrusivi e delle implicazioni nello stato fisico dei differenti componenti al momento della loro genesi. Le relazioni che esistono tra granodiorite incassante, gabbri e pirosseniti implicano che le litologie, al momento della messa in posto fossero entrambe allo stato di fuso completo o parzialmente cristallizzato. Non è chiaro, dalle evidenze di campo, se tali rocce siano collegate geneticamente o a sé stanti. Teoricamente sono tutte facenti parte dello stesso trend di differenziazione Calcalcalino a cui è attribuito il nucleo della Zillertal. Lo stato fisico simile ad una “granita di cristalli” permetteva al magma di comportarsi come un fluido molto viscoso ma allo stesso tempo di formare fratture come una roccia integra elastica. Tale reologia è ben evidenziata dalla presenza dei filoni leucocratici con il magma mingling. L’incassante granodioritico, non ancora completamente solidificato, fratturandosi ha drenato il fuso rimanente dalla cristallizzazione nelle stesse fratture e lo stesso è avvenuto successivamente per il fuso mafico dai corpi gabbri e ultramafici.

Le datazioni effettuate da Cesare et al. (2002) sui cumulati ultramafici dimostrano la differente età con la granodiorite, ma non negano che siano parte dello stesso evento magmatico (peraltro collegato alla subduzione).

Un aspetto molto importante osservato sul terreno è la coesistenza di morfologie derivanti da immiscibilità di fusi, quindi il magma mingling, e di fratture da retro – intrusione dello stesso fuso silicatico.

In questi filoni potrebbe essere anche avvenuta una differenziazione del fuso silicatico, come dimostra la presenza di nuclei e porzioni pegmatitiche all’interno di essi. Bolle pegmatitiche sono state rinvenute anche nella granodiorite, senza nessuna relazione con filoni o altri corpi intrusivi secondari.

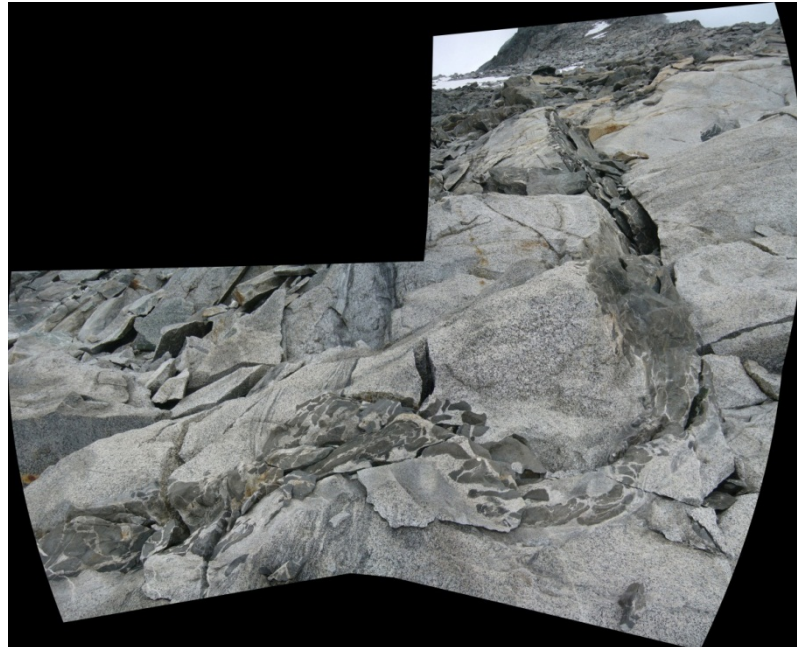
Il limite poco definito tra le prime tre litologie è dovuto molto probabilmente ad effetti di miscelazione locale dei fusi nel tempo. La varietà dei rapporti osservati tra queste è l’evidenza del fatto che l’interazione è avvenuta nei vari stadi di

evoluzione del plutone, dal fuso primario, alla solidificazione completa. L'abbondante quantità di inclusi mafici verso il limite con la Greiner SZ, e la stessa particolare morfologia degli inclusi simil – mingling, sono la prova visibile delle prime fasi di evoluzione del plutone e dell'intensa convezione magmatica all'interno di esso con più eventi di mingling tra magmi (Frasl e Schindlmayr, 1993).

Il primo evento intrusivo successivo a questa fase è la formazione delle apliti, stadio terminale dell'evoluzione dell'intrusione.

I filoni lamprofirici intersecano tutte le litologie precedenti con dei limiti netti da intrusione successiva al raffreddamento dell'incassante.

L'ultima fase di evoluzione del basamento è resa visibile dalla formazione delle vene a Epidoto + Granato, che intersecano tutto il complesso intrusivo alterando anche il chimismo della roccia incassante alle salbande.



**Figura 1.9: Fotomosaico di un filone che presenta magma mingling. Appena più a N dell'affioramento è presente la massa genitrice di tale filone. Il magma mingling avviene direttamente con la granodiorite. Il contatto tra filone e corpo basico genitore è shearato. (46° 59' 16"N 11° 50' 14.4"E)**



## Capitolo 2: Deformazione e vene di età alpina

In questa sezione viene descritta la deformazione Alpina subita dal basamento varisico con la formazione di vene a varia composizione e di una foliazione milonitica più o meno sviluppata.

### *Miloniti, micascisti e clivaggio disgiuntivo*

Sotto il nome di miloniti vengono qui comprese tutte le litologie che presentano una foliazione, da quella sigmoidale incipiente delle shear zones, alle fasce milonitiche metriche, agli scisti micacei e a clorite formatasi in seguito ai processi deformativi alpini.

Nell'area di studio si possono osservare tutti gli stadi di avanzamento della deformazione con la conseguente foliazione. Il primo stadio è indicato dalla foliazione sigmoidale che si sviluppa lungo discontinuità composizionali ( filoni e contatti fra litologie differenti ) e strutturali ( fratture, joints, vene ) preesistenti, e come si vedrà poi, anche sin – deformazione. Lo stadio successivo è rappresentato dalla diffusione nell'incassante di questa foliazione, fino ad unire più shear zones in singole fasce milonitiche con foliazione parallela. In queste fasce milonitiche sono riconoscibili vari indicatori cinematici come pieghe asimmetriche, porfiroclasti  $\sigma$  – type o shear bands che permettono di analizzare il senso di shear. Tutte le zone di shear milonitiche osservate sono del tipo strike – slip.

In alcune di queste fasce milonitiche, o in prossimità di esse sono presenti degli scisti micacei di varia composizione. Sono Micascisti a  $Bt + Qtz + Pl$ , ma più frequenti sono i Cloritoscisti a  $Chl + Ms + Bt + Qtz$ . Si presentano più frequentemente in relazione a rocce basiche.

Queste ultime litologie se non sono associate a fasce milonitiche, sono posizionate in prossimità di rocce che presentano clivaggio disgiuntivo (fracture cleavage): foliazione spaziata dovuta a fratture sub – parallele in origine che

separano microlithons indeformati. Queste fratture sono utilizzate in seguito come canale per i fluidi che depositano varie fasi minerali riconsolidando la roccia.

### ***Vene a Quarzo, Biotite e Calcite***

Sono la prima manifestazione di fratturazione nell'evento alpino. Hanno spessore da centimetrico a metrico e lunghezza fino a decine di metri. Poche vene presentano la mineralogia completa, la maggior parte è composta da una o due fasi. Le più numerose sono formate da solo Qtz, e in numero minore si hanno vene formate da Qtz + Cc, Cc + Bt, Qtz + Bt più una piccola quantità di solfuri. La grana va da molto grossa a pegmatitica con cristalli di Cc romboedrici che raggiungono anche le dimensioni di 50 cm. La biotite si presenta in pacchetti e singoli cristalli esagonali dai 2 ai 5 cm di diametro. Il quarzo modifica la sua grana in funzione del grado di deformazione passando da dimensioni centimetriche a submillimetriche quando completamente deformato. La calcite invece diviene profiroclasto e subisce boudinage (Mancktelow et al. 2010). La disposizione interna dei cristalli di Bt o Cc indica che l'apertura della vena è avvenuta in stadi successivi senza però variazione della composizione o direzione dello stress principale.

