

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Rilevamento di dettaglio della zona del Passo Val
Clapa (Austroalpino superiore, Alta Val di Non)

Candidato:
Alessio Nogarotto

Relatore:
Prof. Roberto Braga

INDICE

1) Introduzione	1
2) Inquadramento geografico, geologico e strutturale	1
3) Metodi di rilevamento e analisi	4
4) Descrizione dei risultati	5
4.1) Miloniti	5
4.2) Rocce ultramafiche	10
5) Conclusioni	15
Bibliografia	18
Allegati	19

1) INTRODUZIONE

Lo scopo dell'elaborato è quello di fornire una descrizione di dettaglio di tre affioramenti di basamento cristallino dell'Unità d'Ultimo, Austroalpino superiore, situati sul versante sinistro della Val di Bresimo, nell'alta Val di Non (TN). Sono stati presi in esame due affioramenti di miloniti, uno all'altezza del Passo Val Clapa (quota 2300 metri slm) e uno poco a sud-est (quota 2200 metri slm), e un affioramento di ultramafiti poche centinaia di metri ad est dei precedenti, al di sopra del sentiero Bonacossa (quota 2350 metri slm).

È stato eseguito un rilevamento sul terreno, a cui sono seguite le analisi di laboratorio con l'utilizzo di microscopi ottici polarizzatori e la lettura di alcuni articoli riguardanti l'area presa in esame; ciò ha permesso di analizzare le associazioni mineralogiche, la microstruttura e le condizioni di metamorfismo delle rocce studiate.

Il fine ultimo è di fornire una analisi petrografica e strutturale a piccola scala, che permetta di descrivere in modo esaustivo queste rocce, interessanti e utili poiché portano i segni di due distinti cicli orogenici (Ercinico e Alpino). Inoltre, le ultramafiti affioranti a est del Passo Val Clapa, provenienti dal mantello superiore, sono degli ottimi testimoni di ciò che accade a quelle profondità in contesti collisionali.

2) INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E STRUTTURALE

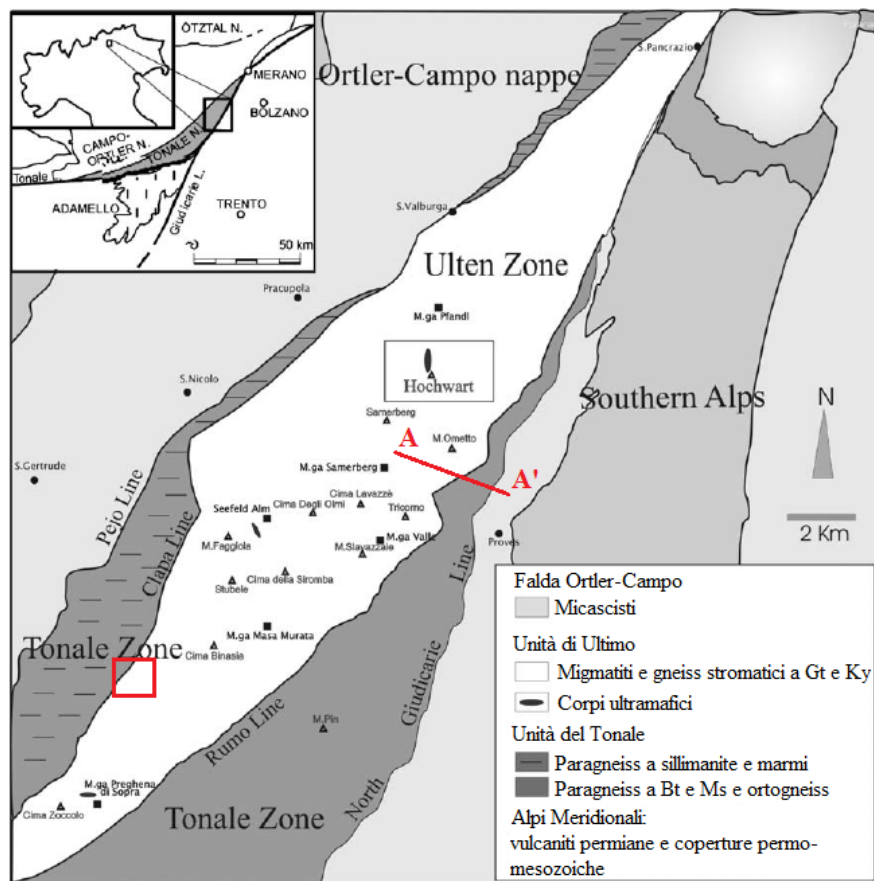


Figura 1. Carta geologica semplificata dell'alta Val di Non, con raffigurati i principali lineamenti tettonici, le principali litologie, la traccia della sezione in Figura 2 e l'area di studio (riquadro rosso) (Marocchi et alii, 2009).

I tre affioramenti analizzati in dettaglio si trovano nelle immediate vicinanze del Passo Val Clapa, all'interno della catena delle Maddalene (Nonsberg), lungo la linea di confine fra le province di Trento e Bolzano. Appartengono alla Falda del Tonale, che è la porzione strutturalmente più elevata di tutto il dominio Austroalpino superiore e che è

suddivisa in Unità d'Ultimo e Unità del Tonale. Le litologie principali (paragneiss e migmatiti) hanno affinità continentale e derivano dalla collisione continentale avvenuta durante il ciclo orogenico Ercinico.

Le particolarità che rendono l'Unità d'Ultimo un ottimo terreno di studio sono: la presenza di ultramafiti del mantello superiore, anche in facies a granato, ben preservate e con un'impronta metamorfica alpina molto blanda o, in certi casi, perfino assente; la possibilità di studiare i processi metasomatici in cui fluidi di derivazione crostale reagiscono con rocce di mantello. Le estese fasce lungo le quali sono avvenuti movimenti nel Terziario, come la linea della Val Clapa, la linea di Rumo e la più famosa linea delle Giudicarie, recano invece testimonianza della retrocessione in facies scisti verdi di età Alpina, associata alla formazione di cataclasi, miloniti e, localmente, vene di pseudotachiliti (Fellin et alii, 2002).

L'Unità d'Ultimo è stata divisa in due sub-Unità: l'Unità d'Ultimo nord-orientale, di ultra-alta pressione, e l'Unità d'Ultimo sud-occidentale, di alta pressione (Martin, 2003). Le ultramafiti studiate appartengono all'Unità d'Ultimo sud-occidentale, con condizioni di picco metamorfico stimate intorno a 2,5-3 GPa e 800-900°C (facies eclogitica) (Nimis & Morten, 2000). Sono composte da lenti di peridotite a granato, con locali inclusioni di filoni centimetrico-decimetrici di pirossenite. Come si vede in Figura 2, i corpi ultramafici si trovano in prevalenza come lenti metriche o ettometriche al contatto fra i sottostanti paragneiss a granato e cianite e migmatiti stromatiche (rocce a grana media con bande leucocratiche formate da quarzo, plagioclasio e microclino e melanocratiche formate da granato, cianite, biotite ± staurolite e rutilo) e le soprastanti migmatiti nebulitiche (rocce leucocratiche a grana grossa, a tratti pegmatitica, di composizione perlopiù trondhjemitica o granitica, con prevalente plagioclasio e subordinati granato ± biotite, mica bianca e cianite) (Martin & Montresor, 2009).

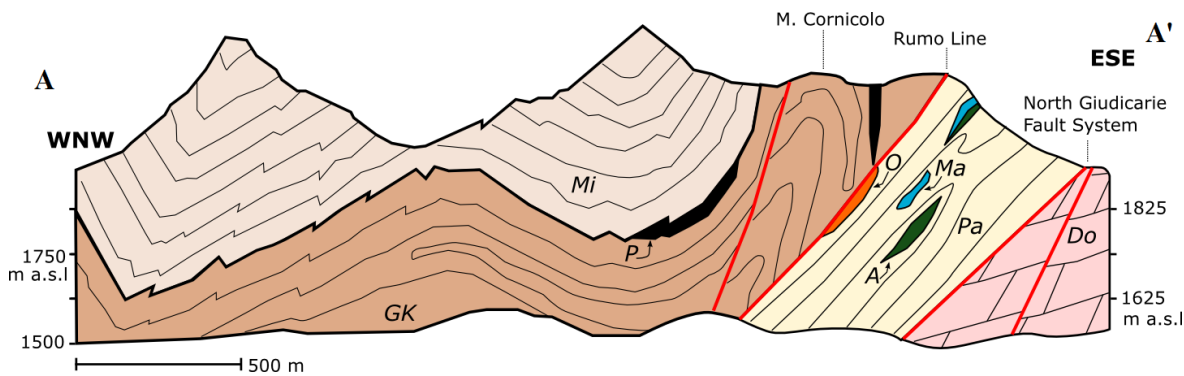


Figura 2: sezione schematica che attraversa la Falda del Tonale (Braga & Bargossi, 2014). Unità d'Ultimo: migmatiti (Mi), peridotiti (P), paragneiss a granato e cianite (GK). Unità del Tonale: paragneiss a sillimanite (Pa), amfiboliti (A), marmi (Ma), ortogneiss (O). Sudalpino: dolomia principale (Do).

La composizione osservata delle peridotiti nelle zone limitrofe a quella studiata varia da lherzolitica ad harzburgitica fino a dunitica, con associati granato, spinello e carbonati, oltre a minerali di sostituzione (Martin & Montresor, 2009); le pirosseniti variano invece da websteriti a clinopirosseniti, con associati anfibolo, granato e spinello (Morten & Obata, 1983).

