



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
GEOLOGIA

**CARATTERIZZAZIONE DELLE ROCCE DI
FAGLIA NEL PLUTONE OLIGOCENICO DELLE
VEDRETTE DI RIES
(Alpi orientali)**

Relatore: Prof. Giorgio Pennacchioni

Laureando: Sofia Mariossi

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

Indice

Introduzione	
1 Inquadramento geologico.	
1.1 Condizioni geodinamiche.	pg.7
1.2 Petrologia	pg.9
1.3 Meccanismi di formazione del plutone	pg.10
2 Datazioni	
2.1 Preparazione del campione	pg.14
2.2 Dati sperimentali	pg.16
2.2.1 Distribuzione regionale di Rb/Sr e K/Ar	pg.17
2.2.2 Variazioni regionali delle fission track	pg.18
2.3 Storia termica e vincoli di velocità d' esumazione	pg.20
2.3.1 Risultato del modello	pg.21
2.3.2 Esumazione	pg.24
Osservazioni mesoscopiche.	
2.4 Area Vedrette	pg.38
Osservazioni microscopiche .	
2.5 Microscopio ottico	pg.31
2.5.1 Cataclasite	pg.31
2.5.2 Pseudotachilite	pg.34
2.6 SEM	pg.36
5 Conclusioni	
Bibliografia	pg.44

Introduzione

Questa tesi è dedicata allo studio di campioni raccolti di rocce di faglia nei granitoidi delle Vedretta di Ries e sull'analisi dei dati di letteratura del plutone. Lo studio ha come finalità la caratterizzazione dei prodotti di faglia e la loro datazione.

In particolare sono state studiate faglie cataclastiche a pseudotachiliti. Queste ultime rappresentano dei fusi di frizione consolidati testimoni di una attività paleosismica di una faglia e si prestano alla datazione attraverso il metodo Ar-Ar. Come vincolo sull'attività delle faglie studiate sono stati separati zirconi ed apatiti dalla roccia incassante che, attraverso il metodo delle tracce di fissione, consentono di datare le fasi di bassa temperatura di esumazione del plutone. Le età delle tracce di fissione di zirconi e, specialmente, delle apatiti consentono infatti di porre un limite minimo di età delle faglie analizzate che, vista la paragenesi delle rocce di faglia si sono prodotte verso la base della crosta sismogenetica a temperature prossime ai 300 °C.

1. Inquadramento geologico

In questo capitolo verranno fornite informazioni sul contesto geologico del plutone delle Vedrette di Ries sulla base dei dati bibliografici. Innanzitutto cominceremo con il delineare le condizioni geologico-strutturali della regione e i meccanismi della messa in posto del plutone delle Vedrette di Ries.

1.1. Contesto geodinamico

Il plutone delle Vedrette di Ries fa parte della serie dei plutoni terziari noti come “intrusioni Periadriatiche” che comprendono i plutoni dell’ Adamello e di Bergell, posizionati lungo il bordo sud e centrale delle Alpi in prossimità del Lineamento Periadriatico (sistema di faglie principale della catena Alpina).

L’età di tali plutoni è oligocenica (ad eccezione delle porzioni più meridionali dell’Adamello che sono più antiche (42 Ma). Per quanto riguarda il plutone di Vedrette di Ries, l’età viene riferita all’ Oligocene (30 ± 3 Ma), sulla base di datazioni K/Ar e Rb/Sr su fillosilicati (Borsi et al., 1973-1978), Steenken et al. 2000) datano a 26.3 ± 3 Ma, l’ultimo impulso dell’ attività magmatica del plutone.

Geograficamente il plutone delle Vedrette di Ries è situato nelle Alpi orientali al confine tra il Trentino Alto Adige e Austria. Esso è bordato a Sud dalla Val Pusteria, a Nord dalla Valle Aurina e ad Ovest dalla Val di Tures.

La falda Austroalpina affiorante tra la finestra del Tauri ed il lineamento Periadriatico si divide in due domini separati da due faglie Alpine maggiori: il lineamento Deferegggen-Antholz-Vals (DAV), che è una fascia milonitica, ed il lineamento Kakstein-Vallarga (KV).

Questi domini presentano con tre storie metamorfiche diverse: (i) a Nord della DAV l’unità Austroalpina mostra un metamorfismo in facies a scisti verdi che risalgono a 30Ma, (ii) a Sud della DAV l’unità Austroalpina mostra un metamorfismo in facies anfibolitica di età Ercinica risalente a 200 Ma (fig.1.1), ed è assente la sovrimpronta Alpina. Il plutone di Vedrette di Ries è intruso nella falda Austroalpina a Nord della DAV.