Le vene presentano una particolare geometria, in funzione del loro orientamento rispetto allo stress principale  $\sigma_1$  che le ha generate. Molte vene sono fratture semplici Mode I, fratture estensionali, e non presentano particolari geometrie se non il fatto di essere dirette all'incirca parallelamente al  $\sigma_1$  alpino. Le vene classificabili come fratture estensionali – ibride Mode III, cioè con componente di shear parallela al tip della frattura, hanno caratteristiche geometriche particolari come wing cracks e pull – a – part. Questi elementi sono indicatori del senso di shear, destro o sinistro, funzione della disposizione spaziale della frattura iniziale rispetto a  $\sigma_1$  e, attraverso la loro analisi strutturale, hanno permesso di vincolare la direzione dello stress principale alpino. Molte volte le stesse vene sono riutilizzate in seguito come precursore strutturale per lo sviluppo di shear zone: presentano



quindi ai bordi una foliazione sigmoidale incipiente consistente con il senso di shear descritto dagli elementi geometrici.

Le vene di più grandi dimensioni sono solitamente nate dall'evoluzione di sistemi di fratture multiple en – echelon che con l'avanzare della deformazione si sono unite. È ancora possibile distinguere lo stepping della sequenza en – echelon grazie alle “spikes” alle salbande di tali vene.

Nella maggior parte dei casi sono comprese tra due fasce milonitiche, la cui foliazione viene interrotta dall'apertura della vena. Ciò predata la deformazione alpina milonitica. Non sono stati osservati casi in cui le miloniti sono completamente attraversate dalle vene.

### ***Vene a Quarzo, Clorite e Adularia***

Sono vene di dimensioni minori rispetto alle precedenti, da millimetriche a centimetriche. La mineralogia è data da Qtz + Chl + Kfs (Adularia) + Zeoliti + Solfuri. Alcune presentano al loro interno delle cavità dove l'Adularia ha potuto svilupparsi in forma euedrale con cristalli centimetrici ricoperti da Clorite.

Non sono state osservate le stesse geometrie delle precedenti vene a Qtz + Bt + Cc. Molte volte queste ultime vene vengono riutilizzate come canale di flusso dei fluidi ricchi di Chl.

Contemporaneamente alla formazione di questo insieme di vene, si è sviluppato un set di piani di frattura decorati da Chl + Ep + Zeoliti + Ox. Questo sistema è collegato geneticamente alla faglia delle Mesule: lineamento tardivo cataclastico strike – slip sinistro posto ad W dell'area Mesule con giacitura ~70 – 270. Altre faglie cataclastiche si ritrovano nell'area più occidentale del Moosboden (Figura 2.3) con giacitura molto simile ( 64vs285, 72vs290 ). Entrambe le strutture fragili hanno una morfologia simile: sono formate da una coppia di piani di scivolamento, dove si concentra la deformazione, che limitano un blocco centrale di roccia indeformata.

Una caratteristica sia delle vene che dei piani di frattura collegati alla faglia è l'alterazione dell'incassante in prossimità del contatto. La granodiorite originaria per eliminazione del Qtz ricristallizzato successivamente, si arricchisce in Pl (sodico) + Bt + Chl + Amph. Tale processo di metasomatosi alcalina è detto Episienitizzazione ed il suo risultato è la formazione di Episieniti: rocce impoverite di SiO<sub>2</sub> e albitizzate. Lungo le vene sono limitate a pochi centimetri, al massimo un decimetro, dalla sorgente dei fluidi centrale (Figura 2.6). Lungo le faglie cataclastiche il processo di metasomatosi alcalina è molto più intenso e pervasivo e si ha la formazione di uno spessore episienitico di metri (fino a 8 m; Figura 2.5). Queste episieniti sono limitate da fasce milonitiche perpendicolarmente alla direzione della faglia e possono distaccarsi da essa per migrare nella roccia incassante.

### ***Filoni basalto – andesitici***

Nel detrito morenico sono stati osservati e campionati alcuni frammenti di corpi subvulcanici di composizione basaltica e andesitica: hanno struttura olocristallina afanitica (basalti) e porfirica (andesiti). Alcuni di questi massi presentano un contatto tra il corpo filoniano e l'incassante dove è visibile la variazione di grana dell'intrusione verso il contatto (chilled margin). Non sono stati osservati in posto; si ipotizza, visto il numero limitato di campioni nel detrito, che facciano parte di uno o pochi altri corpi situati vicino alla cresta della dorsale.



**Figura 2.1: Filone andesitico con evidente chilled margin più alterato al contatto con le pirosseniti. (Detrito Morenico)**



**Figura 2.2:** Fracute cleavage in prossimità della Greiner Shear Zone. Piani decorati da Bt + Amph tra i microlithons indeformati. (47° 1' 35"N 11° 48' 53"E)



**Figura 2.4:** Faglia cataclastica con Ep + Chl + Ox come matrice della cataclasite. (46° 58' 53.4"N 11° 49' 10.2"E)



**Figura 2.3:** Vene di Qtz + Cc + Bt. Si notano i seam di Bt dovuti all'apertura sequenziale della vena. (46° 58' 28.3"N 11° 47' 46"E)



**Figura 2.5:** Episienite collegata alla Faglia cataclastica di figura 2.4. (46° 58' 53.4"N 11° 49' 10.2"E)



**Figura 2.6:** Episienite legata ad una vena di Chl + Qtz. (47° 0' 53.6"N 11° 49' 5.5"E)

### *L'importante ruolo dei fluidi*

Le relazioni esposte negli affioramenti tra miloniti e vene a Qtz + Cc + Bt portano a dire che gli eventi di fratturazione (formazione di vene) e shearing duttile dovevano essere coevi e devono essersi alternati varie volte durante questo periodo di coesistenza. Si notano: vene di Qtz dragate all'interno di shear zones, vene che interrompono la foliazione sigmoidale di alcune SZ e vene che presentano foliazione sigmoidale alle salbande per boundary reactivation. Anche la presenza di strutture geometriche come wing cracks e pull – a – part sono indice di alternanza tra shearing duttile e fratturazione.

La causa di ciò è stata attribuita alla variazione ciclica della pressione dei fluidi  $P_f$ . Per avere fratturazione in facies Anfibolitica, come è avvenuto in questo caso, si deve avere innanzitutto uno stress differenziale  $\sigma_1 - \sigma_3$  molto basso: seguendo i criteri di cedimento dei materiali dettati dal Mohr envelope, deve essere teoricamente inferiore a  $5,6T$  (con  $T$  pari alla resistenza a trazione della roccia) per avere fratturazione ibrida; deve invece essere inferiore a  $4T$  per avere fratturazione puramente estensionale. Secondo fattore importante è l'elevata  $P_f$  che deve contrastare la pressione litostatica a cui è sottoposta la roccia e portare il cerchio di Mohr a contatto con l'involuppo di cedimento.

La formazione di wing cracks in più generazioni è il segnale evidente di questo ciclo di pressione dei fluidi. Le fratture Mode III, caratterizzate da tali elementi geometrici, si sviluppano su precursori non paralleli allo stress vigente o strutture ruotate dallo strain. La frattura deve propagarsi parallelamente a  $\sigma_1$ , perciò si forma la prima generazione di wing crack, i fluidi vengono drenati all'interno della vena e  $P_f$  diminuisce; avviene lo shearing e la mineralizzazione della struttura. Aumenta nuovamente  $P_f$  fino alla formazione di una successiva generazione di wing cracks parallele a  $\sigma_1$ , i fluidi vengono drenati e  $P_f$  diminuisce, avviene lo shearing e così via. Le fratture Mode I, invece, si generano *ex novo* perfettamente orientate con  $\sigma_1$ .

I fluidi che hanno quindi generato le fratture sono gli stessi che poi hanno depositato al loro interno le mineralizzazioni a Qtz, Cc, Bt. Derivano da reazioni di devolatilizzazione metamorfica e reazioni con l'incassante (Cesare et al., 2001). Il tempo che intercorre tra un evento di idrofratturazione e l'altro potrebbe essere dovuto proprio alla relazione tra la cinetica di queste reazioni metamorfiche e strain rate (comunicazione orale Pennacchioni). Dall'enorme quantità di vene, e dalle loro dimensioni, si può dedurre il volume impressionante dei fluidi drenati dalla roccia incassante durante il metamorfismo. Queste vene (secondo Cesare et al., 2001) si sono formate durante il picco metamorfico in facies anfibolitica datato 30 Ma.