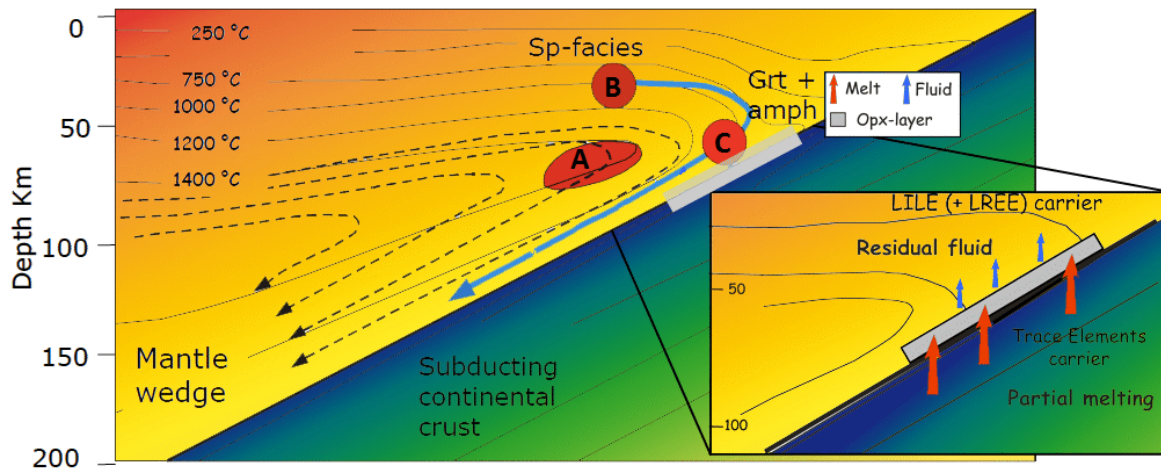


Figura 3: probabile traiettoria *P-T* seguita dalle peridotiti e pirosseniti del Nonsberg (Braga & Bargossi, 2014)

L'origine e il metasomatismo di queste ultramafiti sono da correlare, secondo Nimis e Morten (2000), ad un contesto di cuneo di mantello durante la collisione continentale Ercinica. Un fuso idrato ad alta *T* (oltre 1400°C), proveniente da fusione parziale della parte profonda di un cuneo mantellico (A in figura 3), ha intruso un corpo di peridotiti a spinello più freddo (~1200°C), formando dei segregati pirossenitici al suo interno (B). Le peridotiti e le pirosseniti, avvicinandosi allo slab, hanno cominciato a raffreddarsi, seguendo un raffreddamento isobarico ($P \approx 1.5$ GPa). Il flusso mantellico ha poi trascinato queste rocce in profondità (C), dove hanno interagito con fluidi crostali, e infine sono state inglobate all'interno della crosta in subduzione. Ciò ha causato un rapido raffreddamento fino a ~850°C, a causa della struttura termica della zona di collisione, mentre la profondità continuava ad aumentare, fino a oltre 90 km (2.5-3 GPa). Quest'ultima fase descritta è coincidente con il picco metamorfico in facies eclogitica di altissima pressione (facies a granato); le datazioni effettuate su minerali eclogitici delle ultramafiti, realizzate con il metodo Sm-Nd, confermate anche dalle datazioni su minerali delle rocce incassanti realizzate con il metodo U-Pb su zircone, hanno dato età di raffreddamento dell'ordine di 330 Ma (Martin & Montresor, 2009). La successiva esumazione, terminata durante l'orogenesi Alpina, è andata di pari passo sia per le peridotiti che per le pirosseniti, ed è testimoniata da diversi minerali metasomatici (fasi idrate e carbonatiche).

Le miloniti, campionate presso la sella del Passo Val Clapa e un centinaio di metri a sud-est, sono da correlare all'attività transpressiva sinistra della linea della Val Clapa, un lineamento tettonico alpino orientato NNE-SSW riattivatosi più volte dal Paleogene ad oggi per effetto delle tre fasi deformative principali delle Alpi (Fellin et alii, 2002). Essendo situate proprio nei pressi del contatto fra Unità del Tonale e Unità d'Ultimo, la loro assegnazione rimane dubbia (l'argomento verrà trattato nelle conclusioni).

Le miloniti di questa zona sono spesso rinvenute in associazione a cataclasiti, ultramiloniti e pseudotachiliti tettoniche (Fellin et alii, 2002). Quest'ultime sono rocce di colore scuro o nero simili a basalti afirici, di aspetto vetroso, con frammenti cristallini di svariate dimensioni. Si producono per iniziale frammentazione e successiva fusione causate dall'attrito lungo faglie, quando il movimento reciproco dei due lembi arriva a velocità molto alte, dell'ordine di 10^{-2} - 10^0 ms⁻¹, in concomitanza con eventi sismici (Passchier & Trouw, 2005). I frammenti di minerali inclusi nella matrice vetrosa non sono pienamente in accordo con la composizione della roccia precedente, in quanto fasi mafiche e minerali micacei sono meno rappresentati rispetto a quarzo e feldspati (Passchier & Trouw, 2005). Ciò è spiegato come conseguenza del fatto che i minerali ricchi di Fe-Mg, specialmente se idrati, tendono a ridursi a grana molto fine durante la

prima fase del processo di formazione della pseudotachilite, mentre quarzo e feldspati mantengono dimensioni maggiori; questo fa sì che i primi si fondano più facilmente, andando a formare la gran parte della matrice afirica, insieme a piccole porzioni di quarzo e feldspati fusi (Allen, 1979; Magloughlin, 1989; Maddock, 1992). La temperatura di fusione alla quale si formano queste rocce è di difficile determinazione, in quanto può oscillare fra 750°C e 1700°C (Passchier & Trouw, 2005), ed è determinabile solo studiando nel dettaglio la mineralogia dei cristalli che non si sono fusi.

3) METODI DI RILEVAMENTO E DI ANALISI

Il rilevamento di campagna si è svolto in quattro giornate, alla fine di giugno 2015, in collaborazione con la collega Giulia Giorgetti, dopo aver visionato la cartografia esistente (Allegato 1). La zona presa in esame veniva raggiunta lasciando l'auto alla Malga Bordolona di Sotto (quota 1806 metri slm) in fondo alla Val di Bresimo e salendo lungo il sentiero 112 fino all'incrocio con il 133 (Sentiero A. Bonacossa), poco prima di arrivare al Passo Val Clapa. Il primo affioramento di miloniti (1 in Figura 4) si trova lungo la prosecuzione del sentiero 112, fra l'incrocio con il 133 e il passo; il secondo affioramento di miloniti (2) si trova un centinaio di metri ad est dell'incrocio, lungo il sentiero 133; l'affioramento di ultramafiti (3) si trova circa 500 metri a est del passo, circa cento metri al di sopra del sentiero 133. La posizione dell'affioramento 2 in Figura 4 non corrisponde esattamente a quanto detto poiché il sentiero 133 passa più a sud di quanto riportato in cartina.



Figura 4: stralcio di carta topografica KOMPASS con evidenziate le posizioni dei 3 affioramenti rilevati.

Durante il rilevamento, per ogni affioramento sono stati prelevati campioni, che in seguito sono stati fotografati e descritti (Allegato 4). Inoltre si è prodotta una documentazione fotografica, sono state misurate le giaciture di fratture e foliazioni con una bussola da geologo (espresse come azimuth dell'immersione/inclinazione dell'immersione) e sono state descritte le litologie e le principali strutture visibili. Grazie ai dati di campagna, si è

potuta realizzare una carta degli affioramenti dettagliata, su carta topografica elaborata con il software *ArcGis*, e uno stereodiagramma riassuntivo delle orientazioni delle foliazioni (realizzato con il software *Stereograph*).

Litologia campione	Numero campione	Coordinate
Milonite	7	46°26'42"N; 10°53'32"E
Harzburgite a granato	11	46°26'33"N; 10°53'58"E
Websterite a granato e anfibolo	13	46°26'33"N; 10°53'58"E

Tabella 1: campioni analizzati in dettaglio.

Tre dei campioni prelevati (Tabella 1) sono stati tagliati in laboratorio per poter ottenere le sezioni sottili, che sono state studiate in microscopia ottica a luce trasmessa e polarizzata. Grazie al microscopio ottico a luce trasmessa polarizzata, sono stati studiati la microstruttura, i minerali principali e le associazioni mineralogiche caratteristiche di ogni roccia, in modo da poterle descrivere in modo esaustivo, utilizzando come risorsa anche la precedente bibliografia. Inoltre, con l'ausilio di una fotocamera digitale *DeltaPix* installata su un microscopio *WILD*, si è potuta acquisire una documentazione fotomicrografica.

4) DESCRIZIONE DEI RISULTATI

4.1) Miloniti

Il primo affioramento di miloniti si trova nella parte più alta del sentiero 112, in corrispondenza del passaggio della linea della Val Clapa (Allegato 2). L'affioramento è formato da 4 piccoli affioramenti separati, che in totale coprono un'area di qualche centinaio di m².



Figura 5: affioramento di miloniti al Passo Val Clapa



Figura 6: frammento di pseudotachilite proveniente dall'affioramento lungo il sentiero 133

Si tratta di rocce estremamente foliate e scistose, di colore grigio esternamente e verde sulla superficie fresca, ricche di lenticelle quarzoso-feldspatiche di dimensioni fino a centimetriche. La foliazione è crenulata e segue direzione NNE/SSW, con giacitura

subverticale, lievemente immergente verso ESE. Le fratture si sviluppano quasi esclusivamente lungo la foliazione e interessano in modo pervasivo tutto il volume roccioso. La struttura interna, osservando i campioni a mano, non è riconoscibile, a causa della forte alterazione.

Le miloniti, ad W, sono a contatto con una roccia estremamente alterata e fratturata, di colore rosato-arancione, quasi del tutto priva di strutture riconoscibili ad occhio nudo, assimilabile ad una migmatite (probabilmente alterata per circolazione di fluidi dovuta alla presenza della linea della Val Clapa); ad E, invece, le miloniti cedono il passo gradualmente a gneiss e gneiss migmatitici, classificati come gneiss a granato e cianite, nonostante nella carta della Provincia Autonoma di Bolzano siano cartografati come paragneiss a sillimanite dell'Unità del Tonale (Allegato 1). Scendendo lungo il sentiero 112 verso la Malga Bordolona, la roccia in posto viene coperta da depositi glaciali.