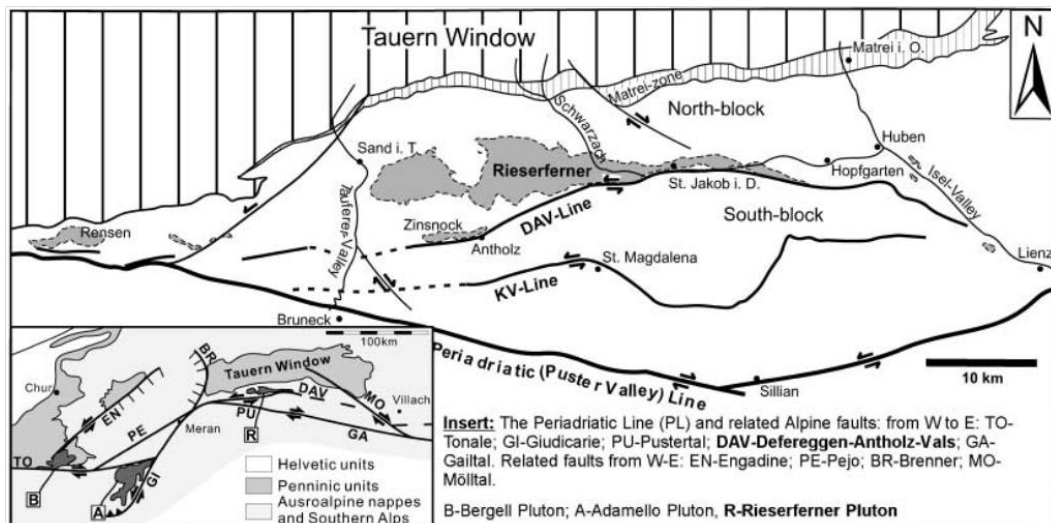


Fig.1.1 Panoramica tettonica del lineamento Periadriatico con relative falde Alpine, con focus del basamento Austroalpino a SW della finestra dal Tauri.

Il plutone delle Vedrette di Ries ha una lunghezza di 40 km, una larghezza di 7 Km e si è intruso ad una profondità di 12-15 Km, stimata sulla base delle paragenesi metamorfiche di contatto (Cesare 1994) Si tratta di uno dei più profondi tra dei plutoni Periadriatici.

L'elemento strutturale più importante per lo studio del plutone è la DAV (già citata in precedenza), che ha guidato l'ascesa del plutone stesso contribuendo alla formazione della sua geometria finale.

La DAV è costituita da una fascia deformativa dello spessore di un centinaio di metri , si sviluppa in direzione ENE-WSW e fa parte del sistema di faglie della linea Periadriatica, esso rappresenta il vero spartiacque tra il dominio Alpino e Sudalpino.

La DAV mostra un cambio di cinematica a 30 Ma; Müller et al. (2001) attraverso datazioni Rb/Sr e l'analisi degli indicatori cinematici nelle miloniti in prossimità dell'intrusione delle Vedrette di Ries ha stabilito un cambiamento di senso di shear da traspressivo sinistro sin cinematico alla condizioni di alta temperatura che si sovrappongono al corpo magmatico Periadriatico a traspressivo destro.

1.2. Petrologia

L' intrusione delle Vedrette di Ries ha una composizione litologica che varia da dioritica a granitica, ma è principalmente rappresentato da tonaliti e granodioriti; queste litologie sono composte da plagioclasio, quarzo, K-feldspato, biotite e orneblenda, localmente includono granato di origine magmatica.

Nel plutone delle Vedrette di Ries sono state individuate tre intrusioni maggiori che sono distinguibili grazie alla loro composizione minero-petrografica.

La prima affiora a WNW del plutone e comprende termini da dioritici sino a granodioritici accanto alle tonaliti dominanti, le rocce hanno una grana relativamente grossolana e c'è la presenza di cristalli centimetrici di granato di tipo magmatico (Bellieni et al. 1978).

Nel settore centrale delle Vedrette di Ries le rocce hanno grana medio-fine con una predominanza di plagioclasio e biotite all' interno delle tonaliti e graniti.