Nelle aree Berlinerhutte e Moosboden, la canalizzazione dei fluidi nelle miloniti e nelle rocce con clivaggio disgiuntivo ha comportato una importante variazione delle litologie originarie; sono già stati descritti i micascisti e cloritoscisti rinvenibili all'interno delle fasce milonitiche del Moosboden. Alla base del ghiacciaio Hornkees, sulla destra idrografica della valle, affiora una sequenza di litologie da cui si può dedurre l'entità di interazione dell'incassante con i fluidi. L'incassante integro viene dapprima fratturato per creare una roccia con clivaggio disgiuntivo i cui piani sono saldati dalla deposizione di Biotite e Orneblenda (Hbl); l'avanzare del metasomatismo porta poi alla formazione dei Garben Schiefer. Questa litologia è caratterizzata da Hbl in covoni + Grt + Bt + Ms ± Qtz . L'interazione ancora più avanzata genera cloritoscisti con porfiroblasti di granato centimetrici (Chl + Grt [ Pir – Alm ] + Bt), fino ad avere scisti a singola Biotite.

La genesi dei micascisti e cloritoscisti è collegata al flusso di fluidi derivanti da devolatilizzazione metamorfica durante il picco massimo del metamorfismo alpino (30 Ma, Barnes et al. 2004).

La pressione dei fluidi è rimasta elevata anche negli ultimi stadi di deformazione alpina e durante la formazione delle vene a Qtz + Chl e dei piani a Ep + Chl: dimostrazione di tale fatto è l'angolo compreso tra i sistemi coniugati di fratture

ad Ep + Chl (Pennacchioni et al., 2007). Un angolo minore di  $60^\circ$  indica, teoricamente, l'avvenuta formazione delle vene nel campo delle fratture ibride. Il complesso di vene collegate alla faglia delle Mesule è collegato alla formazione del sistema di faglie delle Giudicarie, datato attorno ai 17 Ma, in facies degli Scisti Verdi (Pennacchioni et al., 2007).

L'ultima manifestazione dell'interazione tra fluidi e granodiorite avviene in seguito alla formazione delle faglie cataclastiche. Tali strutture sono state utilizzate come canale per dei fluidi ricchi in Chl, molto aggressivi, diffusi poi nell'incassante per alcuni metri dalle faglie, causando l'episienitizzazione. L'alone di metasomatismo non ha una morfologia regolare: viene localmente confinato nel volume di roccia integra tra la coppia di faglie cataclastiche, oppure si sviluppa solo in uno dei due blocchi separati dalla struttura o infine si separa dalle strutture precedenti con morfologie irregolari arrotondate. L'unica caratteristica comune tra tutti gli affioramenti osservati di episienite è la brusca terminazione contro le fasce milonitiche di un certo spessore intersecate dalle faglie cataclastiche. Shear zones minori, come le paired shear zone nucleate attorno alle vene di Ep + Grt, vengono attraversate interamente dall'episienite, la foliazione è preservata ma la mineralogia è completamente sostituita dalla clorite.

Altro evento significativo di interazione fluido – roccia è avvenuto al momento della formazione delle vene a Ep + Grt: i fluidi hanno generato un alone di alterazione che ha modificato la reologia della roccia causando successivamente una particolare morfologia delle shear zone nucleate su di essa, come si vedrà in seguito.



**Figura 2.7:** Episieniti (contorno verde) delle faglie cataclastiche. Si nota la limitazione da parte della fasce milonitiche (in nero). Ortofoto Provincia Autonoma di Bolzano, Foglio 16180 ( $46^\circ 58' 53''N$   $11^\circ 49' 10''E$ ).



**Figura 2.8:** Miloniti alpine intersecate da Vena a Qtz + Cc, successivamente ruotata e paralleleizzata, riutilizzata poi dalle vene a Chl che tagliano la foliazione milonitica. (46° 59' 17.2"N 11° 49' 40.8"E)



**Figura 1.9:** Vena di Qtz + Cc dove si nota boundary reactivation, prova del ciclo di deformazione duttile - fragile. Drag di filone aplitico e foliazione entrambi con senso sinistro. (47° 1' 15.5"N 11° 50' 30.6"E)



**Figura 2.10:** Affioramento di vene di Qtz. Sono qui riassunte tutte le morfologie assunte dalle vene visibili sul campo. a) Giacitura 79vs239; frattura Mode I, la direzione è di 349°; b) Giacitura 83vs57, Wing crack all'estremità superiore con shear sinistro, la direzione della wing è prossima ai 330°, struttura molto probabilmente ruotata; c) Giacitura 85vs42 con wing crack destra al margine superiore la cui direzione è 345°; d) set di vene en-echelon evoluto in una singola vena dove si notano ancora le spikes (tip originari delle vene), stepping destro; e) fascia milonitica che limita lo sviluppo delle vene, la cui foliazione viene interrotta dalle vene ma le stesse vengono poi deformate in essa, giacitura 59vs136 SX. (46° 58' 53.4"N 11° 49' 6.7"E)





## Capitolo 3: Localizzazione della deformazione

Questo capitolo cerca di descrivere e analizzare i rapporti tra zone di shear e le eterogeneità composizionali o strutturali presenti allo scopo di determinare i meccanismi di nucleazione delle zone di deformazione localizzata.

Come già descritto precedentemente, la deformazione alpina nell'area di studio si manifesta sotto forma di shear zone da duttili a fragili, su scala da microscopica a chilometrica. La localizzazione della deformazione è influenzata dalla presenza di discontinuità strutturali e composizionali preesistenti e coeve con l'evento alpino.

Ogni elemento preesistente ha una specifica orientazione rispetto allo stress principale alpino, a seconda della quale cambierà la cinematica della shear zone per cui verrà sfruttato.

Le discontinuità composizionali primarie a più grande scala sono i contatti litologici tra le masse gabbriche – ultramafiche principali e la granodiorite. Ad esempio, alla base della massa gabbrica principale dell'Hornspitze il contatto è ora deformato e stirato all'interno di una fascia milonitica metrica costante lungo tutto il versante (vedi carta litologico – strutturale in allegato). Situazione simile ma a scala più piccola accade lungo i margini delle due masse gabbriche minori nell'area orientale del Moosboden. La localizzazione avviene dapprima all'interno delle rocce di composizione più basica, poi si diffonde nella granodiorite.

I filoni leucogranitici localizzano la deformazione in funzione del contenuto di fuso mafico al loro interno. Se predomina il fuso sialico, la deformazione viene limitata alle salbande del filone nella granodiorite con lo sviluppo di una foliazione milonitica. All'interno del filone la deformazione è assente. Se è il fuso mafico ad essere il componente maggiore, lo strain viene accomodato internamente. Negli eventi di magma mingling tra magma mafico e granodiorite, la deformazione nuclea all'interno delle porzioni mafiche con una distribuzione omogenea al loro interno (Figura 3.3).

Le apliti localizzano anch'esse la deformazione alle salbande nell'incassante. Non sono state osservate strutture deformative interne ai filoni.

I filoni lamprofirici contengono la deformazione al loro interno mentre l'incassante rimane indeformato. Le strutture che si osservano, quindi, sono identiche a quelle osservabili all'interno delle porzioni mafiche del magma mingling tra fuso mafico e granodiorite.

Come discontinuità composizionali secondarie sono classificabili gli aloni di alterazione che accompagnano sempre le vene a  $Ep + Grt$ . Questa alterazione ha comportato una variazione chimica della roccia che ha portato ad una variazione nelle proprietà reologiche. Questo contrasto di competenza fa in modo che la deformazione venga localizzata lungo i margini dell'alone con lo sviluppo di una foliazione milonitica che dà vita alle Paired shear zones (Figura 3.1, zone di taglio accoppiate, Mancktelow & Pennacchioni 2005). Il volume di roccia alterato, compreso tra le due foliazioni sigmoidali, rimane indeformato fino agli stadi più avanzati della deformazione: anche nelle fasce milonitiche discontinue con foliazione parallela si notano ancora questi domini di low strain con al centro la vena di  $Ep + Grt$ . Molte volte l'alone di alterazione non è regolare e parallelo rispetto alla vena centrale, localmente scompare e la shear zone sviluppata su di esso varia morfologia in funzione di questo.

