



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Proff.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
SCIENZE GEOLOGICHE

**ANALISI TERMOCRONOLOGICA
E MICROSTRUTTURALE LUNGO IL NUOVO
TUNNEL DEL BRENNERO**

Relatore: Prof. Massimiliano Zattin

Correlatore: Dott. Matteo Massironi

Laureando: Andrea Gasparotto

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

Indice

Abstract	pg. 3
Riassunto	pg. 3
Introduzione	pg. 5
1. Inquadramento geologico dell'area	pg. 6
2. Meccanismi di deformazione: Microstrutture	pg. 10
2.1 Introduzione	pg. 10
2.2 Processi deformativi fragili e duttili in zone di Faglia	pg. 10
2.3 Rocce di faglia	pg. 13
2.4 Descrizione sezioni sottili	pg. 14
3. Metodi di indagine: Termocronometria U-Th/He su Apatiti	pg. 20
3.1 Principi base	pg. 20
3.2 Decadimento α	pg. 21
3.3 Termocronometria (U-Th)/He	pg. 21
3.4 Procedure analitiche: metodo di datazione su Apatite	pg. 22
3.5 Risultati analisi	pg. 23
Conclusioni	pg. 24
Bibliografia	pg. 26
Appendice A	pg. 27
Appendice B	pg. 28
Appendice C “carte geologiche”	pg. 29

ABSTRACT

The study carried out during this thesis concerns a series of thermochronometric data analyses and micro-structural microscope observations on seven samples coming from the Brenner Basis tunnel, which aims at connecting Italy with Austria. The samples were taken across the Pusteria Fault, one of the major fault of the Alps. The sections we classified and examined comprise granite rocks belonging to the Brixen Granite and post-orogenic intrusive igneous rocks belonging to the Tonalitic Lamella. The results show that the first ones are essentially undeformed while the second ones, in particular the nearest sample to the Pusteria Fault, exhibit a strong mylonitic foliation with clear cataclastic layers. On these samples, we conducted thermochronometric analyses by using the (U-Th)/He thermochronometer to date apatites; dates appear to be deeply influenced by the presence of hot circulating fluids which caused a reset of the He system.

RIASSUNTO

Il lavoro svolto in questa tesi triennale comprende una serie di analisi ed osservazioni mediante termodatazioni e microscopia petrografico-strutturale di sette campioni di roccia provenienti dal nuovo tunnel del Brennero che collegherà l'Italia con l'Austria. L'area da cui provengono i campioni attraversa la linea della Pusteria, una delle più importanti faglie dell'intero arco Alpino. Le unità campionate ed analizzate comprendono rocce granitiche appartenenti al Granito di Bressanone e rocce intrusive magmatiche post-orogeniche appartenenti alla Lamella Tonalitica. Le prime risultano essere praticamente indeformate, mentre le seconde appaiono con una foliazione di tipo milonitico particolarmente spinta e con livelli cataclastici ben evidenti soprattutto nel campione più prossimale alla Linea della Pusteria. Sulle unità campionate sono state poi svolte delle analisi

termocronologiche mediante utilizzo del termocronometro (U-Th)/He su apatiti le quali hanno evidenziato delle età dei campioni particolarmente influenzate dalla presenza di fluidi caldi circolanti che hanno portato ad un reset del sistema He.

INTRODUZIONE

Il progetto di costruzione della linea ferroviaria che collega Verona con Monaco di Baviera rende necessario il superamento del valico del Brennero mediante la realizzazione di una galleria di base lunga 55 km che collega Fortezza sul lato Italiano a Innsbruck sul lato Austriaco.



Tracciato percorso ferroviario e posizione della Galleria di base del Brennero (BBT BrennerBasastunnel) nelle Alpi Orientali.

Immagine da <http://www.bbt-se.com/it/>

In questo lavoro sono stati analizzati sette campioni di roccia prelevati durante i lavori di perforazione del cunicolo esplorativo. Il luogo di campionatura si trova nelle Alpi Orientali e più precisamente leggermente a sud dell'estremità occidentale di una delle più belle, ma al contempo geologicamente più complicate, aree della catena alpina: la Finestra dei Tauri. In questo luogo vengono messe in contatto tettonico dalla Faglia della Pusteria l'unità Sudalpina, con il Granito di Bressanone per lo più indeformato, e le intrusioni magmatiche post-orogeniche dell'oligocene costituenti la Lamella Tonalitica maggiormente deformate e percorse da fluidi testimoniati dalla presenza di vene. Le analisi esposte nei prossimi capitoli, riguardano l'età delle rocce ottenuta tramite datazioni termocronologiche (U-Th)/He ed osservazione al microscopio delle microstrutture e delle alterazioni presenti nei campioni.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA

La *Galleria di base del Brennero* (corridoio BBT) si colloca all'interno della Catena Alpina orientale e più precisamente nella zona comprendente il settore più occidentale della Finestra dei Tauri e delle unità circostanti (Figura 1.1). Il tracciato attraversa la parte assiale della catena formatasi a seguito della collisione tra la placca Africana, con il suo promontorio settentrionale Adria, e la placca Euroasiatica, iniziato nel Cretaceo (fase Eoalpina) e che prosegue tutt'ora (fase Neoalpina). Il corridoio BBT di fatto attraversa la pila di unità austroalpine e penniniche aventi vergenza europea.

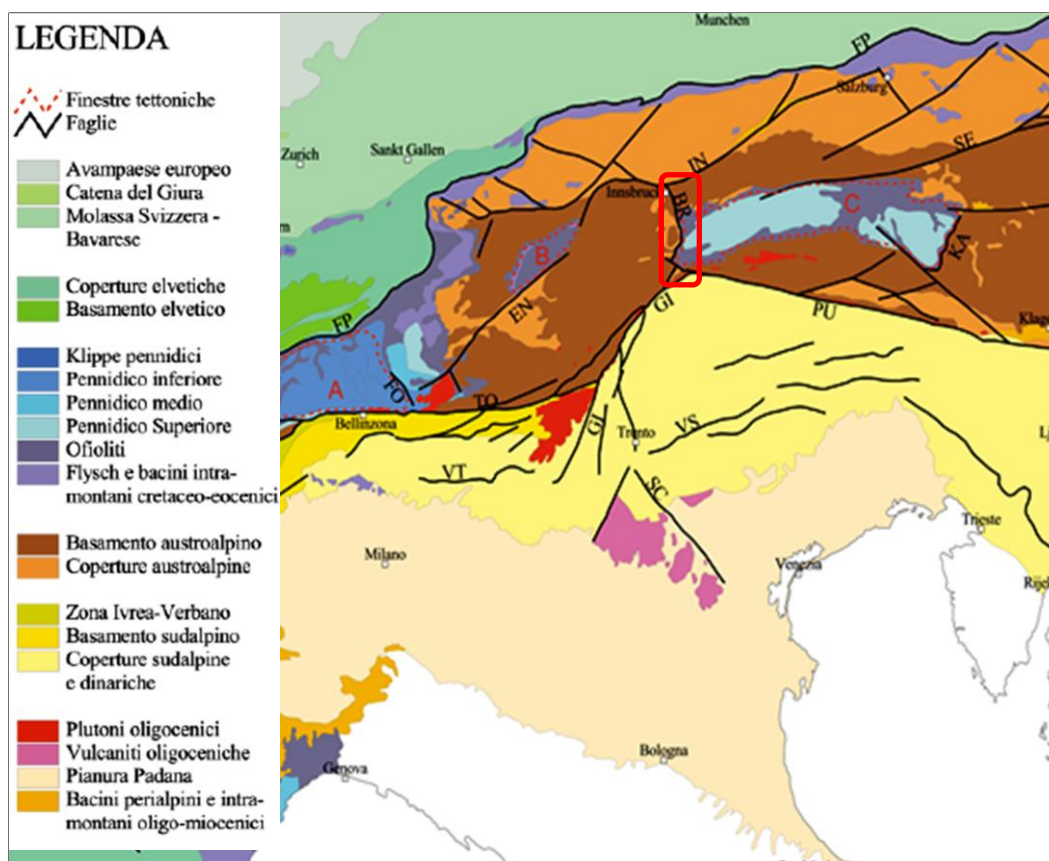


Fig.1.1 – Schema tettonico delle Alpi. Sono indicate le principali faglie e unità tettoniche. Nel riquadro rosso è segnata la zona di interesse all'interno delle Alpi Orientali. KA) linea di Katschberg; PU) linea della Pusteria; SE) linea Salzachtal-Ennstal; BR) linea del Brennero; GI) linea Delle Giudicarie; VS) linea della Valsugana; TO) linea del Tonale; EN) linea dell'Engadina; FO) linea della Forcola; FP) fronte pennidico; OS) linea dell'Ospizio Sottile; SC) fascio Scledense; RC) linea Rodano-Chamonix; AR) linea Aosta-Ranzola; A) finestra dell'Ossola-Ticino; B) finestra dell'Engadina; C) finestra dei Tauri