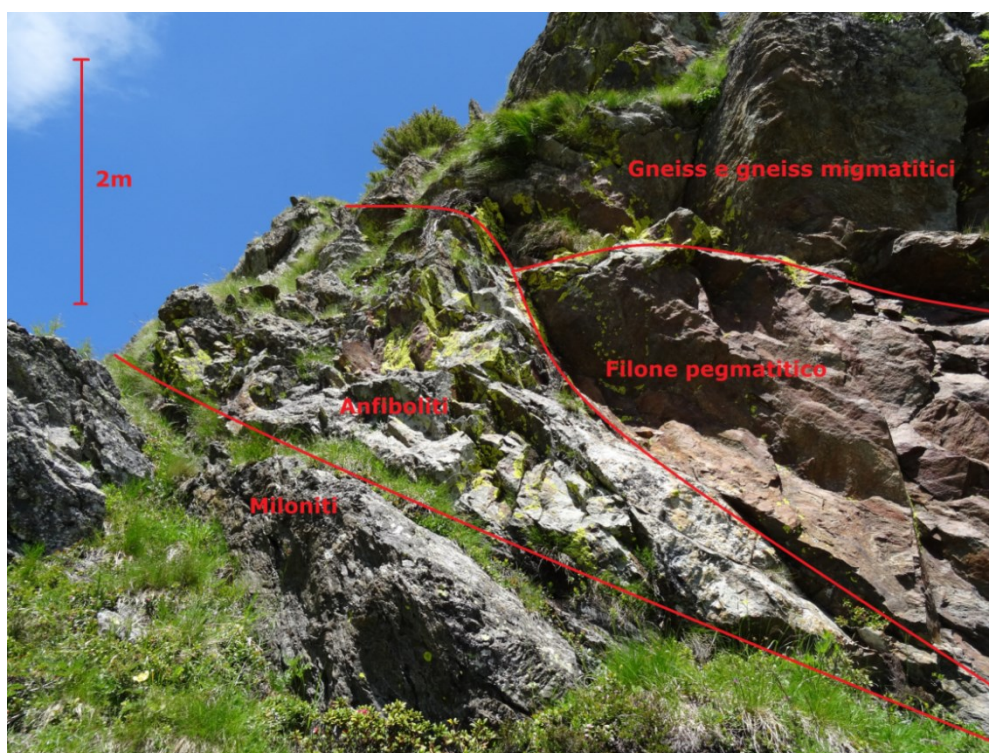


Figura 7: affioramento con evidenziati i contatti fra i vari corpi; il contatto fra miloniti e anfiboliti è supposto, in quanto in realtà si tratta di una transizione graduale e non ben identificabile.

Il secondo affioramento di miloniti lungo il sentiero 133 (Figura 7), poco a SE del passo, si trova a circa 400 metri dalla supposta posizione del lineamento tettonico ed è caratterizzato anche dalla presenza di vene di pseudotachiliti.

Qui le miloniti passano gradualmente, verso l'alto, ad anfiboliti a grana medio-fine estremamente cloritizzate e ossidate, che sono a loro volta in contatto con un corpo di gneiss e gneiss migmatitici a grana fine parzialmente milonitizzati. Fra le due litologie è presente un filone pegmatitico a grana centimetrica e composizione a prevalenti quarzo, feldspato e mica bianca, di aspetto ossidato, estremamente compatto. Lo spessore massimo del corpo è di due metri circa, mentre l'estensione non è misurabile a causa della copertura del suolo.

Le misure delle foliazioni indicano una giacitura media simile per gli gneiss e le miloniti, rispettivamente 90/60 e 110/45 (Figura 8), in accordo con quanto riportato nella carta geologica in Allegato 1. La giacitura delle lenti (anfibolitica e pegmatitica) è concorde con la foliazione delle rocce circostanti. Anche nel caso di questo affioramento, le fratture

principali si sviluppano lungo le foliazioni; un altro set di fratture riconoscibile è orientato approssimativamente 210/45. Il volume roccioso, essendo intensamente tettonizzato in questa zona, presenta molte altre fratture, ma nessun altro set preciso distinguibile. Le vene di pseudotachiliti (presenti all'interno delle miloniti in Figura 7) seguono un andamento NO-SE.

Gruppo	Giacitura	Gruppo	Giacitura
	95/75		35/40
Gruppo 1 - miloniti del Passo Val Clapa	95/90	Gruppo 3 - peridotiti e pirosseniti	20/35
	100/90		15/40
	100/85		50/40
	90/80		30/35
Gruppo 2 - miloniti, gneiss e gneiss migmatitici dell' affioramento lungo il sentiero 133	110/40		35/50
	90/65		40/40
	80/55	Gruppo 4 - peridotiti e pirosseniti (piega)	70/60
	90/60		60/60
	100/50		
	80/45		

Tabella 2: elenco delle foliazioni misurate in campagna e rappresentate nella proiezione stereografica.

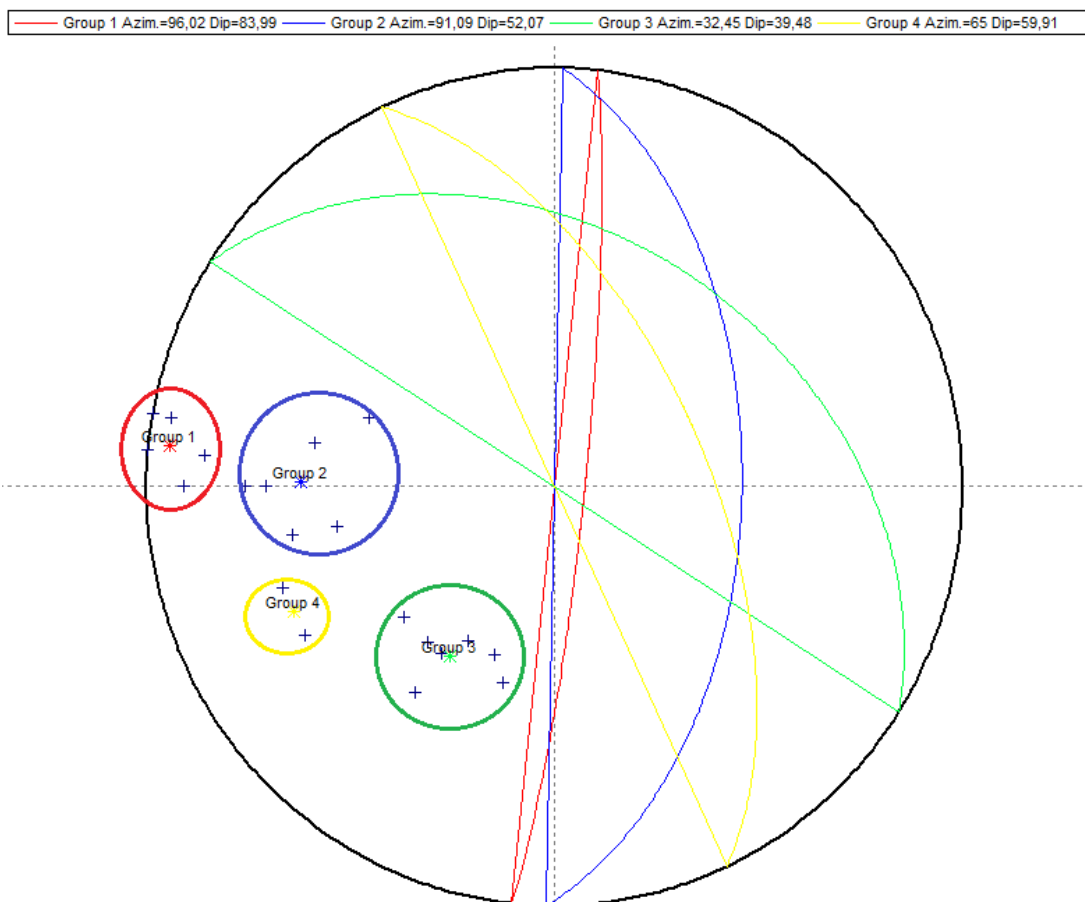


Figura 8: proiezione stereografica su reticolo di wulff, semisfera inferiore, con rappresentati i piani e i rispettivi poli delle foliazioni, divise per affioramenti: gruppo 1 - miloniti del Passo Val Clapa; gruppo 2 - miloniti, anfiboliti, gneiss e gneiss migmatitici dell'affioramento lungo il sentiero 133; gruppo 3 e 4 - peridotiti e pirosseniti.

L'analisi di dettaglio si è concentrata esclusivamente sulle miloniti presenti nelle immediate vicinanze del Passo Val Clapa, il cui aspetto alla scala del campione a mano, tuttavia, era in tutto e per tutto assimilabile a quello delle miloniti del secondo affioramento. Sono rocce a grana medio-fine con intensa foliazione, visibile anche ad occhio sulla sezione sottile (Allegato 3), data in prevalenza dall'allineamento di fillosilicati (mica bianca e clorite) e, subordinatamente, minerali opachi (probabilmente grafite e ossidi di ferro e titanio). La foliazione principale (S1), di genesi milonitica, è ondulata e piegata; essa ingloba lenti quarzoso-feldspatiche, di lunghezza e spessore variabili da pochi mm a diversi cm, e cristalli deformati a losanga a grana media di mica bianca (*mica fish*), entrambi allungati nella direzione della foliazione principale. Quest'ultima viene tagliata da un'ulteriore foliazione (C'), tipica di rocce milonitiche, formata da superfici fragili, dette *shear bands*, ad andamento discontinuo, inclinate di $\sim 30^\circ$ rispetto alla S1. Hanno spessore massimo di 0,2 mm e sono composte da un aggregato criptocristallino quasi opaco con tutta probabilità composto dagli stessi minerali della foliazione principale (con l'ausilio del solo microscopio ottico, purtroppo, è impossibile riconoscere i minerali lungo la C'). Al contatto con la S1, è visibile l'uncinatura di quest'ultima, causata dallo sforzo di taglio agente lungo la superficie C'. I porfiroclasti di plagioclasio e K-feldspato presenti nella sezione non sono ben distinguibili fra loro a causa della forte deformazione subita, quindi si è fatto sempre riferimento a "feldspati" generici per evitare di classificarli erroneamente. Grazie a indicatori cinematici come l'uncinatura della foliazione S1 e le microfaglie, è stato possibile risalire ad uno sforzo di taglio sinistro, in accordo con quanto affermato da Fellin et alii (2002) per la linea della Val Clapa.



Figura 9: immagine al solo polarizzatore di un cristallo di feldspato tagliato e fratturato nelle miloniti del Passo Val Clapa. Il fenomeno si può assimilare ad una sorta di boudinage ed è un ottimo indicatore cinematico di taglio sinistro. Inoltre, la deformazione avvenuta in questi porfiroclasti di feldspato indica la temperatura alla quale la roccia ha subito la milonitizzazione (450°C circa) (Passchier & Trouw, 2005).