L' ultima suite è costituita da grano-dioriti leucocratiche e graniti a K-feldspato centimetrico affioranti nella parte occidentale del plutone.

La caratteristica composizione cal-alcalina del magma secondo Sassi et al.(1980) è legata alle fasi di subduzione dell' Eocene superiore legate alla convergenza tra placche Europea e Adria.

La subduzione avrebbe creato un primo fuso indifferenziato, che sarebbe poi andato incontro ad un processo di cristallizzazione bi-fasico dove avrebbe portato alla formazione dell' orneblenda ed del grano e successivamente l' associazione orneblenda e plagioclasio.

Secondo Von Blanckenburg e Davis (1995, 1996) la composizione isotopica e la distribuzione regionale dei plutoni Periadriatici lungo la PL sono la conseguenza del breakoff della litosfera oceanica subdotta; il modello prevede il distacco della densa crosta oceanica in subduzione una volta avvenuta in "superficie" la collisione continentale. La risalita di materiale astenosferico in seguito al breakoff determina un aumento del gradiente termico la conseguente anatessi crostale testimoniata dal magmatismo bimodale (Fig. 1.2).

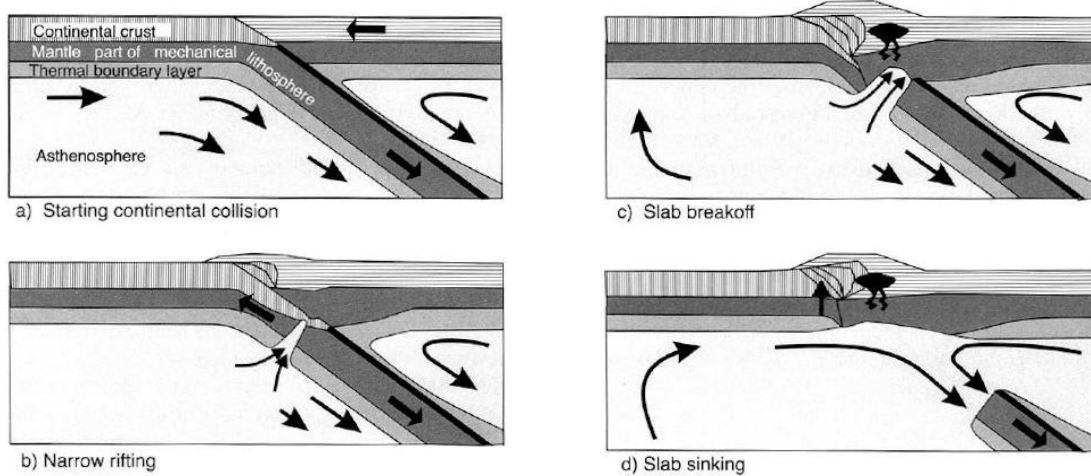


Fig. 1.2 Schema del processo di breackoff: a) collisione continentale; b) apertura della crosta in subduzione con l' infiltrazione dell' astenosfera lungo le fratture; d) con l' affondare del lembo oceanico c'è il sollevamento e l' instaurarsi di un flusso di calore che mantiene calda la base della litosfera. Da Davis e Von Blanckenburg, 1995

1.3. *Meccanismi di formazione del Plutone*

La geometria allungata del plutone delle vedrette di Ries, ha suggerito diversi modelli di messa in posto del plutone..

Un modello proposto (riferimento bibliografico) ipotizza che l' intrusione del plutone sia dovuta ad un processo passivo con il riempimento di spazi aperti nelle fessure aperte tra overlapping contemporaneo allo scivolamento sinistro della DAV.

Steenken et al. (2000) suggeriscono che il magma abbia riempito strutture di pull-apart, questa ipotesi si è basata sull' orientazione delle strutture magmatiche (lineazioni minerali, foliazioni, orientazione preferenziale di inclusi basici allungati).

Il modello prevede la presenza di faglie estensionali ad est e a ovest del plutone; inoltre la velocità di messa in posto del magma per riempire gli spazi di pull-apart sarebbe stata molto più veloce rispetto al tempo di raffreddamento del plutone (32.000 anni).