Il controllo della composizione della roccia sulla localizzazione della deformazione è messo ben in evidenza in alcuni filoni leucocratici con variazione composizionale interna. Il nucleo in questi filoni composti è più ricco in Biotite rispetto ai margini, la foliazione viene a formarsi sia alle salbande del filone, sia al suo interno. Oppure avviene il contrario, nei filoni dove il nucleo è privo di Bt e le parti più esterne ne sono più ricche (Figura 3.4).

I joint e le fratture sono anch'essi sfruttati come discontinuità (strutturali) dove nucleare le shear zones. Da notare che la deformazione si concentra lungo la frattura esistente e non si propaga nell'incassante posto ai margini di essa.



**Figura 3.1:** Paired Shear Zone lungo vena ad Ep + Grt. Si nota la variazione di spessore dell'alone di alterazione e la conseguente variazione di morfologia della foliazione milonitica. (46° 59' 11.3"N 11° 50' 4"E)



**Figura 3.2:** Filone aplitico che mostra boundary reactivation (destra) ed una struttura omogenea internamente. Si nota anche la dislocazione provocata dalla faglia cataclastica tardiva (vene Ep + Chl, destre in questo caso). (46° 58' 28.7"N 11° 47' 46.6"E)



**Figura 3.3:** Incluso di magma basico in granodiorite. Si nota la localizzazione al proprio interno della deformazione, resa evidente dalla dislocazione del filoncino aplitico. (46° 59' 11.5"N 11° 50' 3"E)



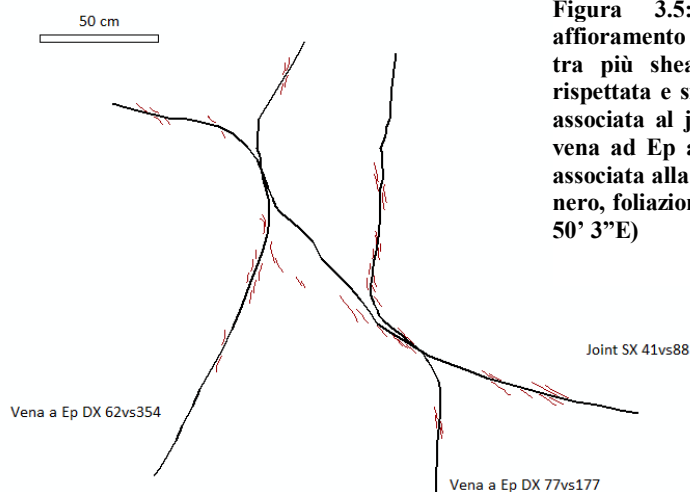
**Figura 3.4:** Filone aplitico composito. Le due composizioni interne si differenziano solo per il contenuto di femici, la parte più interna ne è praticamente priva. Si osserva una doppia boundary reactivation (destra) sia alle salbande con l'incassante sia al contatto interno tra le due composizioni. (47° 1' 22.3"N 11° 48' 47.8"E)

Anche le vene di Qtz + Cc + Bt vengono utilizzate come discontinuità composizionali e strutturali dove poter localizzare la deformazione coeva. Come già descritto, si possono osservare alcune vene alpine che lungo le salbande, nell'incassante presentano una foliazione milonitica.

Le shear zone, quindi, nucleano su dei precursori fragili o su delle discontinuità composizionali; non si sviluppano oltre la lunghezza delle strutture preesistenti, e la cinematica dipende dall'orientazione del precursore.

L'avanzamento della deformazione comporta, nelle zone di taglio nucleate su vene Ep + Grt, filoni aplitici e leucocratici, una diffusione nell'incassante della foliazione fino alla formazione di fasce milonitiche metriche. La deformazione progressiva dei filoni basici invece comporta un aumento della foliazione interna, e con l'ausilio dei fluidi, la formazione di micascisti e cloritoscisti.

In funzione dell'orientamento dei precursori, alcune shear zones potrebbero intersecarsi portando così, se assumiamo che l'età di attività sia la stessa, alla possibile nascita di problemi di geometria. In questi punti di intersezione si osservano zone di thinning di filoni e altre strutture. L'attività contemporanea di più strutture intersecanti può portare anche alla deformazione reciproca delle sz ( Figura 3.5).



**Figura 3.5:** Schematizzazione di un affioramento dove si osserva l'intersezione tra più shear zone. La cinematica viene rispettata e si nota la deformazione della Sz associata al joint quando incontra la prima vena ad Ep a destra, mentre deforma la sz associata alla vena di sinistra. Vene e joint in nero, foliazione in rosso. (46° 59' 11.5"N 11° 50' 3"E)

Sono anche presenti shear zones dove la decifrazione della cinematica è complessa poiché presentano una foliazione che individua un determinato senso di shear mentre i marker strutturali sono dislocati nel senso opposto (Figura 3.6). Molte di queste strutture sono presenti nell'area Berlinerhütte. Vari autori (comunicazione orale Mancktelow & Pennacchioni, Barnes et al., 2004) concordano sul fatto che questa morfologia contrastante sia dovuta all'evoluzione temporale delle zone di localizzazione della deformazione più antiche. Barnes et al. (2004) prevede a tal proposito una variazione del senso di slip del lineamento regionale più influente, la Greiner Shear Zone, in momenti differenti della storia dell'orogenesi alpina.



**Figura 2.6: Shear zone con foliazione sigmoidale destra, drag destro su di una MME che però viene dislocata con senso sinistro. (47° 1' 16.2"N 11° 50' 25.9"E)**



## Capitolo 4: Analisi strutturale

Al lavoro di rilevamento propriamente litologico è stato affiancato un lavoro di rilevamento strutturale che ha portato alla raccolta di circa 130 dati fra giaciture di vene, foliazioni milonitiche e lineazioni. Vengono qui riassunti e analizzati i dati delle strutture più significative attraverso la rappresentazione per stereogrammi e diagramma a rosa.

In figura 4.3 sono riassunte schematicamente tutte le giaciture delle strutture rilevate nelle aree.

I filoni leucogranitici sembrano avere due orientazioni preferenziali all'incirca N60E di immersione e N180E entrambe ad alto angolo.

Anche se il numero di filoni aplitici rilevati è esiguo, si nota un'orientazione preferenziale circa E – W.

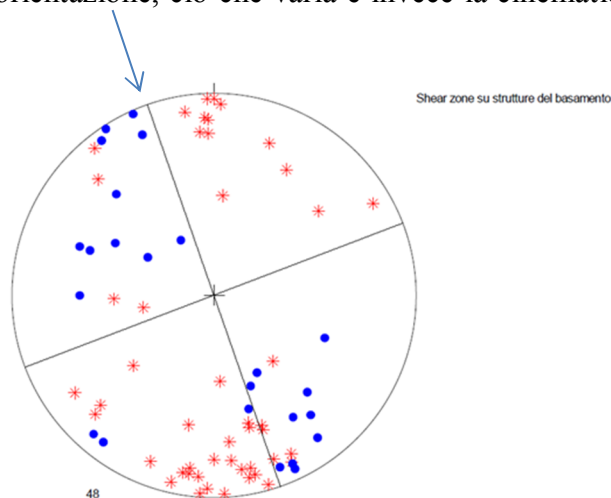
Per i filoni lamprofirici si nota una spiccata isoorientazione in direzione E – W, con immersione ad alto angolo, ben evidenziata dalla proiezione stereografica dei piani.

Con il nome di joint qui si intendono le fratture, apparentemente senza riempimento, riutilizzate dalla deformazione alpina come piani dove localizzare la deformazione. Sono quindi caratteristiche del protolite e non strutture recenti. Non sembra esserci un'orientazione preferenziale molto marcata, è comunque presente una maggiore quantità di joint orientati circa E – W.