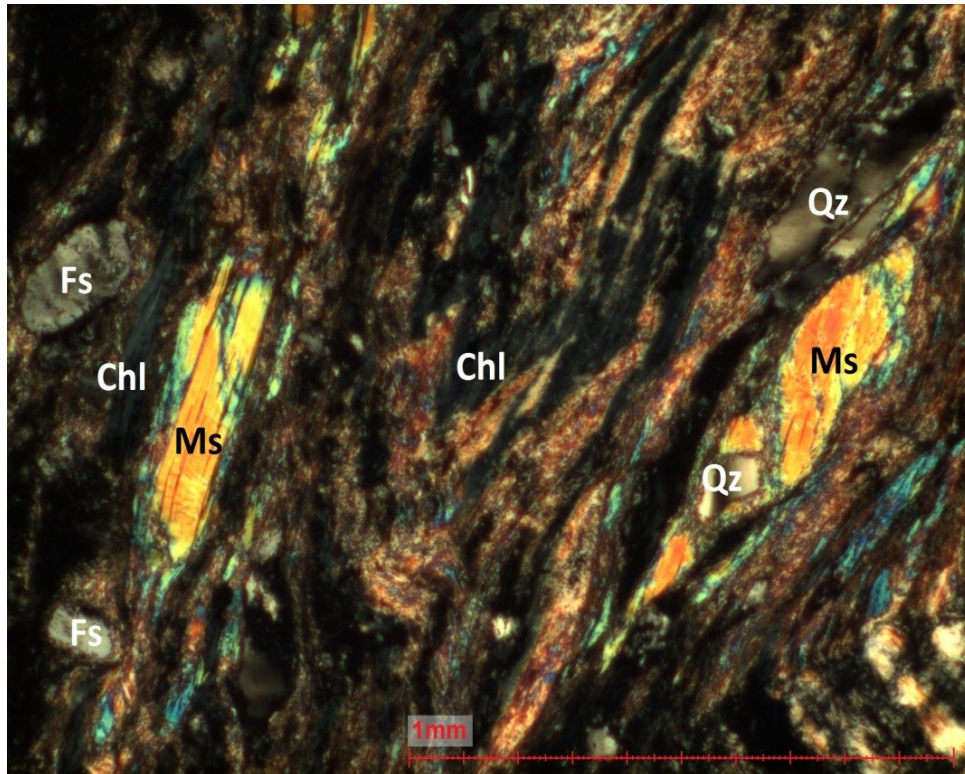


Figura 10: immagine a nicol incrociati di due cristalli di muscovite a losanga (Ms), allungati lungo la foliazione S1 formata prevalentemente da mica bianca a grana fine e clorite (Chl), con i loro colori d'interferenza. Sono anche visibili frammenti di feldspati (Fs), torbidi, e quarzo (Qz), limpido con estinzione ondulata. Si noti il quarzo incluso nel cristallo di muscovite. I due cristalli di muscovite sono relitti precinematici, sopravvissuti all'evento milonitico.

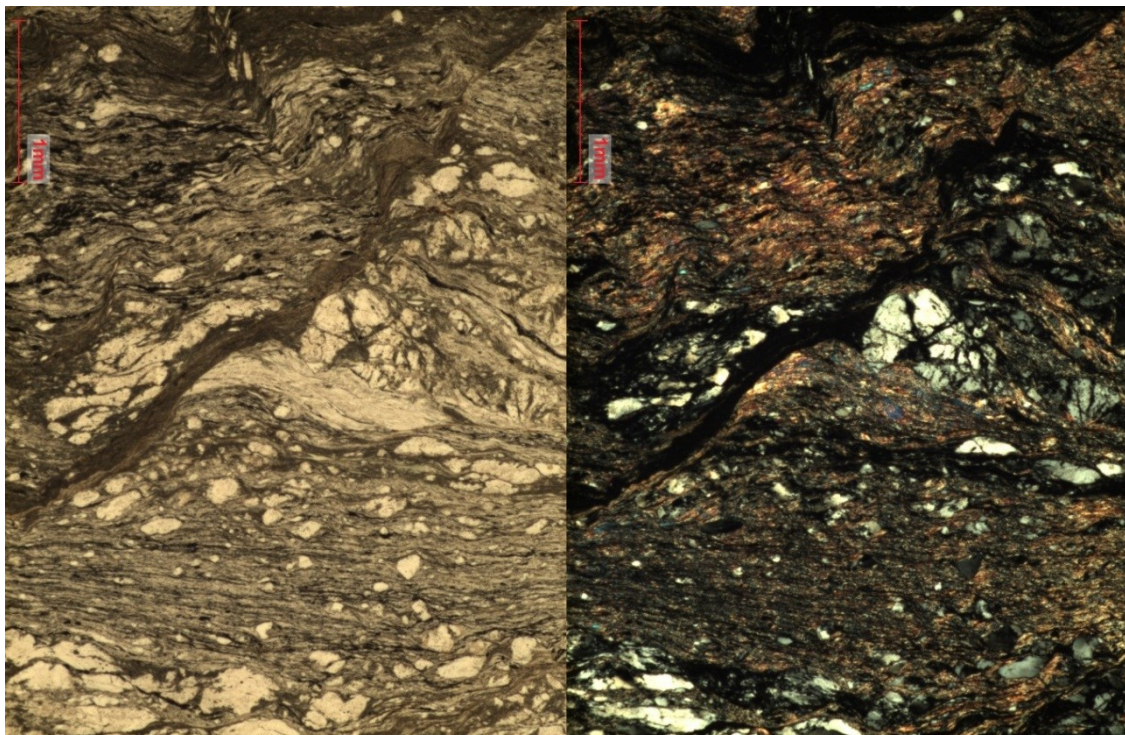


Figura 11: immagine al solo polarizzatore e a nicol incrociati della foliazione S1 tagliata dalla C' (banda marrone scuro obliqua, orientata circa 30° rispetto alla S1, che è suborizzontale in figura). In alcuni punti, al contatto fra foliazione e *shear band*, si può notare l'uncinatura della S1, dovuta alla formazione della superficie di taglio C'.

Inoltre, è interessante osservare come in alcune porzioni la S1 sia quasi perfettamente rettilinea (in basso nell'immagine), mentre in altre sia fortemente ondulata o addirittura piegata (in alto nell'immagine, vedi anche Figura 12).

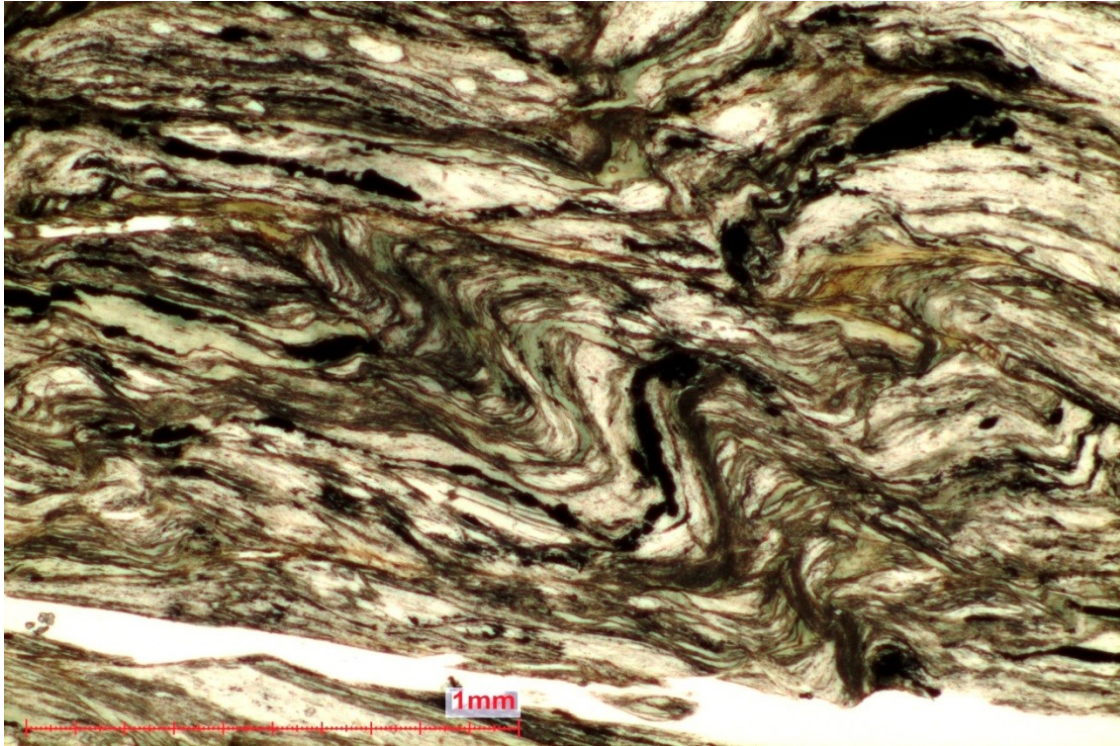


Figura 12: crenulazione della foliazione S1. Si può osservare come la foliazione milonitica sia data dall'allineamento di clorite (verde), mica bianca (incolore) e minerali opachi, insieme a porzioni a grana molto fine composte principalmente delle stesse tre componenti. Il minerale lamellare color bruno chiaro, di aspetto fibroso, è anch'esso clorite, probabilmente con una composizione chimica leggermente differente.

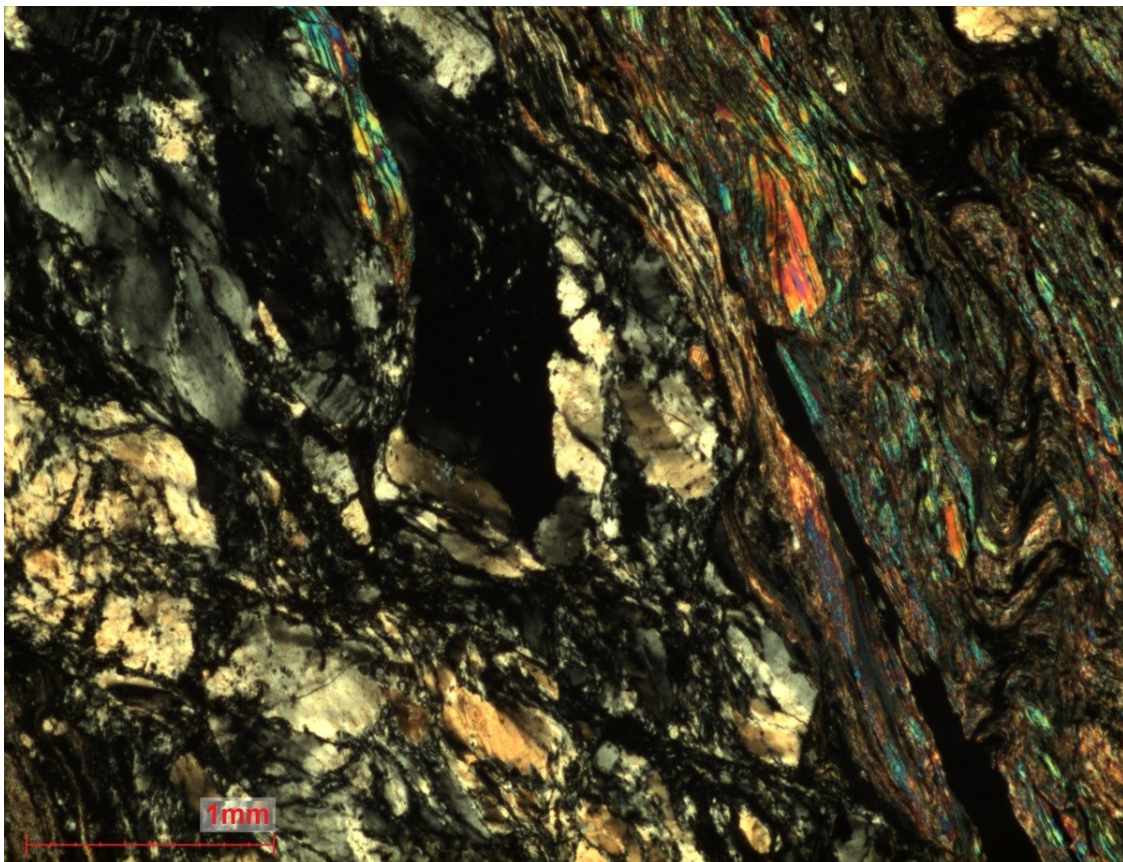


Figura 13: porzione di una lente quarzoso-feldspatica all'interno della foliazione milonitica. È evidente come i cristalli della lente siano intensamente deformati e fratturati (nicol incrociati).