Procedendo lungo il percorso della Galleria di base del Brennero da sud verso nord il corridoio incontra varie unità tettoniche, la prima delle quali è costituita da: crosta continentale delle Alpi Meridionali composta dal Granito di Bressanone e dalle filladi incassanti. Un po' più a nord si incontra il basamento polimetamorfico Austroalpino formato da paragneiss ricchi in pegmatiti intercalati ad anfiboliti, metagabbri e marmi. Il basamento polimetamorfico è intruso da plutoni magmatici tonalitici (*Lamella Tonalitica*) e da filoni a dacite e andesite

oligocenici. Spostandosi verso nord, la galleria BBT incontra le unità pennidiche della *Finestra dei Tauri* la quale, nella sua parte più occidentale, è caratterizzata dalla presenza di due antiformali separate dalla sinforme della Val di Viezze. Nell'area si possono distinguere tre unità sovrapposte (Bistacchi *et al.*, 2003) denominate nell'ordine: *Falda del Glockner*, l'unità più elevata in contatto col basamento Austroalpino, formata da calcescisti ed ofioliti; la *Untereschieferhülle* composta da una sequenza di metasedimenti clastici e carbonatici, che costituisce la prima unità di coperture continentali proveniente dal margine passivo europeo; gli *Zentralgneis*, seconda unità di provenienza continentale europea composta da granitoidi gneissici derivanti da protoliti calcareali insieme a minori quantità di migmatiti. Tutte queste unità sono esposte nel corridoio BBT in maniera più o meno evidente. Spostandosi ulteriormente verso nord la galleria incontra l'unità di basamento Austroalpino dominata dalla Fillade di Innsbruck (filladi quarzifere, con ripetute alternanze di micascisti a granati, filloniti, marmi dolomitici-calcarei e metabasiti). La fillade di Innsbruck è sovrascorsa da alcuni lembi di metasedimenti di margine continentale (Falda di Hippolg) e dalla Falda di Reckner costituita da ofioliti metamorfosate in facies scisti blu imbriciata entro le unità austroalpine. (Figura 1.2). Sul lato più occidentale della Finestra dei Tauri, le unità pennidiche sono in contatto tettonico con le unità Austroalpine sovrastanti grazie al *detachment del Brennero*, ed è proprio poco al di sotto ed ad est di questa zona che si localizza il tracciato della Galleria di base del Brennero.

La presenza di una "Lamella Tonalitica" nell'area attraversata dalla galleria nella zona di Valles indica come, durante la fase magmatica post-collisionale alpina, il Lineamento Periadriatico (il sistema di faglie che divide la catena alpina a doppia vergenza) sia stato una via di risalita di magmi mantellici.

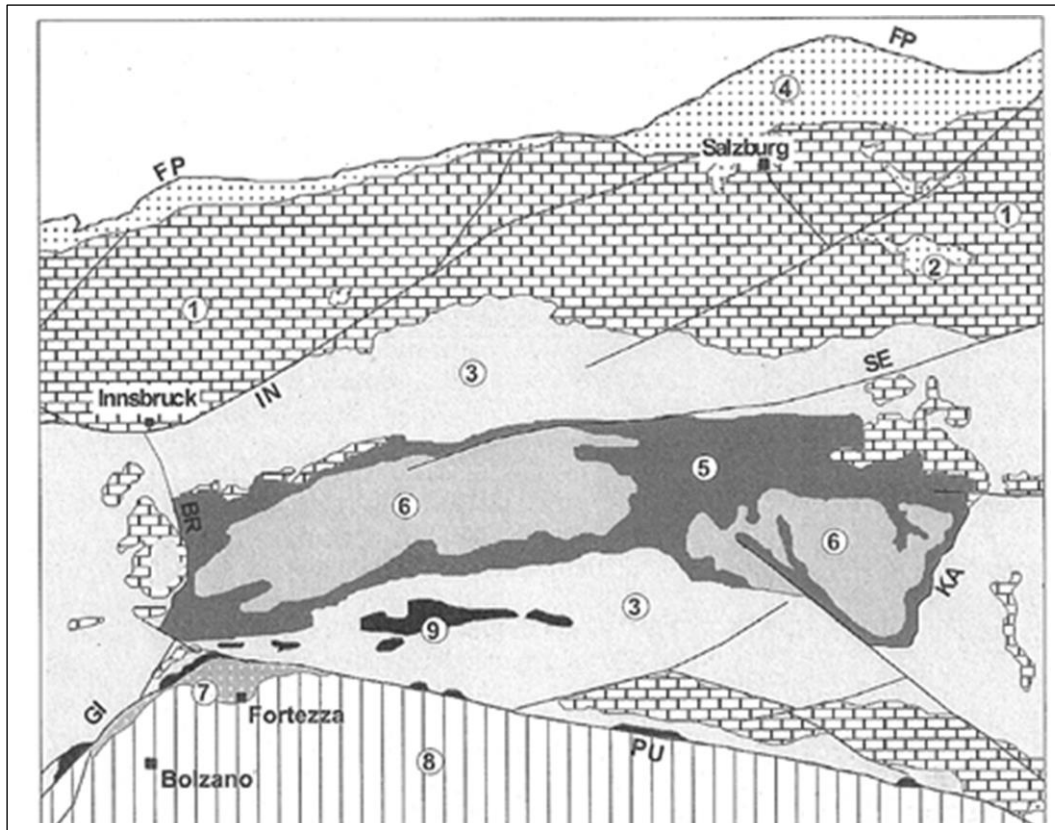


Fig. 1.2 – Mappa strutturale dell'area in esame ospitante il corridoio BBT. La Faglia della Pusteria (PU) in direzione E-W, rappresenta la porzione più orientale del Lineamento Periadriatico. A est della Finestra dei Tauri si noti come il dominio Austroalpino è in contatto con le falde pennidiche tramite il detachment del Brennero (BR). Austroalpino: 1) coperture permo-mesozoiche, 2) Gosau beds, 3) basamento cristallino. Pennidico: 4) Flysch Reno-Danubio, 5) Falda del Glockner, 6) unità di copertura e basamento di origine europea, FP) fronte pennidico. Alpi Meridionali: 7) Granito di Bressanone, 8) basamento e coperture indifferenziate. Magmatismo periadriatico: 9) plutoni oligocenici. Linee tettoniche: BR) Brennero, GI) Giudicarie, IN) Inntal, KA) Katschberg, PU) Pusteria, SE) Salzachtal-Ennstal. (Bistacchi et al., 2003)

2. MECCANISMI DI DEFORMAZIONE: MICROSTRUTTURE

La deformazione nelle rocce è dovuta a molti fattori di controllo su scala granulare quali mineralogia, composizione della fase fluida intergranulare, taglia dei grani, orientazione preferenziale, porosità e permeabilità. Vi sono poi processi di controllo esterni al corpo come temperatura, pressione litostatica, stress differenziali e *strain rate*.

2.1 Introduzione

In questo lavoro abbiamo preso visione di sette sezioni sottili provenienti dalla Galleria di base del Brennero appartenenti a rocce del Granito di Bressanone e della Lamella Tonalitica messe in contatto tettonico dalla Faglia della Pusteria, allo scopo di individuare le microstrutture ivi presenti. Abbiamo così individuato diversi *step* deformativi subiti dalle rocce in questione con un'evidente progressivo aumento della deformazione nei campioni prelevati in posizione più prossimale al *fault core*.

2.2 Processi deformativi fragili e duttili in zone di Faglia

Le faglie si sviluppano tramite la localizzazione di deformazioni in zone planari. Una zona di faglia sottoposta a deformazione fragile si propaga a partire dal suo *tip*, dove isolate microfratture si uniscono a formare il piano di faglia vero e proprio. Tali *microcrack* comunemente vengono riempiti da fasi mineralogiche secondarie o da cristalli della stessa fase che crescono in continuità con le pareti del cristallo fratturato. La propagazione ed il movimento lungo una faglia fragile provocano la formazione di una cataclasite, roccia prodotta da un insieme di processi che vengono riuniti sotto il nome di “flusso cataclastico”. Il flusso cataclastico opera tramite scorrimenti, rotazioni e riduzioni di taglia di frammenti

preesistenti. A livello di deformazione microcristallina un processo molto importante è la *pressure solution* che interessa rocce contenenti fluidi intergranulari. Questo processo consiste nella dissoluzione del materiale presente lungo superfici esposte ad elevati stress con conseguente precipitazione in soluzione del materiale stesso. I *microcrack* possono interessare anche i singoli minerali e l'applicazione di uno stress può portare al *kinking*, ovvero lo slittamento di una parte di un cristallo lungo un piano cristallografico rispetto al resto del cristallo che rimane indeformato (Passchier C.W., *Microtectonics*, 2005).