Per le vene ad Epidoto e Granato è molto evidente, invece, un'orientazione E – W comune, cosa alquanto strana se si pensa a queste vene come joint (della stessa età dei precedenti) in cui i fluidi hanno depositato la mineralizzazione.

Queste strutture sono state tutte ereditate dal basamento ercinico e, in generale, si nota un predominante orientamento E – W. Molto probabilmente è collegato al paleostress vigente durante l'evoluzione permiana del plutone.

Le miloniti di età alpina, riutilizzando le strutture preesistenti, hanno la medesima orientazione, ciò che varia è invece la cinematica di queste strutture. Sono perciò



**Figura 4.1:** stereogramma ( emisfero inferiore ) con divisione in base alla cinematica degli elementi del basamento. Si nota la suddivisione in quadranti. La fraccia indica la direzione di stress principale  $\sigma_1$  di  $343^\circ$ .

\* Destro      •Sinistro

state analizzate in base al senso di shear. Si nota una suddivisione dello stereogramma in quadranti per cinematica delle strutture. Le lineazioni misurate su alcuni piani di foliazione sono coerenti tra loro e indicano un movimento di taglio generale strike – slip praticamente orizzontale (l’inclinazione media è attorno agli  $8^\circ$ , massima  $36^\circ$ ) in direzione E – W.

Le vene di Qtz hanno un’evidente orientazione preferenziale all’incirca N – S, più precisamente  $165^\circ - 345^\circ$ , con una distribuzione della cinematica non così evidente come per le strutture precedenti.

I piani decorati da Ep + Chl, le vene a Chl, come già detto sono collegate alle faglie cataclastiche che attraversano l’area; il collegamento è ancora più forte analizzando l’orientazione delle strutture: il valore medio è  $60 - 262$ , con una variazione massima di  $23^\circ$  per l’azimut e  $10^\circ$  per l’angolo di immersione.

La direzione principale delle vene di quarzo (ricordiamo che possono essere riassunte come fratture Mode I) e delle loro wing cracks (per le fratture Mode III), la suddivisione per cinematica delle strutture precedenti in due coppie di quadranti nello stereogramma sono tutte prove a sostegno di una direzione di stress principale  $\sigma_1$  alpino prossima ai  $345^\circ$ . Per l’esattezza, dalla divisione in quadranti dello stereogramma delle miloniti risulta una direzione di stress di  $343^\circ$ . Questo



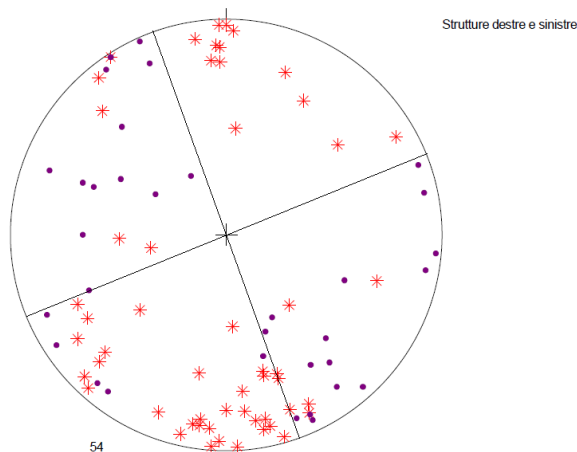
risultato combacia perfettamente con le direzioni di stress trovate da Pennacchioni et al. (2007) in seguito allo studio approfondito dell'area delle Mesule.

Anche il senso di slip delle faglie cataclastiche (per la maggior parte sinistre) è coerente con il paleostress dedotto dalle strutture milonitiche. Uno sguardo dall'alto permette di identificare il senso di shear generale destro dell'area identificato dalla deformazione delle masse gabbriche e ultramafiche. Anche il numero di strutture con cinematica destra misurato sul campo è nettamente maggiore del numero di strutture con cinematica sinistra (62% destre).

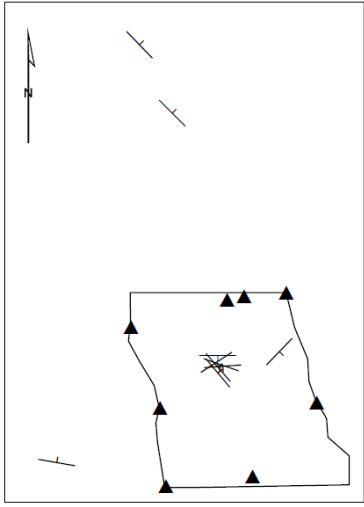
Per quanto riguarda la cinematica delle strutture osservate, la possibile presenza di dati non coerenti con quanto detto sopra è dovuta alla rotazione delle strutture durante la deformazione milonitica, la quale può comportare una variazione di orientazione rispetto alla teorica e originale disposizione.

Sono anche stati rilevati dei set di fratture coniugate di origine non certa. I piani di frattura del primo set immergono circa in direzione coincidente con lo stress principale alpino:  $345^\circ - 175^\circ$ . Questi dati possono indicare una genesi non – alpina per tali strutture: lo stress alpino difatti non permetterebbe l'apertura di fratture con simile orientazione. Potrebbe essere un'eredità del protolite ercinico.

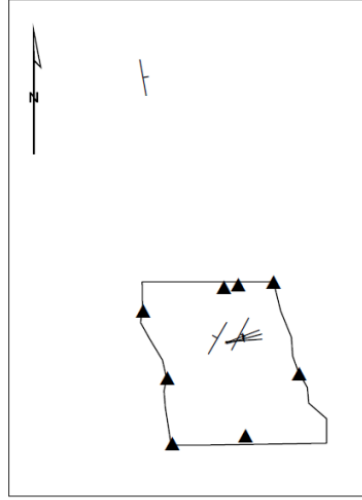
Il secondo set di fratture ha direzione media  $80^\circ - 230^\circ$ . La sua natura è sconosciuta, molto probabilmente attribuibile ad eventi fragili recenti.



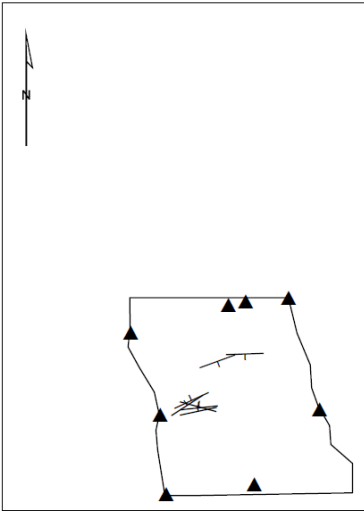
**Figura 4.2:** Stereogramma della totalità delle strutture analizzate nelle tre diverse aree. Si nota ancora la suddivisione in quadranti.



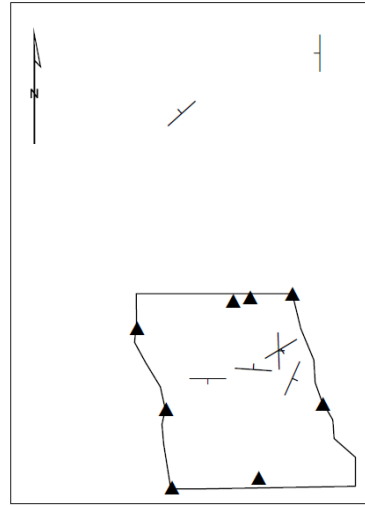
a)



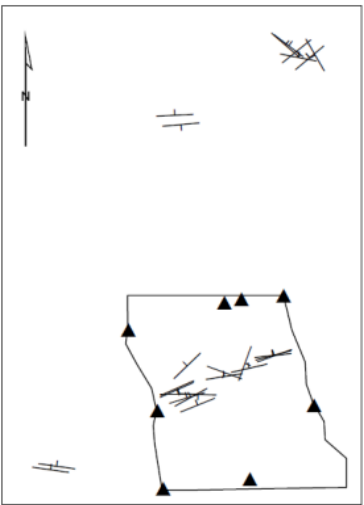
b)