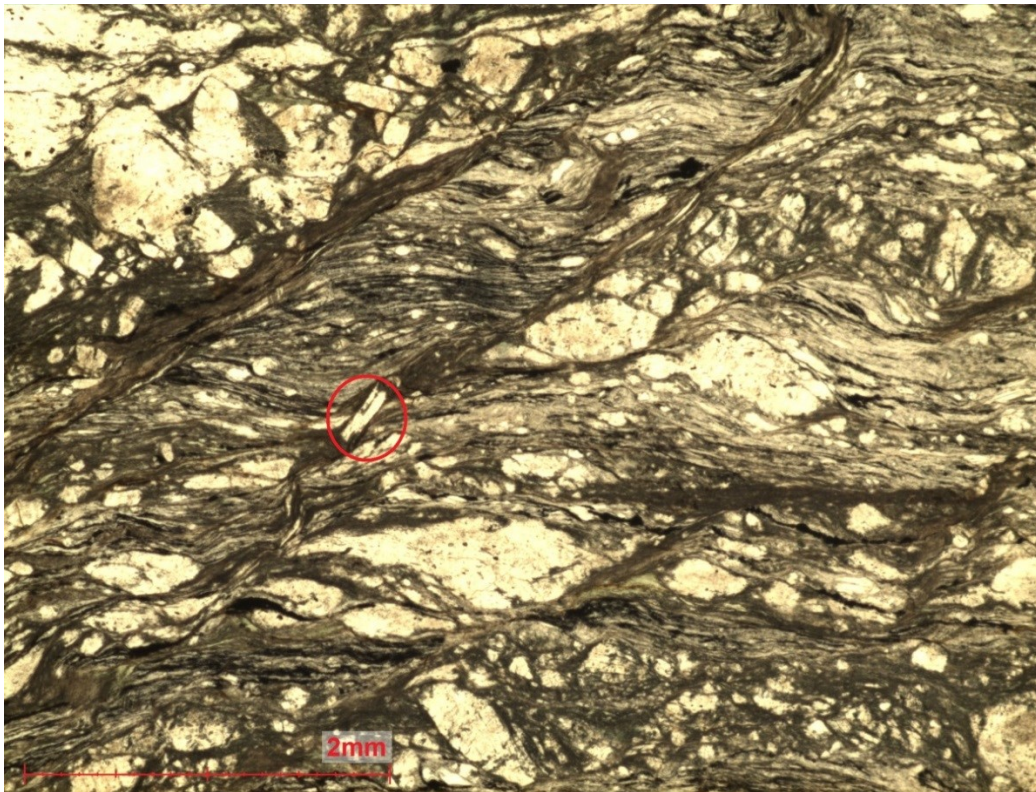


Figura 14: fotomicrografia al solo polarizzatore di alcune superfici C' che tagliano la S1. All'interno del cerchio rosso, si nota un frammento cristallino ancora riconoscibile circondato dall'aggregato criptocristallino, a prova del fatto che quest'ultimo si è formato a causa della frantumazione dei minerali preesistenti.

I cristalli di quarzo, feldspati e miche a losanga, a grana maggiore e localmente fratturati, sono probabilmente i relitti di una precedente foliazione della roccia, ormai obliterata dall'evento milonitico. Quest'ultimo ha causato una parziale ricristallizzazione a grana più fine delle componenti e una completa riorientazione, generando l'attuale foliazione e la retrocessione in facies scisti verdi. La prevalenza di quarzo, feldspati e mica bianca e la quasi totale assenza di minerali femici indica certamente una composizione sialica del protolite, che probabilmente era un metasedimento di grado medio-basso. La presenza di quarzo deformato duttilmente e di feldspato a comportamento fragile e semi-fragile suggerisce una temperatura di milonizzazione dell'ordine dei 450°C (Passchier and Trouw, 2005).

4.2) Rocce ultramafiche

L'affioramento delle rocce ultramafiche, localizzato circa mezzo km a E del Passo Val Clapa, è composto da varie porzioni rocciose separate, che insieme formano un corpo, a supposta geometria lenticolare, esteso un centinaio di metri. Si tratta di harzburgiti a granato (Figura 15), blandamente foliate, con una superficie di alterazione spessa anche 1 cm di color sabbia. Sulla superficie fresca, la foliazione è poco visibile, mentre si può riconoscere la tessitura granulare nelle porzioni ricche di olivina. La grana dei cristalli, nella maggior parte del volume roccioso, è medio-fine, con pirosseni e granati visibili ad occhio nudo e i cristalli di olivina non distinguibili fra loro. Le dimensioni e la percentuale dei porfiroclasti di pirosseno e dei porfiroblasti di granato variano considerevolmente nel volume dell'affioramento, seguendo l'andamento della foliazione: vi sono fasce di dimensione da decimetrica a metrica a grana molto grossolana, con cristalli di granato e pirosseno anche centimetrici ben visibili sulla superficie alterata della

roccia, contrapposte a fasce a grana molto più fine (differenza ben percepibile tra Figura 15 e Figura 17).

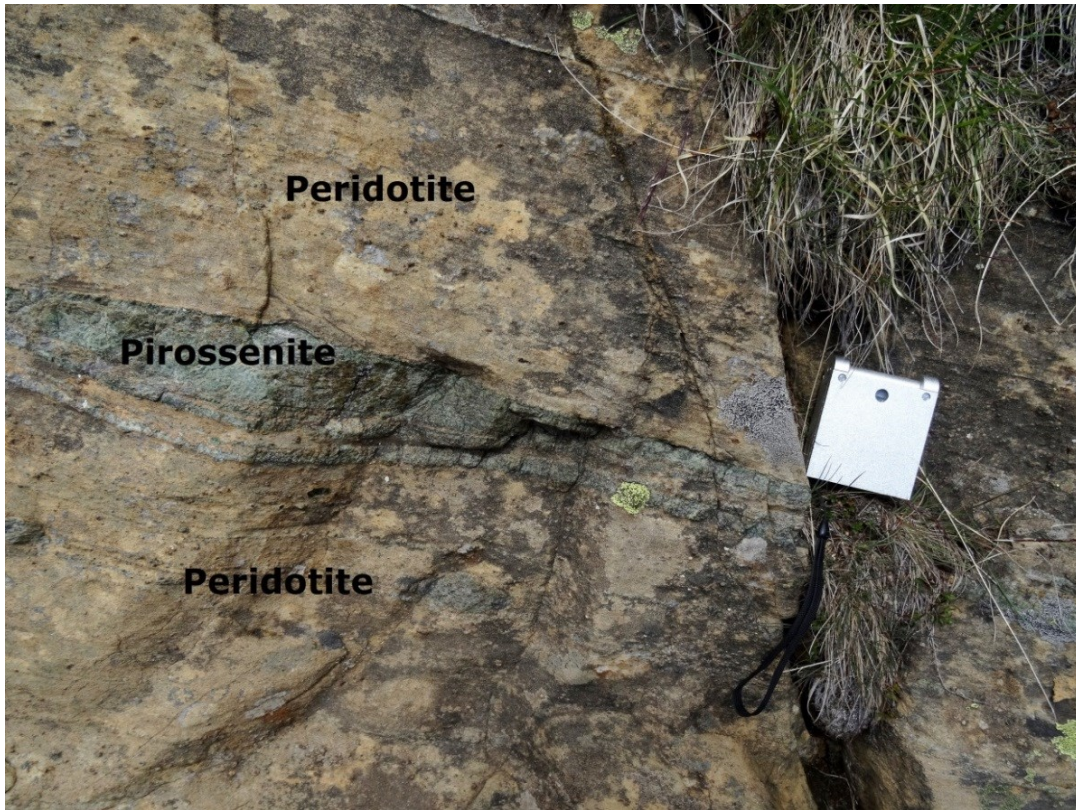


Figura 15: peridotite a granato con livello pirossenitico a giacitura subparallela rispetto alla foliazione della peridotite incassante.

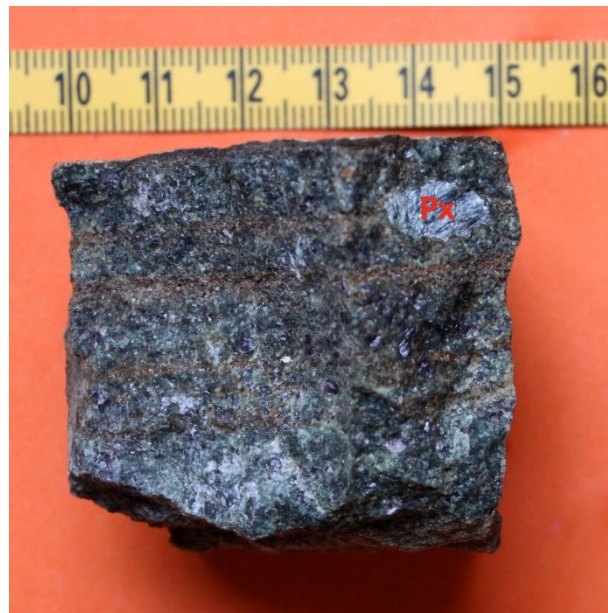


Figura 16: campione di pirossenite con porfiroclasto di pirosseno (Px).