In condizioni di deformazioni duttili le zone di faglia sono caratterizzate da miloniti in cui dominano i processi di plasticità cristallina. Tra questi uno dei più rilevanti è la “*grain boundary mobility*” per cui gli atomi posti lungo il margine del cristallo a più elevata densità di dislocazioni possono spostarsi per andare ad adattarsi al reticolo del cristallo vicino. Ciò porta a locali spostamenti del margine dei cristalli e/o alla crescita di un cristallo meno deformato al contatto tra due vicini più deformati. Come risultato si ha dunque la così detta ricristallizzazione dinamica ossia la formazione di nuovi piccoli cristalli che possono sostituire quelli vecchi. Vi sono tre meccanismi di ricristallizzazione dinamica:

Bulging: si imposta a basse temperature (400-30°C per il quarzo) quando la mobilità ai margini dei cristalli è di lieve entità e il bordo della fase cristallina può formare una protuberanza (*bulge*) all'interno del cristallo a maggior densità di dislocazioni. Grazie alla migrazione di altri atomi che chiudono lo spazio alle spalle della protuberanza, si può generare un nuovo ed indipendente piccolo cristallo (Figura 2.1).

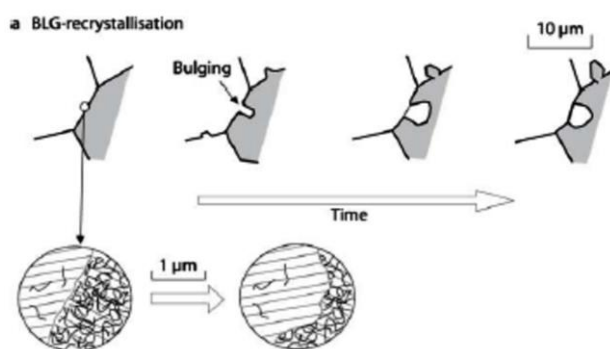


Fig.2.1 – Ricristallizzazione *Bulging*. (Passchier C.W., *Microtectonics*, 2005)

Grain Boundary Migration (GBM): a temperature relativamente elevate la mobilità ai margini dei cristalli cresce a tal punto che i margini dei cristalli possono aggregarsi a spese di altri cristalli vicini da cui vengono rimosse le dislocazioni. In questo processo la formazione di *subgrain boundary* e la loro rotazione sono attivi, il che può portare alla formazione di bordi lobati (Figura 2.2).

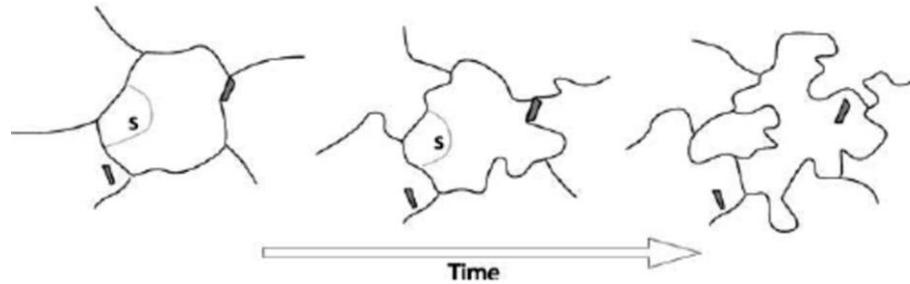


Fig. 2.2 – GBM Grain Boundary Migration Recrystallization. (Passchier C.W., *Microtectonics*, 2005)

Subgrain Rotation: processo di ricristallizzazione che avviene quando dislocazioni sono continuamente aggiunte ai margini dei *subgrain*. Questo meccanismo comporta l'aumento graduale dell'angolo tra il reticolo cristallino su entrambi i lati del margine del *subgrain* con formazione di un nuovo granulo da misorientazione del *subgrain* (Figura 2.3).

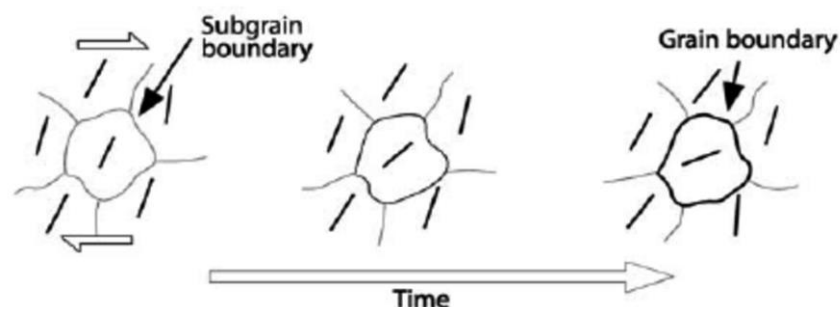


Fig. 2.3 – SGR Recrystallization. (Passchier C.W., *Microtectonics*, 2005)

2.3 Rocce di faglia

Le faglie sono zone di shear in cui le deformazioni causano lo sviluppo di fabric caratteristici ed associazioni mineralogiche tipiche riflettenti le condizioni di T-P in cui è avvenuta la deformazione, tipi di processi deformativi (duttili e/o fragili), senso di movimento e storia deformativa. In generale possiamo suddividere le *shear zone* in zone fragili (*brittle zone*) e zone duttili (*ductile zone*). Per quanto riguarda le rocce localizzate in queste zone di *shear* si utilizza la specifica classificazione riportata in Figura 2.4.

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

Fig.2.4 – Tabella semplificativa della classificazione delle rocce di faglia rivisionata (Sibson., 1997)

2.4 Descrizione sezioni sottili

Le rocce esaminate mostrano un progressivo aumento della deformazione a partire dal campione PK1 fino a PK5, salvo poi diminuire con PK6 ed aumentare nuovamente con PK7. “*Fare riferimento all’Appendice A; B e C*”

PK1:

Roccia granitica faneritica inequigranulare, caratterizzata dalla presenza di biotite, feldspati, quarzo ed epidoto quali componenti essenziali associati alla presenza di minerali accessori come l’apatite e minerali d’alterazione come la clorite. La deformazione non è ancora evidente in modo significativo, infatti sono presenti solo deformazioni minori (piegamenti) in fasi quali la biotite. La *Biotite* compare in cristalli ipidiomorfi anche di notevoli dimensioni con rilievo medio, a nicol paralleli, ed un sistema di tracce di sfaldatura tipo fillosilicato. Evidente inoltre un buon pleocroismo con $\alpha =$ verde-marrone. I cristalli appaiono in generale indeformati ma denunciano, in taluni casi, un inizio di trasformazione in clorite. Il *Quarzo* si presenta in classici cristalli allotriomorfi a rilievo molto basso ed incolore che compongono la massa di fondo del granito. A volte sono inclusi cristalli idiomorfi di plagioclasio. Il *Feldspato potassico* è già discretamente caolinizzato mentre l’*Epidoto* si presenta in fasi cristalline di piccole dimensioni per lo più allotriomorfe o, in taluni casi, idiomorfe, spesso a riempire micro vene assieme a clorite. A nicol paralleli presenta una colorazione giallo chiaro e rilievo elevato, mentre incrociando i nicol si incontrano colori di interferenza elevati verde-azzurro-rosso. E’ stato rinvenuto anche un cristallo di discrete dimensioni di abito prismatico a rilievo alto ed incolore a luce parallela. I colori decisamente anomali tendenti al blu riscontrati a nicol incrociati inducono a pensare di essere in presenza dell’epidoto rombico zoisite. Nella sezione sottile si può notare una struttura deformativa di shear che coinvolge un filoncino a quarzo-epidoto (Figura 2.5)