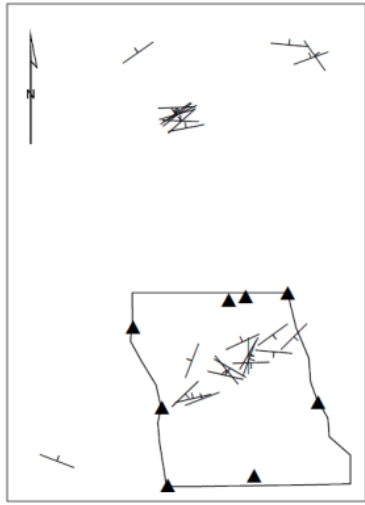
c)



d)



e)



f)

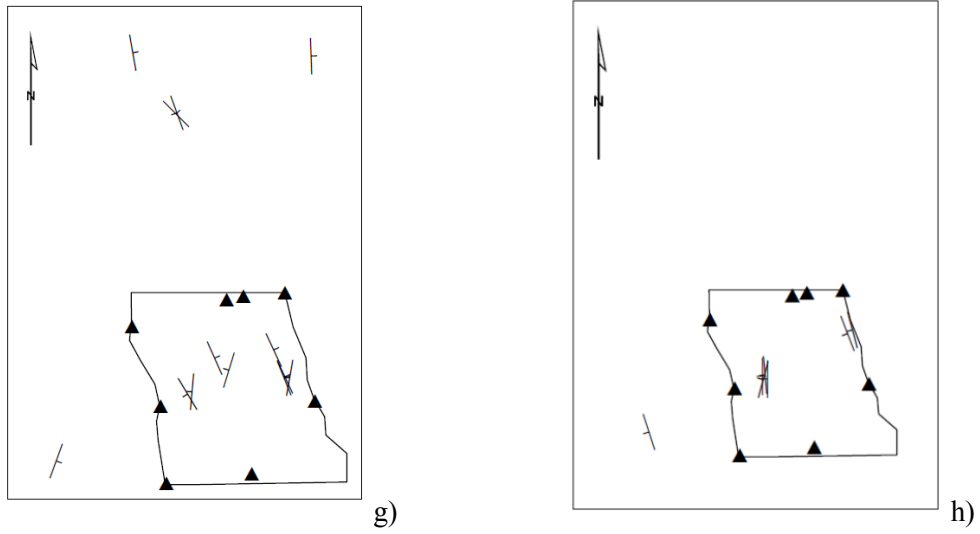


Figura 4.3: (continua dalla pagina precedente) : Rappresentazione schematica dell'area Moosboden e dei dati strutturali raccolti sul campo. a) filoni leucogranitici; b) filoni aplitici; c) filoni lamprofirici; d) joint; e) Vene ad Ep + Grt; f) Miloniti; g) Vene di Qtz; h) piani ad Ep + Chl e faglie cataclastiche.

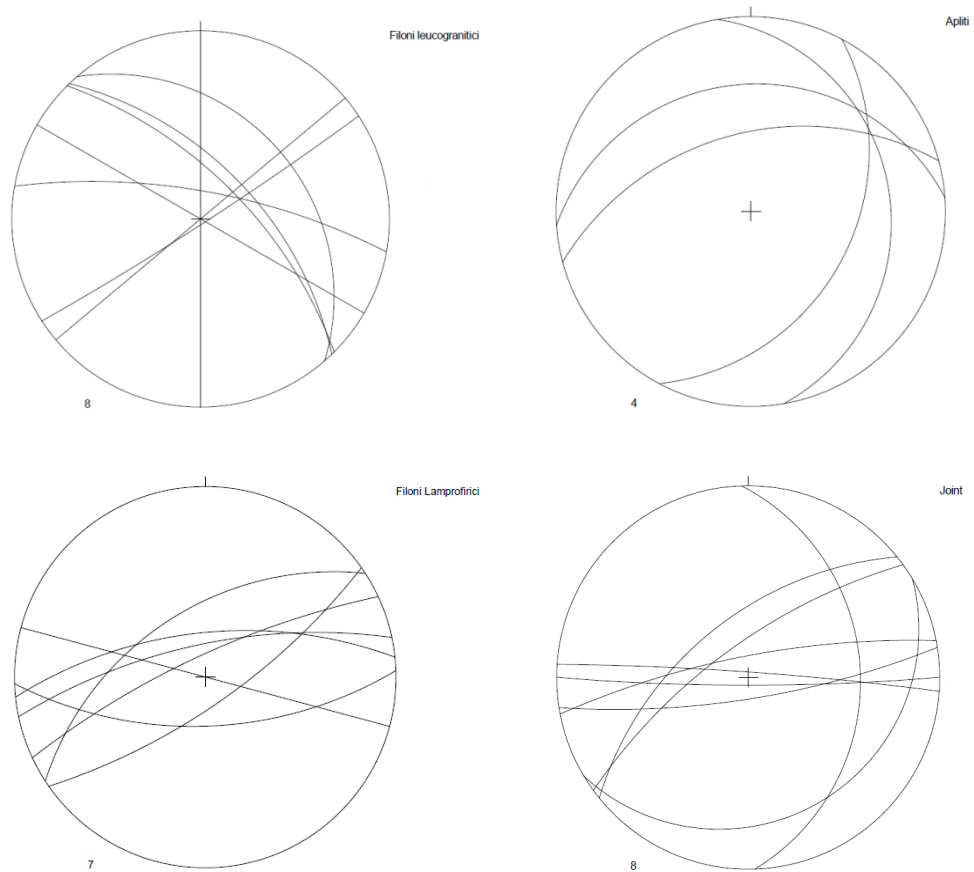
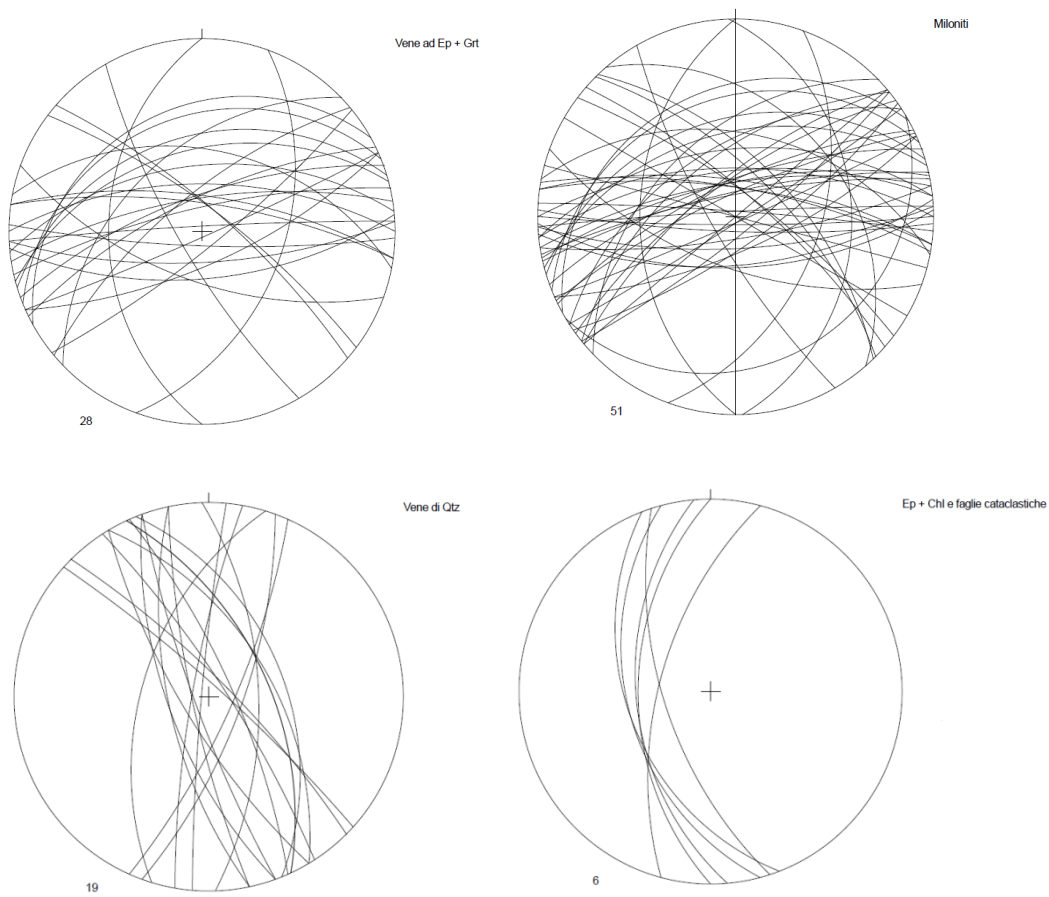
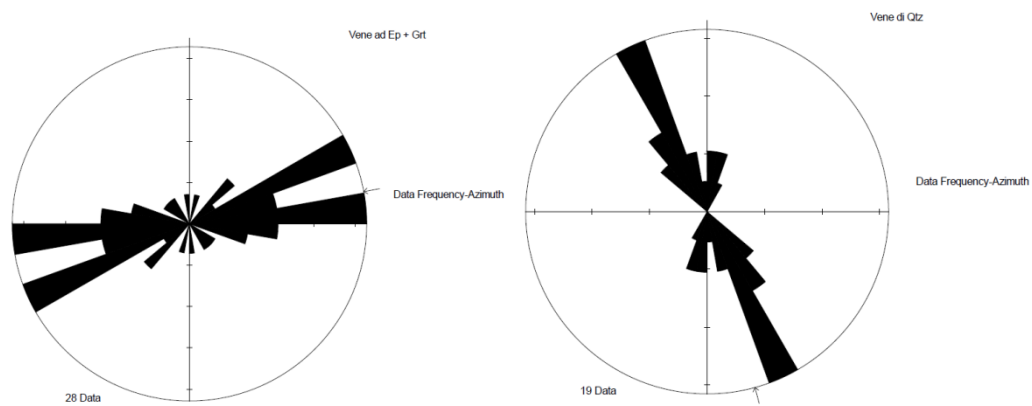