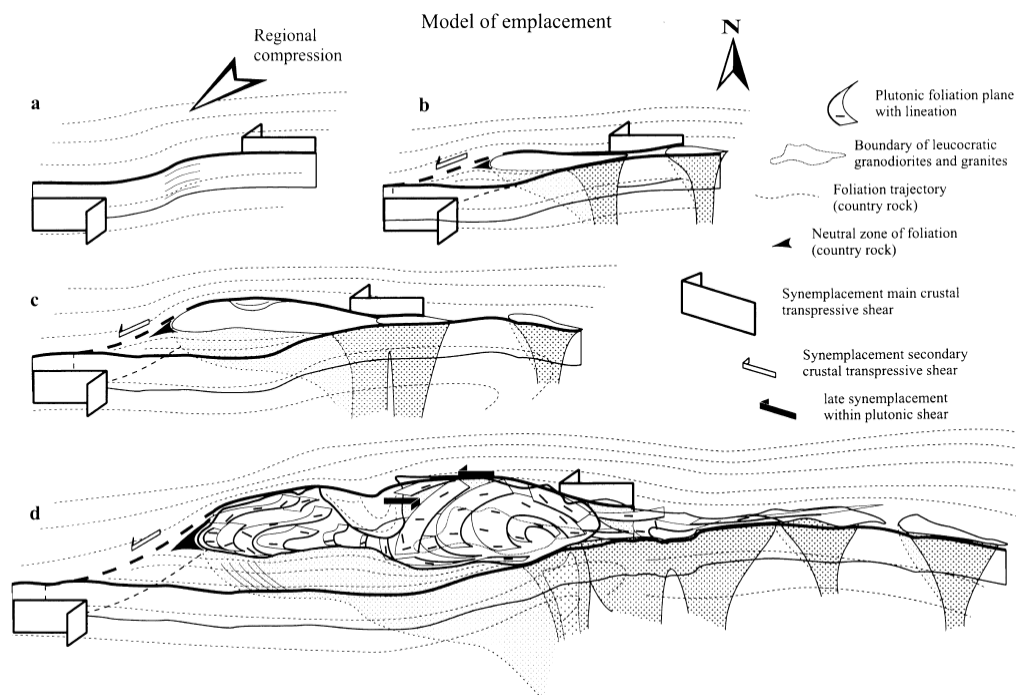


Fig. 1.3 Modello di messa in posto del plutone delle Vedrette di Ries coevo alla deformazione transpressiva sinistra; a) situazione iniziale; b) sviluppo struttura di pull-apart, con ascesa del magma; c) progressiva risalita del magma nel bacino di pull-apart; d) posizione finale del plutone delle Vedrette di Ries. (Steenken et al. 2000)

Le lineazioni magmatiche rinvenute nel plutone sono orientate est-ovest, e vi è concordanza tra gli elementi magmatici e quelli tardo magmatici (solid-state).

La deformazione allo stato solido è caratterizzata da una cinematica strike-slip sinistra, congruente con le miloniti del margine settentrionale a contatto con l' intrusione che rispecchiano la cinematica della DAV.

In conclusione si deduce che la messa a dimora del plutone sia dovuto principalmente allo sviluppo di una grossa struttura di pull-apart che si è formato tra la DAV a sud e la fascia milonitica sin-magmatica a nord (Fig. 1.3).

Successivamente Wagner et al. (2006) ha ipotizzato che l' intrusione magmatica sia avvenuta per un meccanismo attivo tramite una idrofratturazione dell' incassante durante una fase tettonica transpressiva .

La messa in posto finale del plutone avverrebbe in due stadi, (i) la formazione di un plutone tabulare dovuto dalla formazione di fratture durante la fase estensionale

lungo la roccia incassante, (ii) successiva fase di upwelling che ha permesso la formazione di duomi al tetto del plutone.

Dopo la messa in posto è avvenuto un tilting che ha sollevato la parte occidentale del plutone rispetto a quella orientale (Fig.1.4).