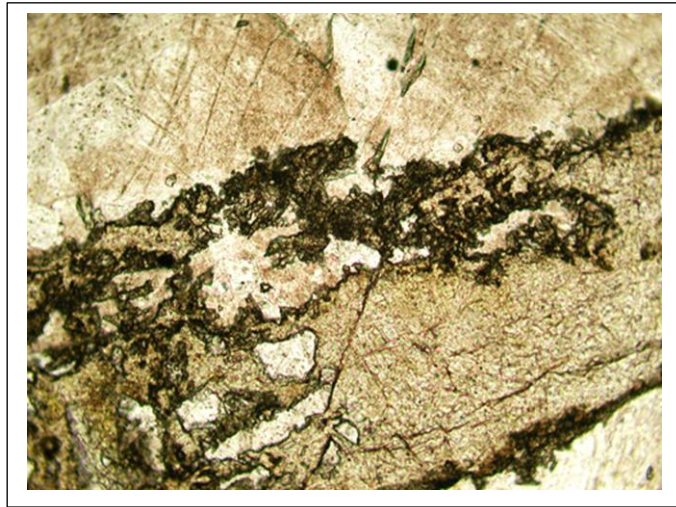


Fig. 2.5 – Struttura di shear all'interno di un filone a quarzo-epidoto (ingrandimento 10X, nicol paralleli)

PK2:

Roccia granitica avente componenti del tutto simili al campione PK1, con biotite, feldspato potassico, quarzo ed epidoto come minerali essenziali (Figura 2.6). La *Biotite* si presenta lievemente alterata di color verde a luce parallela e con colori di alterazione tendenti ad un blu molto lieve andando ad incrociare i nicol. Ciò indica un inizio di cloritizzazione del fillosilicato. I Grossi cristalli di *feldspato potassico* poi si trovano in condizione di alterazione visibile soprattutto a nicol incrociati (discreta alterazione a sericite e caolino). Il quarzo compare in questa sezione praticamente inalterato ed indeformato.

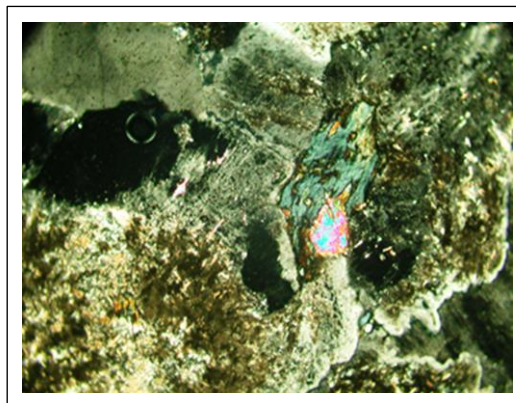


Fig. 2.6 – Cristalli di k-feldspato caolinizzati con, al centro, un epidoto ed una biotite cloritizzata (ingrandimento 10X, nicol incrociati)

PK3:

Rocchia granitica con una deformazione praticamente assente. I componenti essenziali sono quarzo, biotite, feldspati, epidoti con presenza anche di apatiti (Figura 2.7), quali componenti accessori della roccia granitica, in classici cristalli prismatici trasparenti. La *Biotite* è presente con cristalli deformati e fortemente allotriomorfi di colore verde o marrone in luce parallela, mentre incrociando i nicol appaiono di colore blu indicatore di una marcata alterazione a clorite (a luce parallela leggero pleocroismo e colori verdi). Il *Feldspato* si presenta, in alcuni cristalli, molto alterato (dati i colori di interferenza dei minutissimi cristalli presenti associati ai feldspati che a nicol incrociati sono definibili vivaci, si può parlare di alterazione a sericite). In altri cristalli inizia ad essere presente una caolinizzazione tuttavia particolarmente spinta. Gli *Epidoti* monoclini presenti in discrete quantità vanno solitamente a riempire vene assieme a microcristalli di quarzo. A nicol incrociati si presentano con colori di interferenza da giallo a rosso dal 1° al 3° ordine. Il *Quarzo*, in taluni casi, inizia a presentare una lieve estinzione ondulata a nicol incrociati, fenomeno sintomatico di una certa deformazione della roccia.

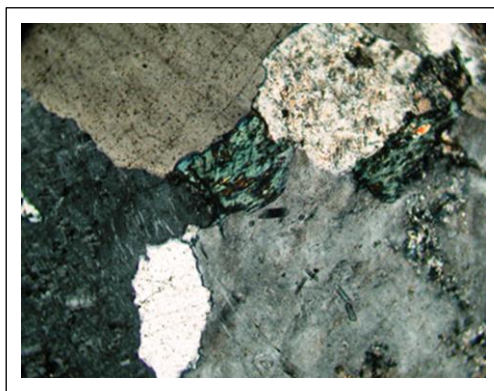


Fig. 2.7 – Cristalli di k-feldspato caolinizzati + quarzo + biotite cloritizzata + piccoli cristalli di apatite (ingrandimento 10X, nicol incrociati)

PK4:

Rocchia da protocataclastica a cataclastica con clasti di quarzo e feldspato a formare la matrice. I *Feldspati* alcalini che si trovano nella sezione sottile a nicol

incrociati si presentano alterati (crescente sericitizzazione e caolinizzazione Figura 2.8) e spesso geminati tartan. La *Biotite* è caratterizzata da una deformazione (*kinking*) più spinta rispetto a quella vista nei campioni precedentemente descritti. A luce parallela ha colore verde, rilievo basso e discreto pleocroismo, mentre a nicol incrociati presenta colori anomali indice di una cloritizzazione discretamente avanzata. Il Quarzo inizia a presentare microstrutture tipo *Grain Boundary Migration* indicative di un progressivo aumento della deformazione man mano che ci si avvicina alla lamella tonalitica. Sono presenti anche alcune fratture riempite a clorite e livelli a ossidi.



Fig. 2.8 – Grossi cristalli di *k*-feldspato caolinizzati e biotite fortemente alterata e deformata “Kinking” (ingrandimento 10X, nicol paralleli)

PK5:

Roccia cataclastica avente granulometria decisamente più minuta rispetto agli altri campioni esaminati e con *Quarzo* caratterizzato da forte ricristallizzazione dinamica (*Grain Boundary Migration*). Presenti inoltre livelli cataclastici che spesso seguono la foliazione preesistente sino ad obliterarla. Il *Feldspato potassico* presenta una caolinizzazione sempre più marcata. La *Biotite* è presente in quantità sempre minori e fortemente cloritizzata come dimostrato, all’incrociare dei nicol, dai colori d’alterazione blu e a nicol paralleli da colori verdi. Sintomatica per confermare l’ingresso nella Lamella Tonalitica è la comparsa dell’*Orneblenda* (Figura 2.9) la quale si presenta in cristalli di medio rilievo e

pleocroismo che varia da giallo a verde a luce parallela, mentre a nicol incrociati si presenta con colori da giallo a rosso a blu.

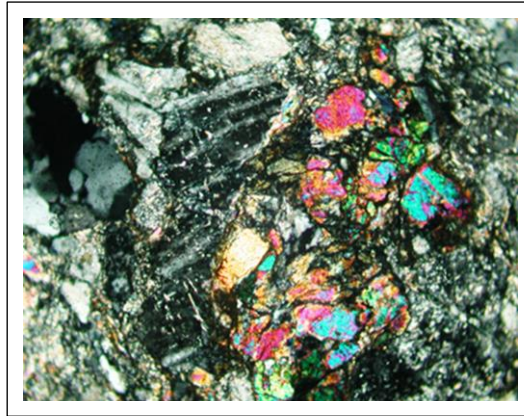


Fig. 2.9 – Cristalli di orneblenda (ingrandimento 10X, nicol incrociati)

PK6:

Con questo campione, data la struttura molto foliata, spesso con la presenza di indicatori cinematici (SC' e ombre di pressione attorno ai granati), sino a milonitica e la forte presenza di vene, ci troviamo a pieno all'interno della Lamella Tonalitica. L'*Orneblenda* si presenta qui come componente importante ben riconoscibile dai suoi colori di interferenza massimi blu viola a nicol incrociati. La *Biotite* ritorna ad essere un po' più abbondante anche se molto deformata e con una certa cloritizzazione. Taluni cristalli, a luce parallela, si presentano allotriomorfi e bruno-rossicci, caratteri tipici dell'*Allanite* (Epidoto monoclinico). La biotite, trasformata nella sua quasi totalità in clorite, ospita in taluni casi caratteristiche lenti di prehnite (colori di interferenza sul giallo intenso). Anche in questo campione la *Grain Boundary Migration* continua ad interessare i cristalli di *Quarzo*, mentre gli epidoti sono praticamente assenti ad eccezione dell'*Allanite*. I *Plagioclasti* presenti appaiono variamente saussuritizzati a nicol incrociati. Spesso si trovano anche miche chiare come la *Muscovite* con tipici abiti tabulari e tracce di sfaldatura tipiche dei fillosilicati. Di interesse sono inoltre i grossi clasti di *granato* lievemente fratturato (Figura 2.11). Nella sezione sono poi osservabili alcune vene a *zeolite* (Figura 2.10).