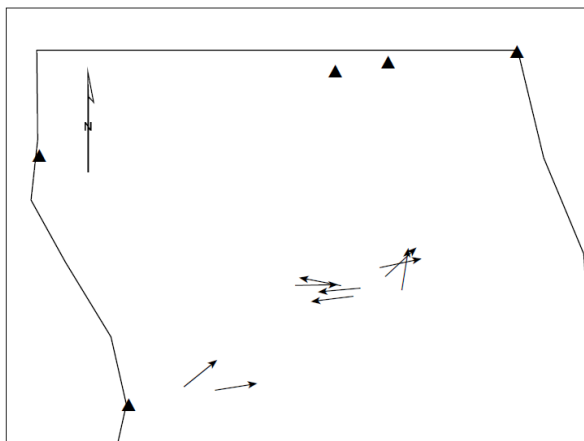
Figura 4.4: Stereogrammi delle strutture rilevate sul campo. a) Filoni leucogranitici; b) filoni aplitici; c) filoni lamprofirici; d) joint.



**Figura 4.4 ( continua ): e) vene di Ep + Grt; f) miloniti, strutture del basamento; g) vene di Qtz; h) vene Ep + Chl.**



**Figura 4.5: Diagrammi a rosa di strutture selezionate. a) Vene a Ep + Grt; b) Vene di Qtz.**



**Figura: 4.6** Schematizzazione dei dati strutturali riguardanti le lineazioni rilevati nell'area Moosboden. Si nota il movimento circa E - W coerente tra tutti i dati.



## Conclusioni

Grazie all'eccezionale esposizione in queste aree dei granitoidi del Nucleo Zillertal – Venediger è stato possibile ricostruire una cronologia relativa dell'evoluzione di tali rocce nel mondo magmatico – intrusivo e successivamente metamorfico. Dal lavoro di rilevamento è risultata questa successione di eventi:

- sviluppo della serie Calcalcalina I - type e messa in posto del plutone con l'interazione dei vari componenti della serie in stadi successivi di cristallizzazione, da completamente fuso alla “poltiglia di cristalli”, convezione intraplutonica e accoppiamento di fusi immiscibili a diversa composizione;
- nascita delle prime strutture filoniane a leucograniti con eventi di magma mingling e successiva evoluzione dei fusi all'interno di esse, molto probabilmente sempre dovuti a processi di convezione;
- genesi delle apliti sotto forma di corpi filoniani con direzione principale est – ovest, in un nucleo granodioritico già solidificato;
- intrusione dei filoni lamprofirici anch'essi con andamento principale E – W ed intersezione con le litologie precedenti già completamente solidificate;
- evento di jointing e seguente passaggio di fluidi nelle fratture generate con la formazione di depositi ad  $Ep + Grt$ , trend E – W;

Tutti questi eventi sono riconducibili all'evoluzione primaria ed al raffreddamento del plutone ercinico. È quindi possibile attribuire un'età dal Permiano fino al massimo al Giurassico. Nella nostra scala temporale relativa si ha in sequenza la deformazione alpina:

- genesi delle prime miloniti su strutture preesistenti del basamento, la cinematica di tali strutture dipende dall'orientamento rispetto allo stress principale  $\sigma_1$  dominante a quel tempo;

- eventi ciclici di fratturazione e deformazione milonitica duttile dovuti molto probabilmente alla variazione ciclica della pressione dei fluidi derivanti dai processi di devolatilizzazione metamorfica in facies Anfibolitica, età 30 Ma, formazione delle vene a Qtz + Bt + Cc;
- formazione di vene a Chl + Qtz, deposizione di Ep + Chl a causa di fluidi circolanti in fratture collegate a faglie cataclastiche in facies scisti verdi, databili a circa 17 Ma e riconducibili alla formazione del sistema di faglie delle Giudicarie.

Si riesce quindi a vedere tutta la storia evolutiva dell'intrusione, dal suo stadio ortomagmatico iniziale, al raffreddamento ed osservare l'overprint alpino con l'evoluzione metamorfica dalla facies anfibolitica a quella scisti verdi ( verso le zeoliti ) collegata poi ai processi di esumazione tettonica regionale nella finestra.

La deformazione viene localizzata lungo strutture preesistenti come discontinuità composizionali, primarie e secondarie, e strutturali a tutte le scale. Non si sviluppa oltre la lunghezza della struttura su cui nuclea. Le litologie più basiche localizzano al loro interno la deformazione mentre per le litologie più sialiche avviene una localizzazione nell'incassante.

Dall'analisi strutturale è invece stato possibile caratterizzare la direzione di stress principale agente durante il periodo alpino. La direzione risultante dalle analisi è di N343°, dato quasi perfettamente coincidente con quello ricavato da Pennacchioni et al. (2007) nell'area Mesule.

È stata anche notata un'abbondante presenza di strutture erciniche direzionate E – W probabili indicatrici dello stato di stress vigente durante l'evoluzione del nucleo Zillertal – Venediger.



## Bibliografia

Barnes J. D., Selverstone J., Sharp Z. D. (2004) Interactions between serpentine devolatilization, metasomatism and strike-slip localization during deep-crustal shearing in the Eastern Alps. *J. metamorphic Geol.*, 2004, 22, 283-300

Cesare B., Poletti E., Boiron M.C., Cathelineau M. (2001) Alpine metamorphism and veining in the Zentralgneis Complex of the SW Tauern Window: a model of fluid-rock interactions based on fluid inclusion. *Tectonophysics* 336 131-136

Cesare B., Rubatto D., Hermann J., Barzi L. (2002) Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the SW Tauern window (Eastern Alps). *Contrib Mineral Petrol* 142:449-464

Dal Piaz G. V., Bistacchi A., Massironi M. (2003) Geological outline of the Alps. *Episodes*, Vol. 26, no. 3

Eichhorn R., Loth G., Höll R., Finger F., Schermaier A., Kennedy A. (2000) Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. *Contrib Mineral Petrol* 139:418-435

Frasl G., Schindlmayr A. (1995) Strukturell gut erhaltene 2-Magmen-Gänge sowie mafische Enklaven und Grosskörper in den Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns (Westliches Tauernfenster / Tirol / Zillertaler Alpen). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, Bd. 20, S. 121-151

Kurz W., Neubauer F., Genser J., Dachs E. (1998) Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review. *Geol Rundsch* 87:225-242

Mancktelow N. S., Stöckli D. F., Grollmund 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. *Int J Earth Sciences* 90:593-622

Mancktelow N. S., Pennacchioni G. (2005) The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 27 645-661

Mancktelow N. S., Pennacchioni G. (2010) Why calcite can be stronger than quartz. *Journal of geophysical research*, Vol. 115, B01402, 16 PP.