Le peridotiti presentano localmente livelli di websteriti a granato e anfibolo (Figura 15), a giacitura sub-parallela rispetto alla foliazione delle peridotiti, di spessore variabile da pochi mm fino ad una ventina di cm. Si tratta di rocce a grana media, di colore verde bottiglia con intercalazioni color ruggine sub-parallele alla giacitura del filone;

l'associazione mineralogica è riconoscibile anche dal campione a mano, essendo composta quasi completamente da pirosseno (Opx+Cpx) e granato. Risaltano alcuni cristalli di pirosseno, perfettamente sfaldati, di dimensioni centimetriche (Figura 16). La lente di ultramafiti è a contatto con le sottostanti migmatiti stromatiche e le soprastanti migmatiti nebulitiche (Allegato 2), entrambe con foliazioni orientate grossomodo 40/40, e quindi concordanti con la giacitura della foliazione delle peridotiti (Figura 8). Al contatto fra quest'ultime e le stromatiti affiorano peridotiti molto scure, completamente alterate, con fratture riempite da minerali neri secondari, probabilmente serpentino o clorite (Figura 17).



Figura 17: foto a sinistra - peridotite al contatto con le migmatiti stromatiche con frattura riempita da minerali scuri. Foto a destra - piega nella foliazione delle peridotiti che prosegue nel gruppo di rocce sullo sfondo. Si osserva bene anche la variazione di granulometria fra la parte bassa della foto e la parte alta.

È stata riscontrata una piega blanda all'interno delle ultramafiti (Figura 17), con asse lievemente immergente verso NNE, che inclina ulteriormente la foliazione (come visibile nelle giaciture del Gruppo 4 in Figura 8). Le fratture dell'ammasso si sviluppano sia lungo la foliazione (Figura 17), sia lungo altre tre direzioni, con giaciture 240/70, 80/80 e 70/50.

Vista in sezione sottile al microscopio ottico, la peridotite mostra una tessitura granulare (a mosaico), con porfiroclasti di ortopirosseno e di olivina di prima generazione, in parte deformati, di grandi dimensioni, immersi in una matrice harzburgitica a grana medio-fine composta da olivina, ortopirosseno \pm spinello e clinopirosseno. Sono presenti ex-granati di 4-5 mm di diametro completamente sostituiti da aggregati di anfiboli nel nucleo (sostituzione pseudomorfica) e da corone simplectitiche (kelifiti) nella porzione esterna. Gli Opx di prima generazione presentano microlamelle di essoluzione.

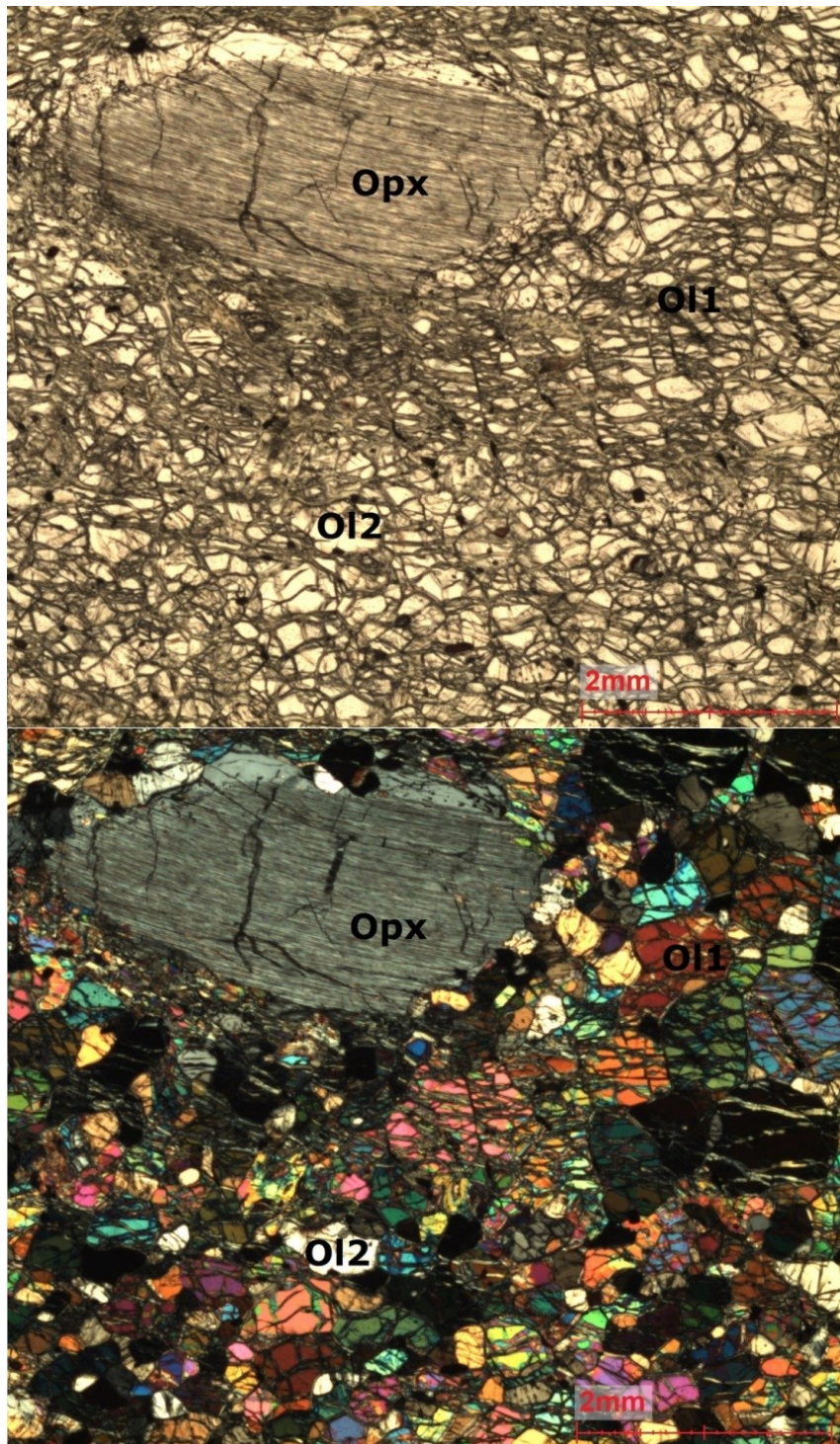


Figura 18: immagine al solo polarizzatore e a nicol incrociati della struttura della peridotite affiorante ad est del Passo Val Clapa. È ben visibile un porfiroclasto di ortopirosseno (Opx) con sfaldatura lievemente deformata, circondato da olivina di prima generazione (Ol1), intensamente fratturata e a grana media. Nella parte bassa della foto, si può vedere l'olivina di seconda generazione (Ol2), poco fratturata e a grana molto inferiore. All'interno delle fratture si possono notare le mineralizzazioni di serpentino, di colore verde chiaro.

I porfiroclasti allungati di Opx e le olivine di prima generazione tendono a individuare una blandissima foliazione, più visibile alla scala dell'affioramento che a quella della sezione sottile. Tutta la roccia mostra evidenti segni di fratture, con aperture che tuttavia non superano i 0.1 mm. Le fratture sono completamente riempite da cristallizzazioni di minerali secondari, perlopiù serpentino e ossidi.

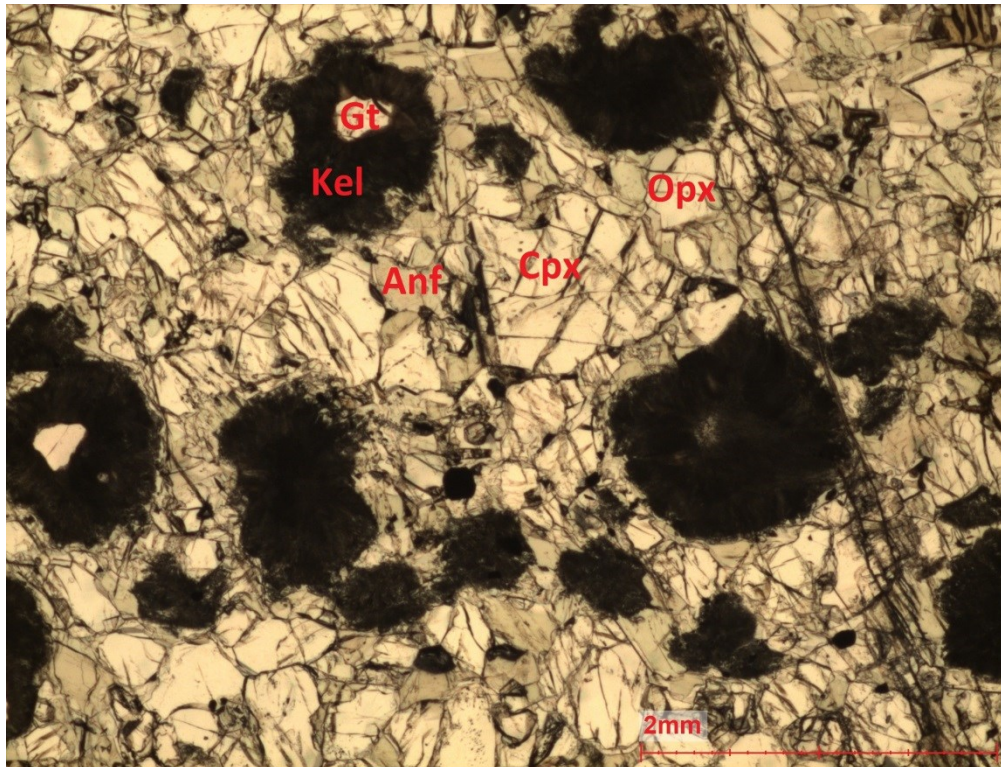


Figura 19: foto al solo polarizzatore delle principali componenti della pirossenite (Gt: granato; Kel: kelifite; Opx: ortopirosseno; Cpx: clinopirosseno; Anf: anfibolo). Sulla destra, inoltre, è possibile notare una delle molte fratture che interessano la sezione.