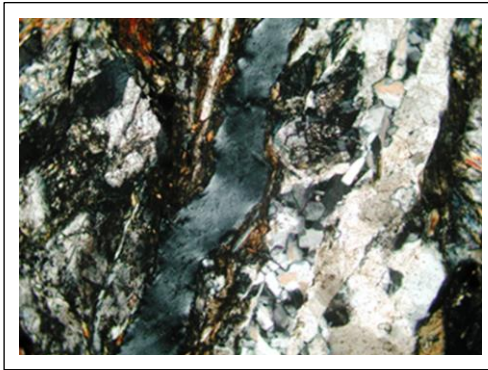


Fig. 2.10 – Vena a zeoliti (ingr. 10X, nicol incrociati) fratturato



Fig. 2.11 – Cristallo di granato molto fratturato (ingr. 10X, nicol paralleli)

PK7:

Cataclasite molto foliata ricca di clasti angolosi, la granulometria inoltre è molto minuta. Sono visibili anche cristalli di K-feldspato a grana finissima ed epidoti soprattutto all'interno di livelli cataclastici che attraversano la sezione. Il *Feldspato potassico* si presenta notevolmente deformato con presenza di strutture tipo *shear* sebbene la caolinizzazione in questo campione sia meno marcata di PK5 e PK6. Il *Quarzo* continua a presentare caratteristiche microstrutture tipo *Grain Boundary Migration* (Figura 2.12). Il *Plagioclasio* si presenta con un'alterazione meno spinta rispetto a quella presente nel campione precedente, ma con buone geminazioni tipo albite ed albite-carlsbad. La Biotite è praticamente inesistente ed anche l'Epidoto è scarsamente rappresentato da pochi cristalli allotriomorfi. Livelli cataclastici tendono a seguire la foliazione prevalente. Le vene a *zeolite* sono ben organizzate indicando uno scarso intervento della pressione dei fluidi.

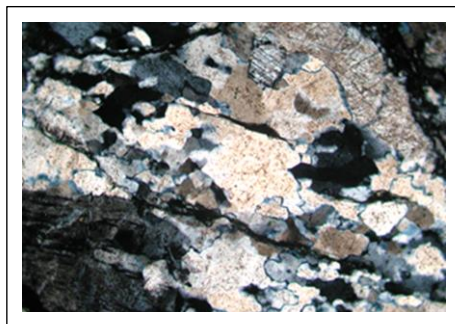


Fig. 2.12 – Grain Boundary Migration del quarzo (ingr. 10X, nicol incrociati).



Schema da (Stipp et al., 2002)

3. METODI DI INDAGINE: Termocronometria (U-Th)/He su Apatiti

3.1 Principi base

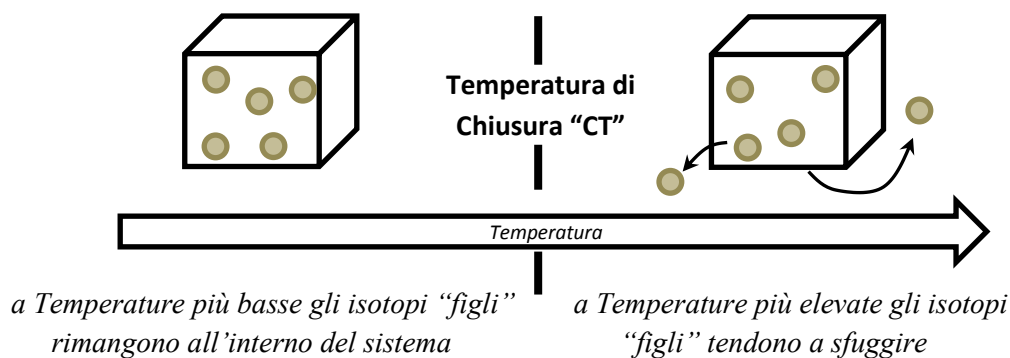
Il decadimento radioattivo è uno strumento importante nelle Scienze della Terra dal momento che fornisce informazioni su velocità e tempi di processi geologici (**Appendice B**). I nuclei degli atomi possono trovarsi in una serie di stati quantizzati eccitati ed il passaggio di uno di tali nuclei dal suo stato instabile (*genitore*) ad uno stabile (*figlio*) rilascia un quantitativo di energia assieme a particelle. Le particelle emesse attraverso il decadimento possono essere Raggi Gamma (carica 0 e massa 0), Neutroni (carica 0 e massa 1), Raggi Beta (carica -1 e massa 0) e Raggi Alfa (carica 2 e massa 4, cioè un atomo di He). Il decadimento avviene a velocità che sono note e caratteristiche per ogni isotopo.

Non è possibile prevedere quando il nucleo decadrà, ma è possibile prevedere la probabilità che tale evento accada grazie all'*Equazione Base del Decadimento Radioattivo*

$$\text{Radioattivo} \quad \frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad \text{con } \lambda = \text{costante di decadimento}$$

e $\lambda N = \text{velocità di disintegrazione di un dato isotopo radioattivo in un tempo } dt$

Ogni sistema termocronometrico ha una propria **temperatura di chiusura** ossia la temperatura alla quale la diffusione degli isotopi con l'esterno è pari a zero. Infatti per ricavare l'età da analisi di fasi cristalline o campioni di roccia bisogna che non vi siano stati scambi di isotopi con l'ambiente.



La Termocronometria si basa dunque su temperature di chiusura ($30^{\circ}\text{C} < CT < 550^{\circ}\text{C}$) di sistemi radiogenici e permette di comprendere la storia termica delle rocce e dei minerali all'interno di quel range di temperature (Andreucci B; PhD thesis). In questo lavoro è stato utilizzato il *Termocronometro (U-Th)/He* su apatiti che si basa *sul decadimento di tipo alfa* di U e Th.

3.2 Decadimento α

Una particella α è un nucleo di He estremamente stabile formato da due protoni e due neutroni ($Z=2$ ed $A=4$) emesso per decadimento di isotopi più instabili e pesanti quali U e Th. L'isotopo padre decade in un isotopo figlio di un elemento avente numero atomico "Z" due volte più piccolo rispetto al nucleo di partenza (Figura 3.1)

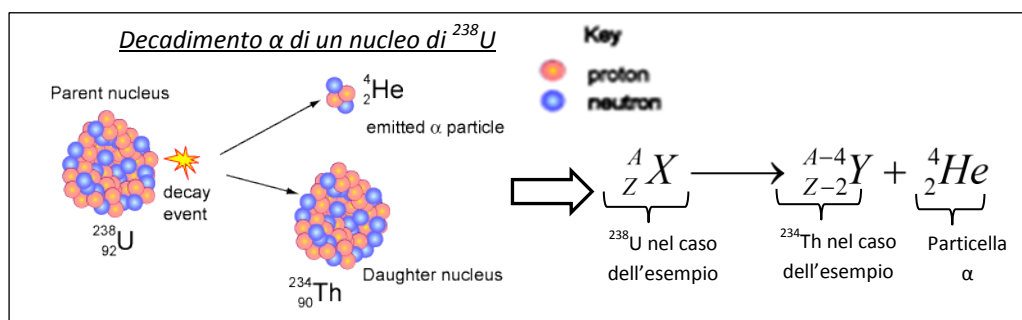


Fig. 3.1 – Il nucleo di ^{238}U è instabile e decade in un isotopo figlio come il ^{234}Th emettendo al contempo una particella α (nucleo di He). Immagine da http://outreach.atnf.csiro.au/education/senior/cosmicengine/sun_nuclear.html

3.3 Termocronometria (U-Th)/He

La termocronometria (U-Th)/He si basa sulla produzione di nuclei di elio da decadimento α di isotopi genitori U e Th ed, in parte minore, da samario (^{147}Sm).

L'equazione di base che permette di definire la produzione ^4He in un determinato tempo è:

$$^4\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \text{ }^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1) + \text{}^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1) + \text{}^{147}\text{Sm} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

nella quale U, Th, Sm ed He si riferiscono ai quantitativi presenti all'interno dei cristalli e λ è la costante di decadimento.

3.4 Procedure analitiche: metodo di datazione su Apatite

Dopo aver separato dai campioni macinati i componenti magnetici da quelli diamagnetici, si è proceduto con la fase di *picking* delle apatiti. Al microscopio ottico si sono individuati, all'interno dei vari campioni, i cristalli euedrali di apatite selezionando solo quelli di dimensioni maggiori di $60 \mu\text{m}$ lungo l'asse più corto (Figura 3.2) e il più possibile privi di impurità (in genere dovute ad inclusioni di zirconi).