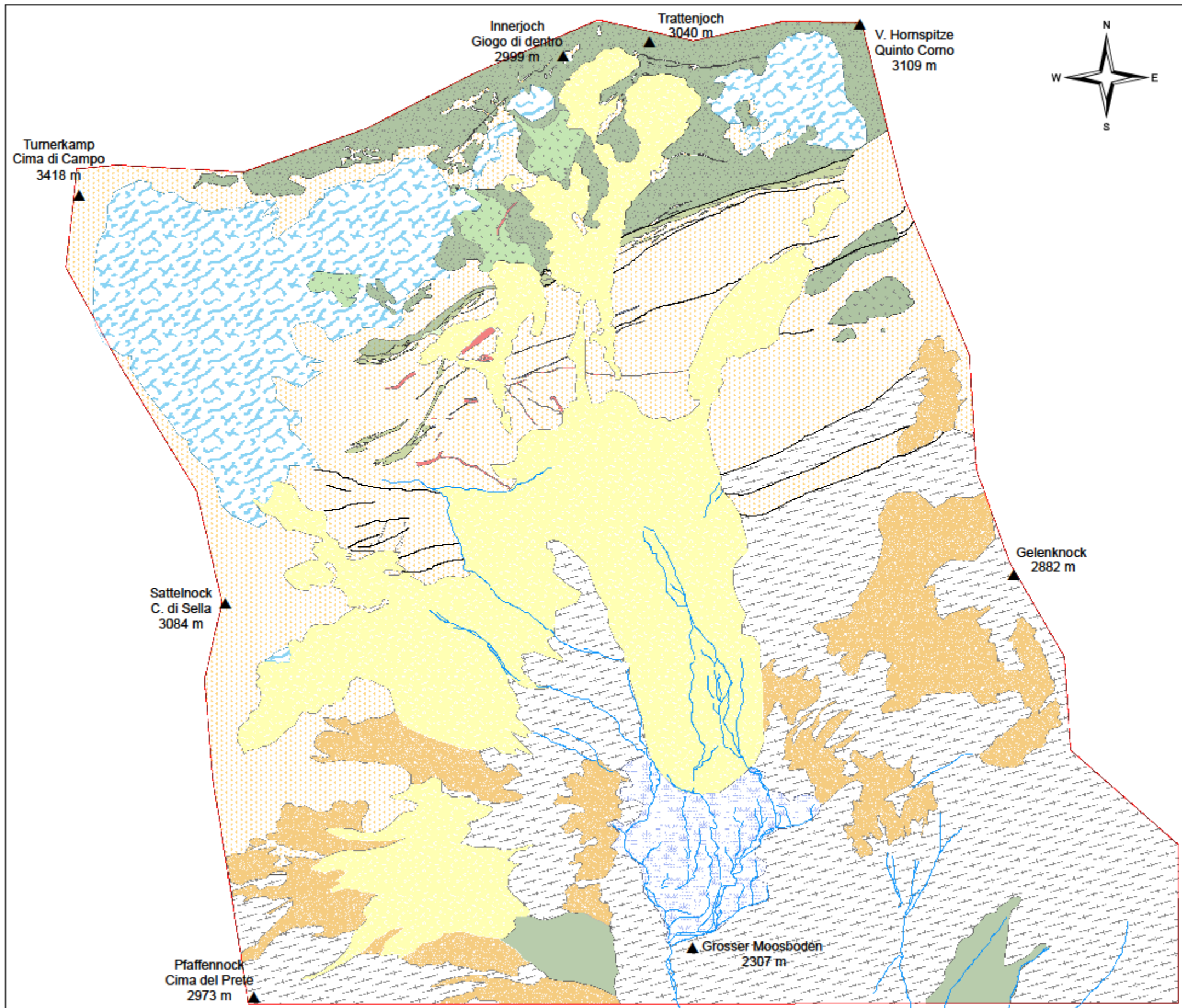
Neubauer F., Genser J., Kurz W., Wang X. (1999) Exhumation of the Tauern Window, Eastern Alps. *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 24, No. 8, pp. 675-680

Pennacchioni G., Mancktelow N. S. (2007) Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies condition. *Journal of Structural Geology* 29 1757-1780

Selverstone J. (1985) Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern window, Eastern Alp. *Tectonics*, Vol. 4, No. 7, pages 687-704

# Carta litologico - strutturale della conca del Moosboden

Carta allegata alla Tesi di Laurea Triennale in Scienze Geologiche:  
 " Evoluzione Pre - Alpina e Alpina dei Granitoidi della conca del Moosboden - Finestra dei Tauri - Alpi Aurine "  
 Laureando: Alberto Ceccato

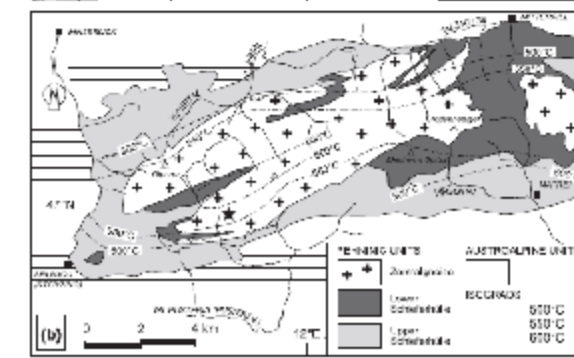
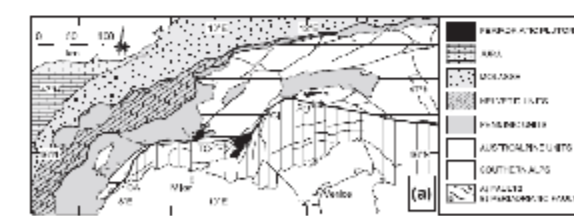


0 200 400 800 1.200 1.600 Meters

1 centimeter = 80 meters

### Legenda

- Idrografia
- Ghiacciaio
- Coperture quaternarie**
  - Debris flow
  - Deposito morenico, Rock Glacier.
  - Falda di Detrito
  - Torbiera
  - Lineamenti
- Miloniti**
  - Cloritoscisti - Micascisti : scisti micaei formati principalmente da Chl + Bt + Ms + Qtz.
  - Rocce con "clivaggio disgiuntivo" : soprattutto granodioriti e gabbri caratterizzati da clivaggio disgiuntivo dato da piani di Chl, Bt, Amph.
  - Miloniti : granodioriti, gabbri, lamprofiri con foliazione milonitica da sigmoidale a parallela.
- Intrusioni filoniane**
  - Filoni Lamprofirici : corpi filoniani di composizione Pl + Amph + Bt + ( Px ).
  - Filoni leucogranitici : leucograniti formati da Qtz + Pl + Bt a grana fine. Localmente presentano morfologie dovute al magma mingling con un fuso più femico di derivazione dalle masse gabbriche.
- Gabbri - Ultramafiti**
  - Gabbri: corpi intrusivi a grana medio - grossa, fino a pegmatitica localmente al contatto con la granodiorite. Composizione: Pl + Amph + Px. Localmente è presente una facies Orbicolare.
  - Gabbri milonitizzati
  - Ultramafiti : Piroxeniti cumulitiche ( con probabili Harzburgiti e Anfiboliti ) composte principalmente da Px ( Orto ) + Ol + Flogopite + Pl. Sono presenti anche facies coronitiche.
- Granitoidi**
  - Episieniti : granodioriti che hanno subito metasomatosi alcalina. Componenti principali sono Pl ( sodico ) + Bt + Chl + Amph. Tessitura vacuolare.
  - Meta - Granodioriti : principalmente Granodioriti a grana medio - grossa, con struttura da magmatica a milonitica, composta da Qtz + Pl + Bt + Kfs + Amph + Grt. Minori Tonaliti, Granodioriti porfiriche. Presenza di MME e Schlieren.



De Pennacconi G., Mouchelov N. S. (2007) Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granulites under amphibolite facies condition.