La pirossenite mostra anch'essa tessitura granulare, con diffusi porfiroblasti di granato a grana media con evidenti corone kelifitiche, in una matrice a grana medio-fine costituita da clinopirosseno, ortopirosseno, anfibolo e spinello. Sono presenti bande di colorazione marrone spesse 2-3 mm, riconducibili alla foliazione visibile in affioramento, formate da cristalli intensamente fratturati e hiddingsitizzati di olivina, localmente allungati nella direzione delle bande. Una serie di fratture, inclinate ad alto angolo rispetto alle bande di olivina e con apertura quasi nulla, attraversa tutta la sezione. Sono presenti vari minerali di sostituzione tardiva, come clorite e serpentino, cristallizzati a spese di olivina, pirosseni e anfiboli. Localmente, si rinvergono spinelli relitti nel nucleo dei granati, a testimonianza della crescita di quest'ultimi a spese dei primi durante l'apice metamorfico. Un'analisi più dettagliata dei campioni di harzburgite e di websterite è stata effettuata da Giorgetti (2015).

5) CONCLUSIONI

Per quanto riguarda la causa del processo milonitico, è opportuno pensare che sia legata all'attivazione della linea della Val Clapa durante il ciclo orogenico Alpino, che ha agito su rocce metamorfiche di età Ercinica. Secondo Fellin et alii (2002), la linea della Val Clapa ha uno spessore medio di 30 metri, considerandolo come un fascio di faglie subparallele. Perciò, si può supporre che esista un altro lineamento, meno importante e forse collegato al primo, che ha avuto come effetto la formazione delle miloniti del secondo affioramento, distante più di 300 metri in linea retta dalla supposta faglia principale.

L'assegnazione delle miloniti ad una delle due Unità appartenenti alla Falda del Tonale, come già detto in precedenza, resta dubbia. Secondo Martin e Montresor (2009), il contatto fra le due Unità dev'essere posto a cavallo della linea di Peio (lineamento alpino

subparallelo alla linea della Val Clapa situato a NO di quest'ultima) e questo implicherebbe l'assegnazione delle miloniti all'Unità d'Ultimo, anche se il contatto, nella carta della Provincia Autonoma di Trento, non segue esattamente il lineamento tettonico, e infatti la zona del Passo Val Clapa ricade all'interno dell'Unità del Tonale (Allegato 1); altri autori, invece, pongono proprio la linea della Val Clapa come contatto fra le due Unità di diverso grado (es: Nimis e Morten, 2000; Marocchi et al., 2009). Il riconoscimento dei protoliti su base mineralogica e microstrutturale, che potrebbe essere la prova definitiva dell'appartenenza all'Unità del Tonale o a quella d'Ultimo, è reso quasi impossibile dall'intensa deformazione alpina e dalla conseguente retrocessione in facies scisti verdi, che hanno obliterato le strutture e le associazioni mineralogiche preesistenti nella loro quasi totalità; tuttavia, il ritrovamento di anfiboliti cloritizzate, sia nel detrito di falda che in affioramento, e di un filone pegmatitico, tipiche litologie dell'Unità del Tonale, fa pendere l'ago della bilancia verso quest'ultima. Per esserne sicuri, sarebbe opportuno eseguire alcune analisi petrografiche sugli gneiss e gneiss migmatitici affioranti attorno alle miloniti, per classificarli correttamente. Come spiegano Martin e Montesor (2009), infatti, i paragneiss dell'Unità del Tonale sono caratterizzati dalla presenza di sillimanite e mostrano spesso mineralizzazioni secondarie di clorite e sericite per retrocessione; i paragneiss dell'Unità d'Ultimo, invece, sono caratterizzati dall'associazione granato-cianite e contengono sillimanite fibrolitica solo in tracce. Un'analisi petrografica di dettaglio, quindi, permetterebbe di distinguere le due litologie e di definirne correttamente l'appartenenza.

La presenza di strutture di retrocessione analoghe nelle pirosseniti e nelle peridotiti conferma le ipotesi esistenti sulla storia metamorfica vissuta da queste rocce, che risulta essere la medesima per entrambe. La formazione dei granati, avvenuta principalmente a spese dello spinello e in concomitanza alla ricristallizzazione di olivina e pirosseni, indica condizioni di altissima pressione a medio-alta temperatura, in accordo con le stime di T e P (circa 850°C e 2.7 GPa , facies eclogitica) calcolate da Nimis e Morten (2000). La crescita delle kelifiti a spese dei granati mostra l'inizio e il proseguimento della successiva esumazione e del conseguente metamorfismo retrogrado, avvenuto, come quasi sempre accade, in presenza di fluidi. La continua circolazione di fluidi attraverso le fratture della roccia e la forte diminuzione di P e T hanno permesso la cristallizzazione di minerali tardivi (perlopiù clorite e serpentino), stabili alle nuove condizioni.



Figura 20: migmatiti vicino al contatto con le peridotiti.

Come visibile nell'Allegato 1, i rilevatori della Tavola 25 II – Bresimo della Provincia Autonoma di Trento hanno cartografato un affioramento di peridotiti esteso più di 300 metri, mentre il rilevamento effettuato nel corso di questo lavoro ha portato ad una lente estesa non più di un centinaio di metri. Stessa cosa si può dire per il filone pegmatitico e le anfiboliti (punto 2 nell'Allegato 1), che come abbiamo constatato in realtà non superano i 10 metri di lunghezza e qualche metro di spessore. Probabilmente i rilevatori della carta di Bresimo hanno deciso di esagerare l'estensione in carta di questi piccoli corpi per metterli in risalto e poterli cartografare anche in scala 1:25000. Inoltre, nell'Allegato 1 si vede come le peridotiti siano poste direttamente a contatto con i paragneiss a sillimanite dell'Unità del Tonale, sebbene tutta la bibliografia consultata sia concorde nell'affermare che i corpi peridotitici si trovino sempre all'interno dell'Unità d'Ultimo. Durante il lavoro di campagna, dove avrebbero dovuto trovarsi i paragneiss a sillimanite, sono state rilevate gneiss migmatitici e migmatiti (Figura 20), con struttura a bande leucocratiche e melanocratiche di qualche cm al massimo di spessore. La presenza di migmatiti esclude l'appartenenza di queste rocce alla formazione dei paragneiss a sillimanite, in quanto essi non passano mai a gneiss migmatitici (Martin e Montresor, 2009). Anche in questo caso, un'analisi petrografica dettagliata del litotipo in questione sarebbe l'unico modo per assegnare con certezza le rocce ad una delle due Unità.

BIBLIOGRAFIA

- Allen A.R., 1979. Mechanism of frictional fusion in fault zones. *Journal of Structural Geology* 1: pp. 231–243.
- Braga R., Bargossi G.M., 2014. Crust-Mantle relationships close at hands – Walking through the Ulten-Nonsberg orogenic lower crust. *Geological Field Trips Vol. 6 No.2.1*: pp. 1-46.
- Fellin M.G., Martin S., Massironi M., 2002. Polyphase Tertiary fault kinematics and Quaternary reactivation in the central-eastern Alps (western Trentino). *Journal of Geodynamics* 34: pp. 31-46.
- Giorgetti G., 2015. Analisi petrografica delle ultramafiti del Passo Val Clapa (Austroalpino superiore, Alta Val di Non). Tesi inedita, Scuola di Scienze, Università di Bologna, 23 p.
- Maddock R.H., 1992. Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylytes in Lewisian gneiss, Scotland. *Tectonophysics* 204: pp. 261–278.
- Magloughlin J.F., 1989. The nature and significance of pseudotachylite from the Nason terrane, North Cascade Mountains, Washington. *Journal of Structural Geology* 11: pp. 907-917.
- Marocchi M., Mair V., Tropper P, Bargossi G.M., 2009. Metasomatic reaction bands at the Mt. Hochwart gneiss-peridotite contact (Ulten zone, Italy): insights into fluid-rock interaction in subduction zones. *Mineralogy and Petrology* 95: pp. 251-272.
- Martin S., 2003. Tectonic setting and pre-Alpine evolution of the Tonale nappe, eastern Austroalpine, Italy. *Mem. Sci. Geol.* 54: pp. 167-170.
- Martin S., Montresor L., 2009. Note illustrative della Tavola 25 II – Bresimo. Scala 1:25000. Provincia Autonoma di Trento.
- Morten L, Obata M, 1983. Possible high-temperature origin of pyroxenite lenses within garnet peridotite, northern Italy. *Bulletin de Minéralogie* 106: pp. 775-780.
- Nimis P., Morten L., 2000. P-T evolution of ‘crustal’ garnet peridotites and included pyroxenites from Nonsberg area (upper Austroalpine), NE Italy: from the wedge to the slab. *Journal of Geodynamics* 30: pp. 93-115.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Würzburg, 366 p.

CARTOGRAFIA

- Tavola 25 II – Bresimo, scala 1:25000. Provincia Autonoma di Trento.
- Carta Kompass 147 Alta Val di Non – Le Maddalene – Passo Mendola/Mendelpass, scala 1:25000.

SITOGRAFIA

- Portale della Provincia Autonoma di Trento, Servizio Urbanistica e Tutela del Paesaggio (URL:http://www.urbanistica.provincia.tn.it/sez_siat/BancheDati/RepertorioCartografico/pagina1.html)

ALLEGATI

1) Carta geologica con legenda (Martin & Montresor, 2009).



DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI



AUSTROALPINO

BASAMENTO METAMORFICO

FALDA DEL TONALE

Unità d'Ultimo

Comprende rocce metamorfiche di medio ed alto grado di età variabile.

PARAGNEISS A GRANATO E CIANITE

Gneiss a due miche, granato e cianite (TUG). Grana medio-fine, tessitura localmente milonitica. Passano gradualmente a migmatiti stromatiche (TUG_b). Includono lenti di anfiboliti ed eclogiti (TUA). L'associazione mineralogica è costituita da mica bianca, biotite, plagioclasio, quarzo, cianite, granato ± K-feldspato ± staurolite ± margarite e rutile. Caratterizzano un evento metamorfico di alta pressione seguito da un evento di alta temperatura.

MIGMATITI NEBULITICHE

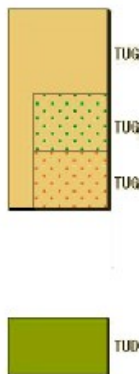
Si tratta di leucocroni di composizione da trondhjemitica a granitica (TUG_c) che formano ponde da decimetrici a metri e filoni che tagliano la scistosità (S₁). Sono caratterizzati da grana grossa e struttura da granulare a pegmatitica. Affiorano lungo la cresta da Cima Stubele a Cima della Siromba. La paragenesi è costituita da dominante plagioclasio sodico in cristalli idiomorfi, biotite, mica bianca, granato ± cianite. Talora si trovano deformati fino a trasposti entro una nuova foliazione (S₂).