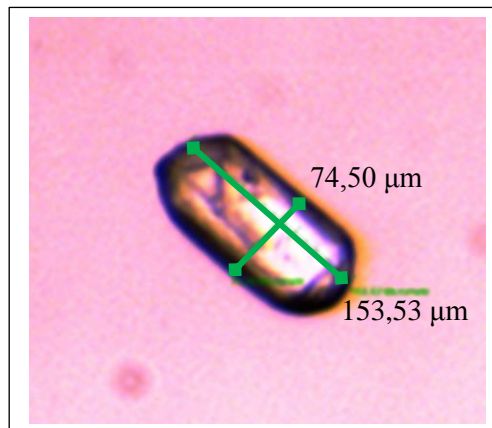


Fig. 3.2 – apatite appartenente al campione PK5

Le varie apatiti estratte sono quindi state fotografate e schedate. Si è dunque passati alla fase di impacchettamento dei cristalli selezionati all'interno di tubetti metallici di Pb o Nb allo scopo di realizzare pacchetti che sono stati inviati nei laboratori del Dipartimento di Geoscienze dell'Università dell'Arizona (Tucson, USA) per l'analisi vera e propria. La procedura di analisi per la misurazione di ^4He , U, Th e Sm si può suddividere in due steps. In un primo step analitico il

crystallo sottoposto ad elevate temperature viene degassato e l' ^4He viene misurato tramite uno spettrometro di massa. Nel secondo step, dopo la dissoluzione chimica del crystallo, U, Th e Sm sono misurati grazie alla "spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente".

3.5 Risultati analisi

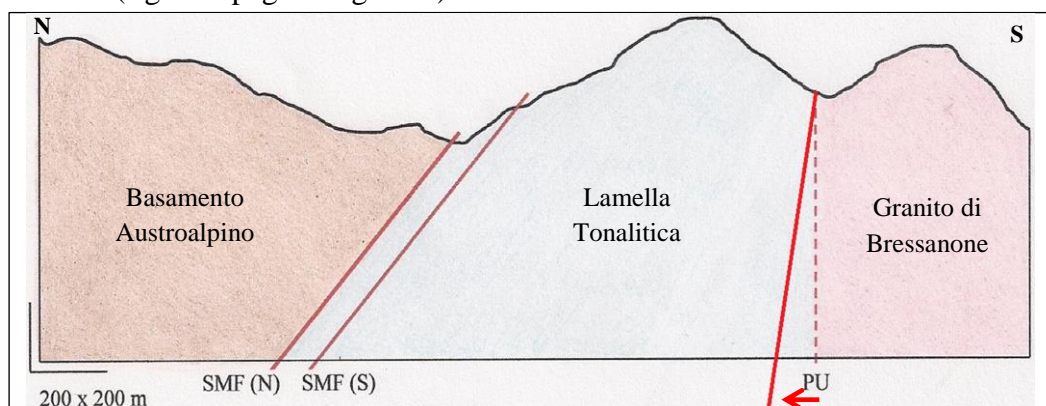
I dati ottenuti presentano degli errori dovuti a varie cause. Tra queste, la diffusione di particelle α all'esterno del crystallo. Questa perdita di particelle provoca una sottostima dell'età del crystallo e ciò implica la necessità di apportare delle correzioni ai dati ottenuti. È consuetudine, infatti, moltiplicare il dato ottenuto per un fattore di correzione omogeneo di eiezione delle particelle α (HAC). Per ottenere risultati il meno errati possibile è necessario avere cristalli omogenei ed euedrali, ma nella maggior parte dei casi ciò risulta difficile. Un crystallo che presenti zonature od inclusioni può indurre dispersioni di età, così come abrasioni, rivestimenti di ossidi e fratture. In questi casi il fattore di correzione HAC può comunque portare a risultati non soddisfacenti (Andreucci B; PhD thesis). I risultati ottenuti dalle datazioni sono riportati nella tabella di seguito.

Sigla campione	Età media (Ma)	Errore (Ma)
PK1	24.50	0.45
PK2	14.30	0.29
PK3	33.18	0.71
PK5	2.18	0.04
PK6	2.07	0.07
PK7	2.55	0.46

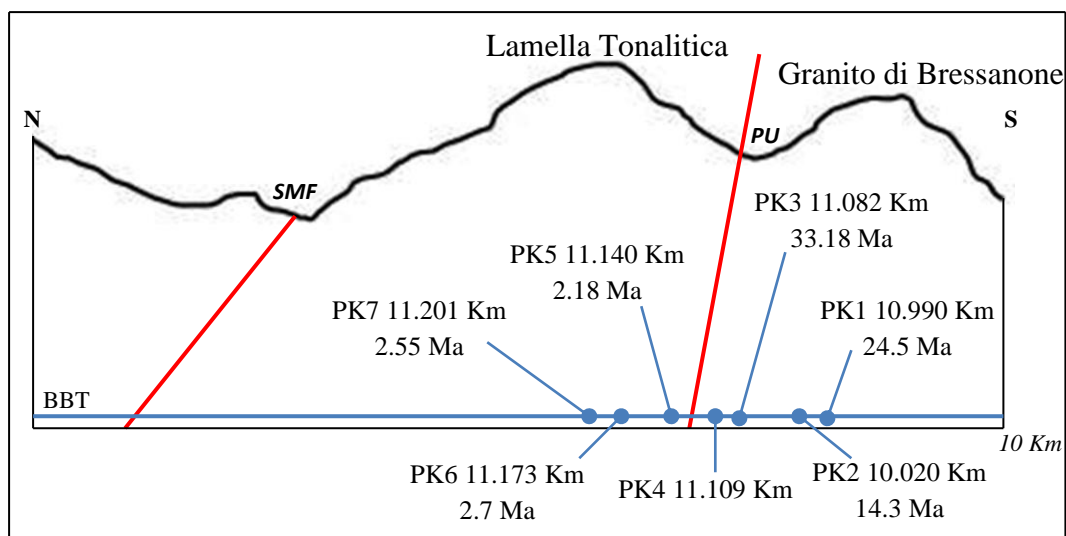
Nel campione PK4 non sono state trovate apatiti adatte per la datazione

CONCLUSIONI

Sulla base delle osservazioni microstrutturali in sezione sottile il Granito di Bressanone appare progressivamente più alterato e deformato approssimandosi alla Linea della Pusteria. Per quanto riguarda i campioni appartenenti alla Lamella Tonalitica, essi risultano avere una vistosa deformazione con un'apprezzabile foliazione milonitica spesso pesantemente deformata da flussi cataclastici successivi. La presenza dei livelli cataclastici all'interno della Lamella Tonalitica cresce in numero nel campione più prossimale alla *fault core* (PK5) e nel campione PK7, mentre nel campione PK6 tali livelli sono più scarsamente rappresentati. In quest'ultimo campione (PK6) tuttavia cresce il numero di vene che appaiono ben organizzate, spesso a zeolite e talora anche a quarzo ed epidoto (Appendice A). Interessante inoltre notare come il campione PK5 da analisi al microscopio risulti essere il punto d'ingresso all'interno della Lamella Tonalitica, mentre da cartografia superficiale il contatto geologico-strutturale tra Granito di Bressanone e Lamella Tonalitica (rappresentato dalla Faglia della Pusteria) appare tra i campioni PK2 e PK3 (Appendice C, immagine "a"). La Faglia della Pusteria risulta dunque trovarsi tra una roccia cataclastica di Granito di Bressanone (PK4 11.109 Km) ed il campione PK5 rappresentativo di una roccia milonitica di Lamella Tonalitica. Ciò ha permesso di determinare la corretta inclinazione della Faglia della Pusteria che risulta essere di 80° invece di 90° come sino ad ora ritenuto (figura a pagina seguente).



Corretta inclinazione della PU (modificato da Bistacchi et al. 2010)



*Ubicazione campioni prelevati in galleria esplorativa con inerenti età
(non in scala)*

Per quanto riguarda le analisi termocronologiche (U-Th)/He su apatiti, il *range* di età ottenuto (da 2 a 33 Ma) può essere spiegato con due ipotesi differenti:

- 1) *Sollevamento della Lamella Tonalitica rispetto al Granito di Bressanone* (zona transpressiva). La temperatura di chiusura dell'apatite è di circa 70°C, e considerando un gradiente geotermico medio di 25°C e la temperatura attuale alla quota dove è stato effettuato il campionamento, si può calcolare un sollevamento del blocco della Lamella Tonalitica di 2 Km in 2 milioni di anni. Tuttavia studi geologico-strutturali dell'area (Bistacchi et al., 2010) indicano un'esumazione di 500 metri in 7 milioni di anni. Ciò ci porta a scartare questa ipotesi come possibile causa delle età più giovani nei campioni analizzati.
- 2) *Circolazione di fluidi caldi (70-80°C)* all'interno della zona di faglia che hanno prodotto un reset del sistema He negli ultimi 2 milioni di anni spiegando quindi le età più recenti all'interno della lamella Tonalitica. Quest'ultima sembra essere l'ipotesi più attendibile anche se non è da escludere a priori un minore contributo dovuto a esumazione tettonica.