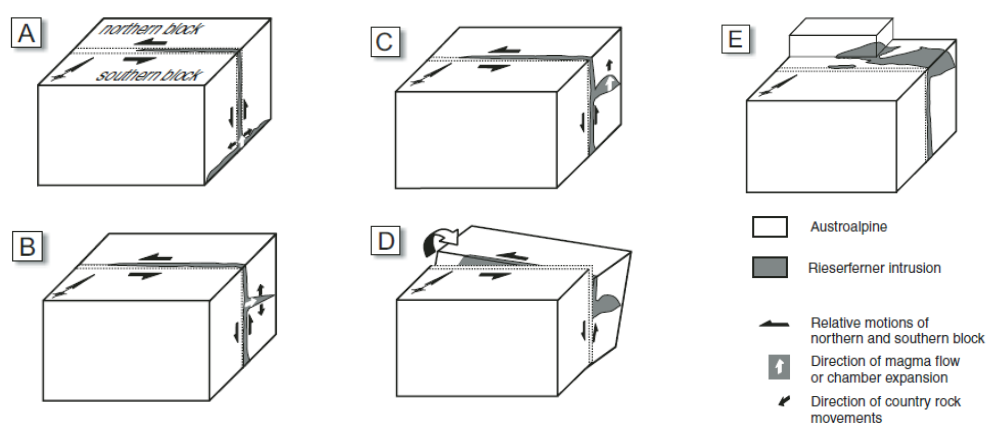


Fig. 1.4 Sintesi dei meccanismi di collocazione e ascesa del plutone delle Vedrette di Ries. A) canalizzazione del fuso lungo gli strati milonitici della DAV; B) formazione di sill sub orizzontali che alimentati dalla zona di shear; C) l' alimentazione dei sill porta alla formazione di duomi al tetto del plutone; D) tilting postintrusivo; E) esumazione ed erosione. (Wagner et al. 2006)

2. Datazioni

In questo capitolo illustrerò il lavoro di separazione di zirconi ed apatiti da tonaliti delle Vedrette di Ries iniziato nella tesi presente con l'obiettivo futuro di vincolare l'età di formazione delle pseudotachiliti rinvenute lungo faglie che attraversano il plutone. Inoltre verrà analizzata la bibliografia esistente sulle datazioni radiometriche delle varie fasi di messa in posto e raffreddamento del plutone.

2.1. *Preparazione del campione*

Per separare gli zirconi e le apatiti contenute nelle tonaliti incassanti della faglia a pseudotachiliti in esame è necessaria una macinatura del campione ad una granulometria sabbiosa.

A tale scopo i campioni sono stati frammentati dapprima in pezzi grossolani quindi inseriti all'interno di un mulino a ganasce che viene utilizzato per la macinazione di materiali solidi a diversa consistenza che permette la frantumazione della roccia alla granulometria desiderata ($> 1 \text{ mm}$ o $< 200 \mu\text{m}$).

Questi frantoi disgregano la roccia per effetto di sforzi combinati di attrito e schiacciamento dovuti all'azione delle ganasce, esse sono dei bracci in piastra d'acciaio, una di queste braccia è fissa invece l'altra è mobile con un moto alternato, esse sono poste in modo da formare un canale verticale a forma d'imbuto dove la bocca finale è regolabile per far passare il granulato desiderato; in questo modo il materiale inserito nella tramoggia viene sgretolato in particelle sempre più piccole per effetto della trazione.

Per un'ulteriore separazione si è utilizzato un setaccio con maglia fine per separare man mano tutto il materiale fine prodotto dalla macchina, fino a che non si raggiunge una quantità sufficiente per le analisi da effettuare; successivamente la sabbia prodotta subisce una separazione magnetica al Frantz per separare in modo accurato i minerali diamagnetici.

Il Frantz è un separatore magnetico formato da una bobina a cui è applicato un circuito elettrico collegato ad un regolatore di amperaggio che crea un flusso di

particelle che viaggiando attraverso il campo magnetico creato dal separatore è in grado di separare due tipologie di minerali, i minerali diamagnetici da quelli magnetici; il separatore lavora principalmente a 0,4 A o a 1,5 A a seconda delle proprietà magnetiche del minerale che si vuole separare.

Il materiale così separato percorre due piste separate che fanno cadere la sabbia per gravità all' interno di due provette, questo processo è continuo fino alla raccolta del quantitativo di materiale sufficiente per la successiva separazione; la parte diamagnetica della sabbia viene divisa in più provette che vengono riempite con un liquido a densità conosciuta; ma prima di aggiungere il liquido pesante si è lavata la sabbia con acqua distillata più volte per togliere tutta la parte fine (argille e limi) in quanto essa potrebbe inquinare il liquido.

Il liquido pesante utilizzato è il politungstato di sodio con densità 3,1, questo liquido permette di separare la parte più leggera da quella a densità maggiore, questo processo viene facilitato dall' utilizzo di una centrifuga che fa in modo che dal composto omogeneo si separasse la parte più leggera da quella più pesante; una volta separato il composto con l' aiuto di una pipetta viene raccolta la parte con densità maggiore che verrà poi lavata ed asciugata.