MIGMATITI STROMATICHE

Gneiss migmatitici di colore grigio, grana medio-fine, caratterizzati da bande leucocratiche a quarzo, K-feldspato (sostituito da microclino) e plagioclasio, di spessore centimetrico e bande melanocratiche composte da granato, cianite, biotite ± staurolite, rutile e solfuri (TUG_b).

PERIDOTTITI

Sono rocce massive, giallastre sulle superfici alterate, verde scuro al taglio fresco. Affiorano in *boudins* di spessore metrico-ettometrico. Sono costituite da olivina, anfibolo e spinello ± clinopirosseno ± ortopirosseno ± granato ± carbonati in proporzioni variabili. In base alla composizione mineralogica, sono state riconosciute duniti (Malga Masa Murada), harzburgiti (Cima Zoccolo), lherzolititi (Cresta Slavazzaia, Passo Val Clapa), filoni pirossenitici (Passo Val Clapa).



Unità del Tonale

Comprende rocce metamorfiche di medio-alto grado in facies anfibolitica di età varisca, con sovrainpronta di retrocessione in facies scisti verdi circoscritta alle zone di taglio alpine.



TTP

PARAGNEISS A SILLIMANITE

Paragneiss e micaosisti a grana medio-grossa a quarzo, biotite, muscovite, sillimanite \pm granato \pm K-feldspato. Alla testata della Val di Bresimo sono intensamente deformati e retrocessi in corrispondenza della faglia di Pelo.



TTA

ANFIBOLITI

Lenti di anfiboliti caratterizzate da un *layering* metamorfico millimetrico con livelli anfibolici scuri alternati a livelli chiari a plagioclasio, clinoclasite e titanite; localmente a granato e rutile.



TTM

MARMI

Rari orizzonti di marmi a bande giallastre e grigie, con pieghe isodinali (Malga Bordolona). Mostrano mica bianca, tremolite, clorite e talora solfuri e magnetite. Lo spessore delle bancate non supera 2-3 metri.

Lenti metasomatiche a clinopirosseno, anfibolo, olivina \pm scapolite sono state osservate sulle pendici occidentali di Cima Zoccolo, associate a TTO.



ft

Filoni aplitico-pegmatitici

Alcuni filoncetti di spessore metrico di meta pegmatiti e ortogneiss pegmatoidi sono trasposti entro TTP in alta Val di Bresimo. L'associazione mineralogica è data da quarzo, feldspato, muscovite, rara biotite \pm granato \pm tormalina.



scistosità



scistosità milonitica



limite litologico, limite di affioramento



limite sfumato



faglia transpressiva sinistra



affioramento areale di substrato roccioso



trincea di deformazione gravitativa profonda



rock glacier

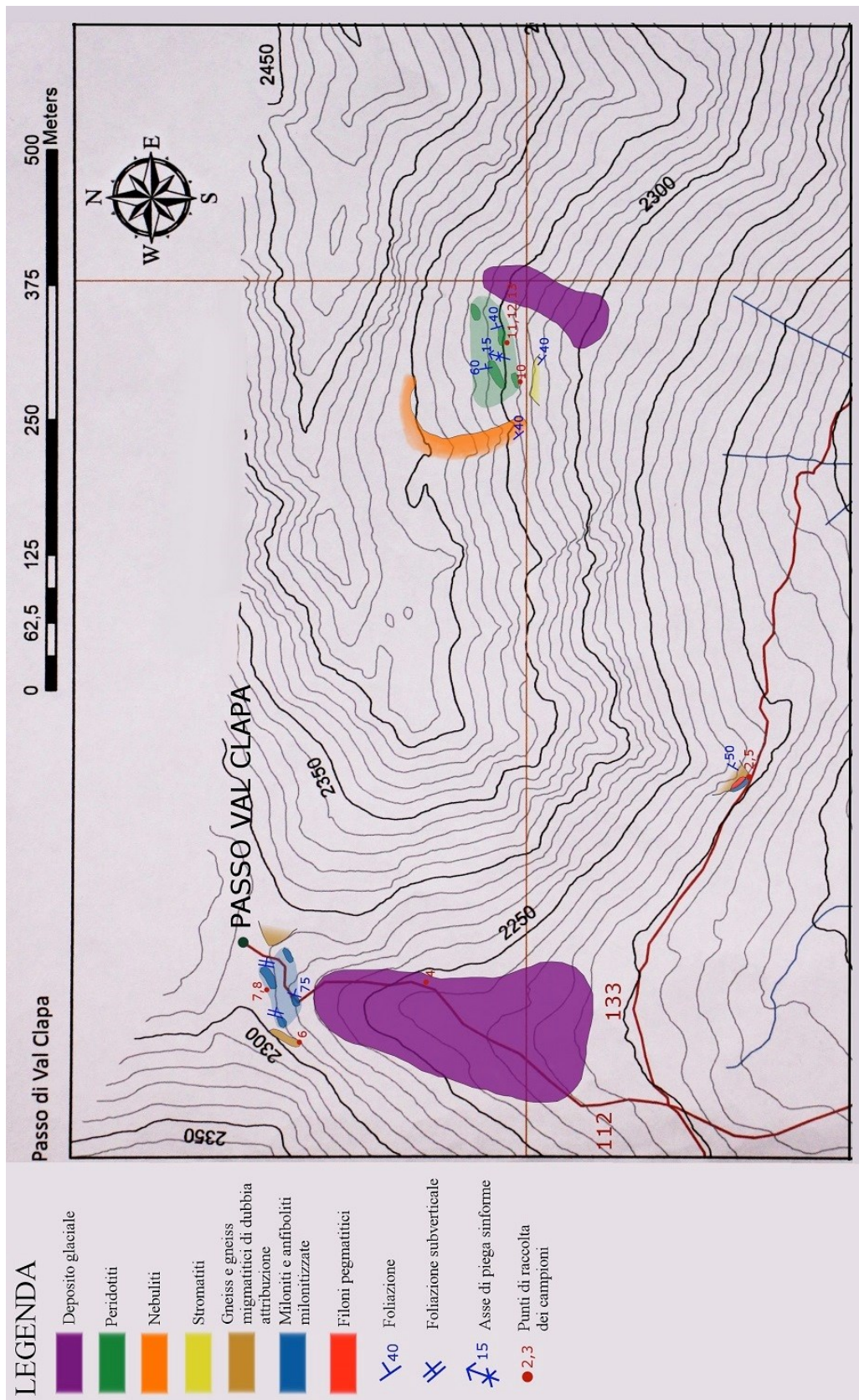


cono detritico



2 ● affioramenti studiati
(1-2: miloniti; 3: ultramafiti)

2) Carta degli affioramenti



Allegato 2: carta degli affioramenti realizzata con i dati disponibili in campagna. I colori più scuri indicano gli affioramenti, mentre gli stessi colori più chiari coprono le aree dove si suppone che il corpo continui (per le peridotiti, ad esempio, i vari affioramenti sono stati collegati fra loro a formare una lente, i cui confini sono però totalmente supposti).

3) Scansioni delle sezioni sottili



Allegato 3: scansioni delle sezioni sottili studiate (7A: milonite tagliata trasversalmente al massimo allungamento; 7B: milonite tagliata parallelamente al massimo allungamento; 11: peridotite; 13: pirossenite). I principali aspetti visibili sono l'intensa foliazione della milonite e l'abbondanza modale di granati della pirossenite. Il lato lungo delle sezioni misura 4,5 cm.

4) Descrizione dei campioni



CAMPIONE 2:

Pseudotachilite di colore nero, di aspetto vetroso/massivo con inclusioni a grana variabile di quarzo. Sulle fratture fresche presenta superfici lisci con frattura concoide.

Minerali: quarzo, porzioni vetrose.



CAMPIONE 4:

Anfibolite (detrito) foliata a grana medio-grossa. Perpendicolarmente alla foliazione è evidente l'alternanza di bande millimetriche nere, di anfibolo, e bianche, di plagioclasio. Sulla superficie della foliazione è visibile un intreccio di prismi allungati di anfibolo e plagioclasio. Sono presenti sottili bande quarzose parallele alla foliazione.

Minerali: anfibolo, plagioclasio, quarzo.



CAMPIONE 5:

Anfibolite a grana fine, di colore verde scuro/nero, molto ossidata e alterata per cloritizzazione. È presente un'orientazione preferenziale dei cristalli, benché poco visibile, che delinea una leggera foliazione.

Minerali: anfibolo, plagioclasio, clorite, ossidi.



CAMPIONE 6:

Roccia leucocratica di colore bianco-rosato a grana variabile, intensamente ossidata e cloritizzata, assimilabile ad una migmatite. Non presenta foliazione evidente o altre strutture peculiari.

Minerali: quarzo, feldspati, mica bianca, clorite.



CAMPIONE 7:

Milonite a grana medio-fine di colore scuro con evidente foliazione data da clorite e mica bianca. Allungati lungo la foliazione sono presenti occhi e lenticelle quarzoso-feldspatici di colore grigio o bianco.

Minerali: clorite, quarzo, feldspati, mica bianca.



CAMPIONE 8:

Milonite a grana media di colore verdastro di aspetto fortemente scistoso per presenza di clorite e mica bianca. Presenza di noduli e lenti anche centimetrici di quarzo.

Minerali: clorite, mica bianca, quarzo.



CAMPIONE 10:

Peridotite estremamente alterata di colore marrone scuro. Ha una patina d'alterazione color ocra spessa qualche millimetro. Ha struttura lievemente orientata e grana medio-fine, con presenza di ossidi e minerali micacei.

Minerali: olivina, pirosseno, mica bianca, clorite



CAMPIONE 11-12:

Peridotite a grana medio-fine di colore verde scuro/nero, di aspetto massivo con patina d'alterazione color sabbia spessa fino a 1cm. Presenta localmente livelli pirossenitici di spessore variabile (da qualche mm a vari cm) e cristalli anche centimetrici di ortopirosseno e granato che sporgono dalla superficie alterata. Si notano inclusioni biancastre tondeggianti di qualche mm di diametro.

Minerali: olivina, pirosseno, granato.



CAMPIONE 13:

Pirossenite a grana media, di aspetto massivo e colore verde bottiglia intenso con intercalazioni millimetriche color ruggine. Si notano cristalli a grana grossa di pirosseno verde scuro e granato violaceo. Sottile patina alterata giallastra.

Minerali: pirosseno, granato.