BIBLIOGRAFIA

Andreucci, B., PhD thesis, Thermochronology of the Polish and Ukrainian Carpathians, 25-30

Bellieni, G., Predonzan, R., Sambo, M., Ravagnan, C. (2010) Manuale di ottica dei minerali delle rocce cristalline. Il Leggio Libreria Editrice

Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Dal Piaz, G., Martinotti, G., Massironi, M., Monopoli, B., Schiavo, A. (2003) Carta geologica e note illustrative del transetto Val di Vizze-Fortezza (Alpi Orientali), 169-173

Bistacchi, A., Massironi, M., Menegon, L. (2010) Three-dimensional characterization of a crustal-scale fault zone: The Pusteria and Sprechenstein fault system (Eastern Alps). *Journal of Structural Geology*, 32, 2022-2039

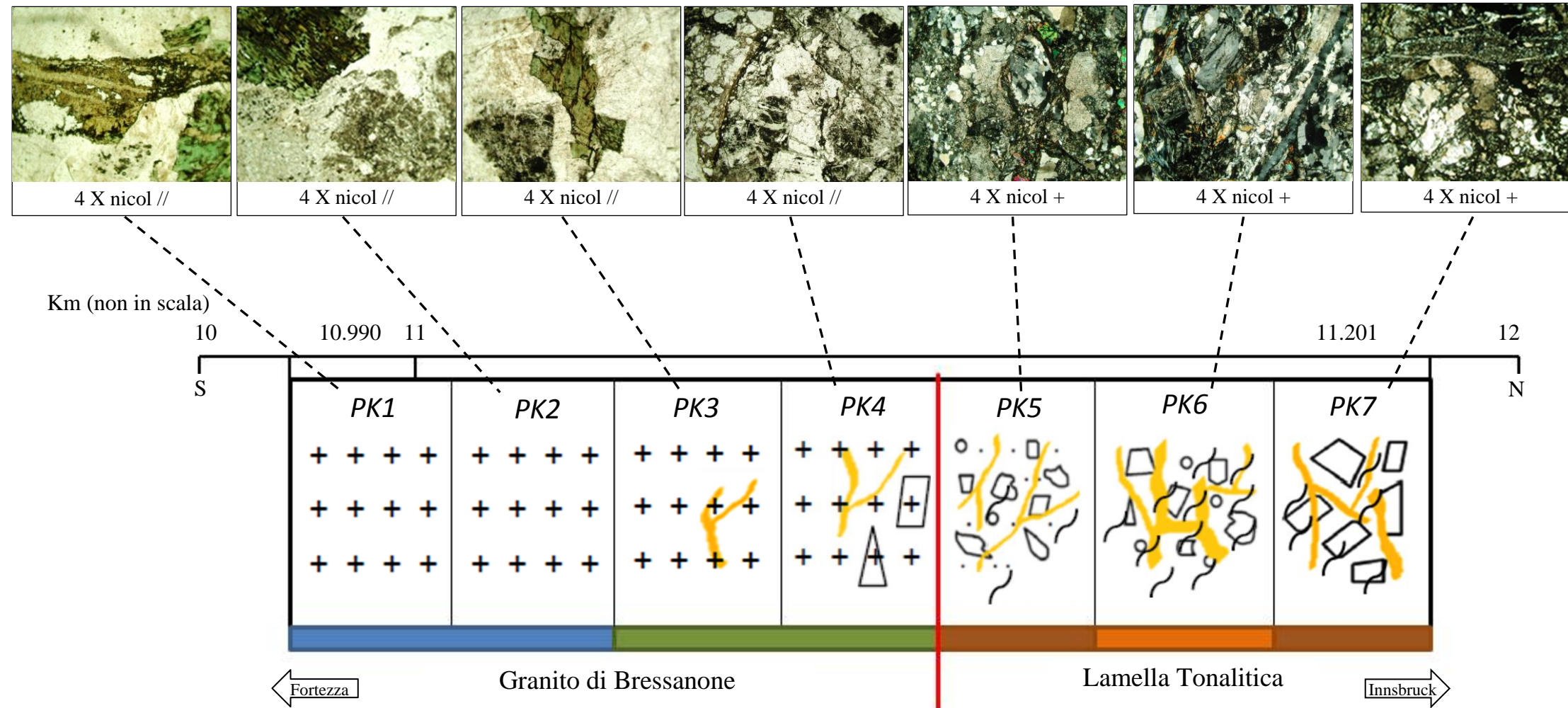
Bosellini, A. (2005) Storia Geologica d'Italia, gli ultimi 200 milioni di anni. Zanichelli editore, 78-93

Deer, W.A., Howie R.A., Zussman, J. (1994) Introduzione ai minerali che costituiscono le rocce. Zanichelli editore



Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005) *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 25-64

White, W.M. (2009) *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, 313-358, 359-425

Appendice "A"



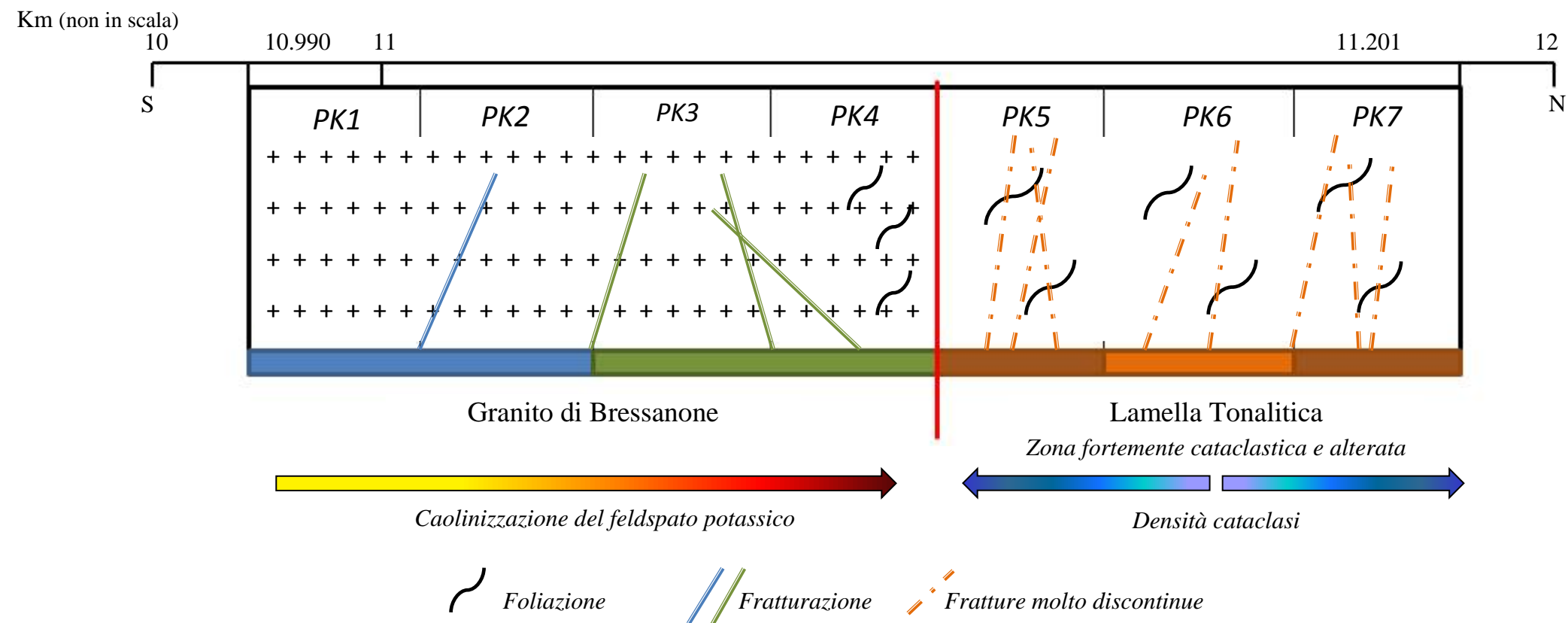
■ *Roccia non deformata con debole alterazione del feldspato potassico.*
■ *Roccia più alterata (cresce la caolinizzazione del K-feldspato) e discreto numero di fratture che crescono nel campione di granito più prossimo alla Lamella dove si rinvengono clasti spigolosi.*
■ *Roccia fortemente deformata, con crescente numero di fratture, presenza di strutture di flusso cataclastico, alterazione spinta, presenza di vene a zeolite organizzate e foliazione da spinta sino a milonitica.*
■ *Campione di roccia all'interno della Lamella avente maggior numero di vene ma ctaaciasi minore.*

 *Foliazione*
 *Vene*

Appendice "B"

<i>PK1</i>	<i>PK2</i>	<i>PK3</i>	X	<i>PK5</i>	<i>PK6</i>	<i>PK7</i>
24.50 Ma	14.30 Ma	33.18 Ma		2.18 Ma	2.7 Ma	2.55 Ma
± 0.45	± 0.29	± 0.71		± 0.04	± 0.07	± 0.46

Nei riquadri sovrastanti sono riportati i dati inerenti alle età ottenute dalla datazione termocronologica.
(Per quanto riguarda il campione PK4 non è stato possibile effettuare l'analisi)



Appendice "C"

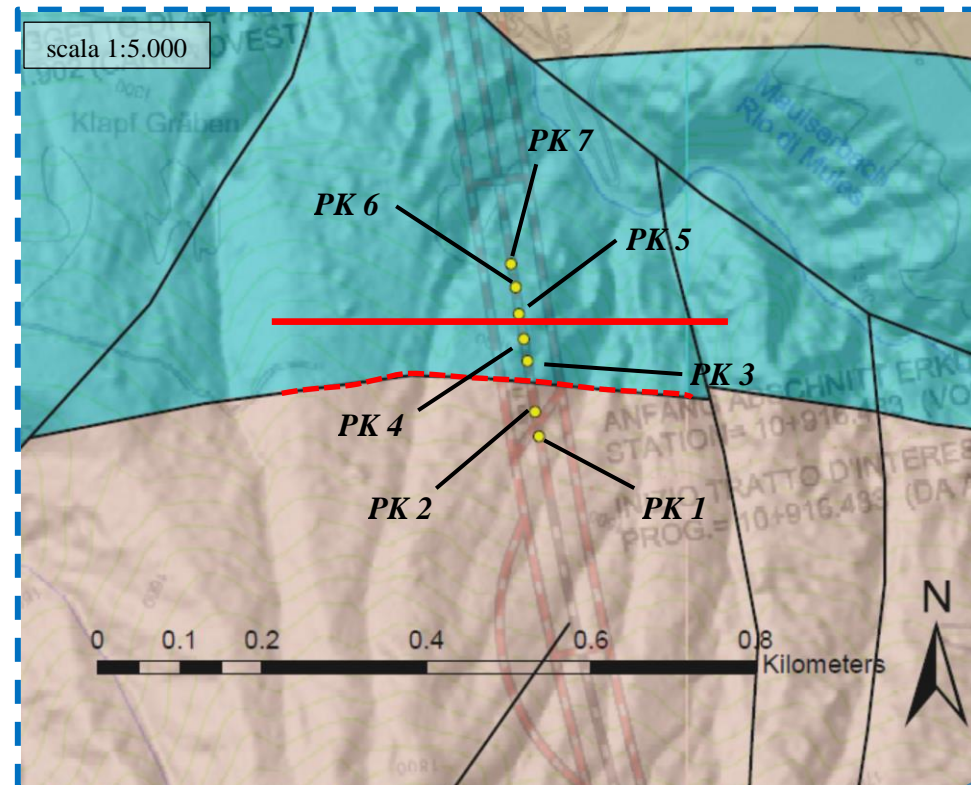


Immagine "a" – Dettaglio dell'area di studio.

In rosso tratteggiato la Faglia della Pusteria vista da cartografia, in rosso linea continua dove invece risulta essere posizionata a circa 600 metri di profondità. In tal modo si è potuto individuare un angolo di inclinazione della faglia di circa 80°

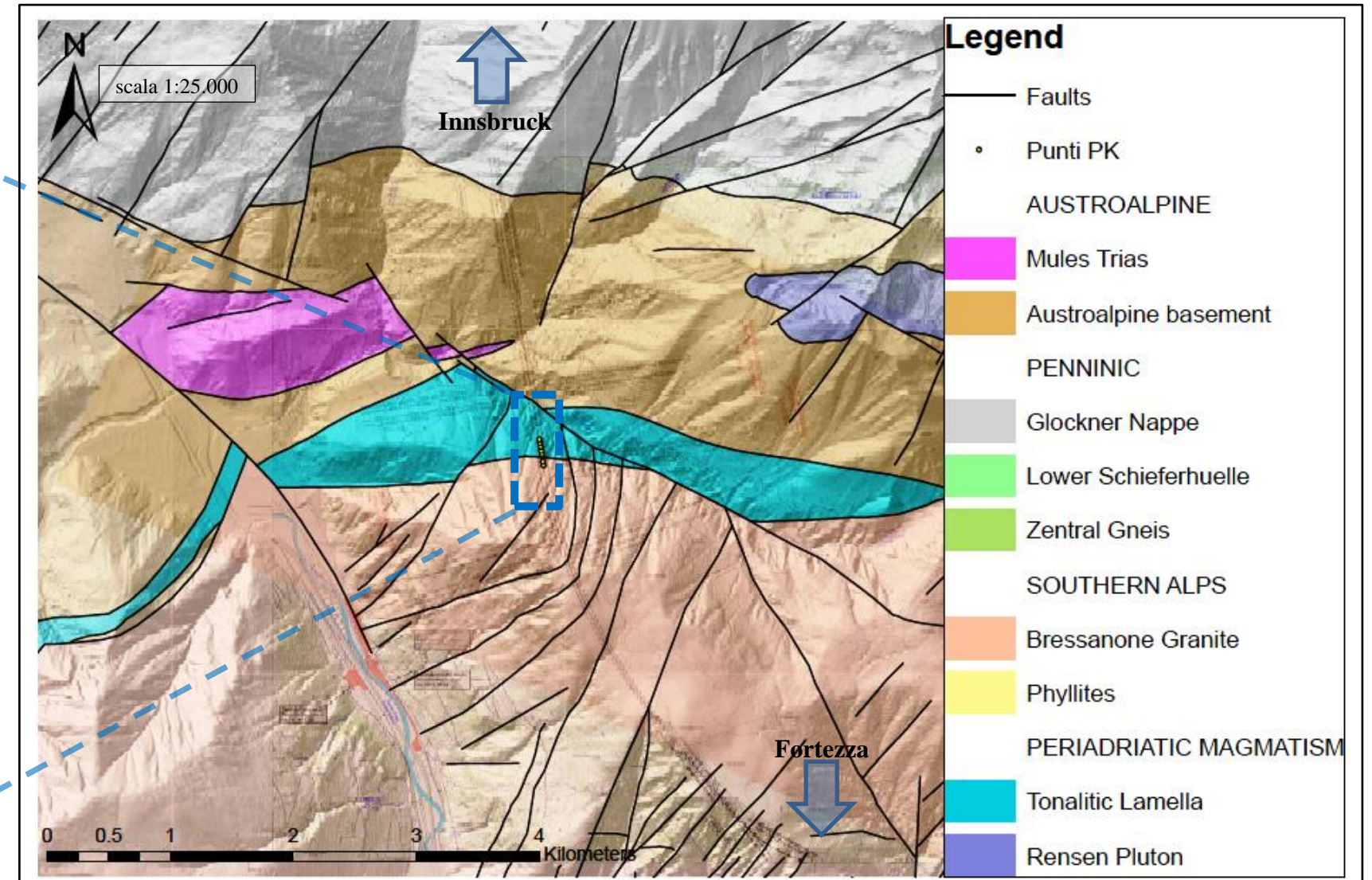
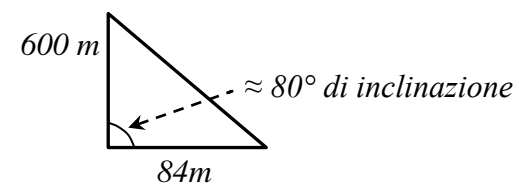


Immagine "b" – Carta d'insieme dell'area di studio al margine occidentale della Finestra dei Tauri.

Nella lente la zona in dettaglio.

Campione	Progressiva (Km)	Campione	Progressiva (Km)
PK 1	10.990	PK 5	11.140
PK 2	11.020	PK 6	11.173
PK 3	11.082	PK 7	11.201
PK 4	11.109		