Una volta ottenuta la parte pesante, con l' aiuto di un microscopio si procede alla fase di ricerca e del picking dei nostri cristalli, i minerali raccolti per le analisi di datazione sono Zirconi e Apatiti, all' interno del separato pesante si cerca di individuare dei cristalli di forma eudrale ed intatti con le dimensioni maggiori dei 60 μm poiché nel minerale si devono scartare circa 20 μm della parte più superficiale poiché potrebbe presentare alterazioni dei livelli d' elio rilasciati dal decadimento del Uranio o del Thorio.

Una volta trovati i minerali con le dimensioni appropriate, vengono imbustati nel tungsteno e poi inviati in laboratorio per le analisi.

2.2. Dati sperimentali

Per ricostruire la storia termica del plutone di Vedrette di Ries sono state eseguite datazioni K/Ar delle miche bianche e delle biotiti presenti nelle tonaliti, prendendo come riferimento la temperatura di chiusura (T_c) delle stesse (350 ± 50 °C Purdy e Jäger, 1976, Dodson, 1973).

A queste datazioni si aggiungono le età basate sulle tracce di fissione di apatiti, che forniscono le età di cooling a temperature attorno a 120-60 °C (Green et al. 1989) e di zirconi; (240 ± 60 °C Yamada et al. 1995).

I dati acquisiti negli ultimi anni sono stati aggiornati con nuove informazioni in modo da vincolare il modello proposto da Borsi et al. (1978) per stimare l'età del basamento cristallino Austroalpino (S-W finestra dei Tauri).

I risultati ottenuti finora sono stati ottenuti con Rb/Sr delle Muscoviti prese a sud della Deferegger- Antholz- Vals (DAV) che hanno dato un'età di 286-302 Ma mentre a nord le datazioni sono risultate variabili.

Avvicinandosi alla DAV line si ha un abbassamento delle età radiometriche (230-250 Ma).

Questa età è stata confermata dalle datazioni K/Ar sulla muscovite che secondo Prochaska (1981) è legato al contatto metamorfico formatosi durante l'intrusione del plutone.

Nuove analisi K/Ar su mica bianca a sud della DAV hanno mostrato una differenza d'età tra i blocchi separati dalla DAV.

La parte sud mostra un'età di 110 ± 2 Ma che riflette l'età del metamorfismo Cretacico (Stöckhert, 1984); il blocco nord mostra una diminuzione delle età di raffreddamento delle miche che si sovrappongono ai limiti determinati da datazioni Rb/Sr delle miche bianche, suggerendo così un rapido raffreddamento durante l'esumazione del plutone.

Gli stessi risultati sono stati ottenuti analizzando K/Ar e Rb/Sr delle miche bianche presenti in orto- e paragneiss, per cui i dati raccolti suggeriscono un rapido raffreddamento durante il tardo Varisico (300 Ma); l'età raccolte dalle miche rappresentano il reale raffreddamento di un fuso silicatico durante il primo Giurassico.

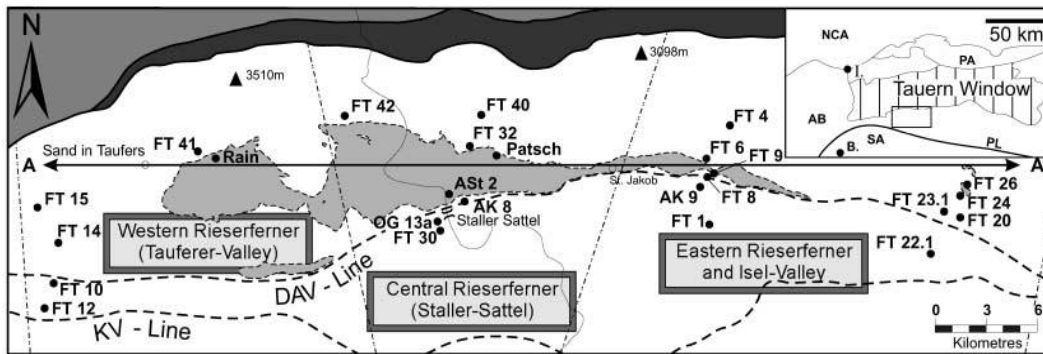


Fig. 2.1 Mappa delle datazioni K/Ar e Rb/Sr della biotite dei precedenti studi e nuove datazioni K/Ar per l'età di raffreddamento. (Steenken et al. 2002)

2.2.1. Distribuzione regionale di Rb/Sr e K/Ar

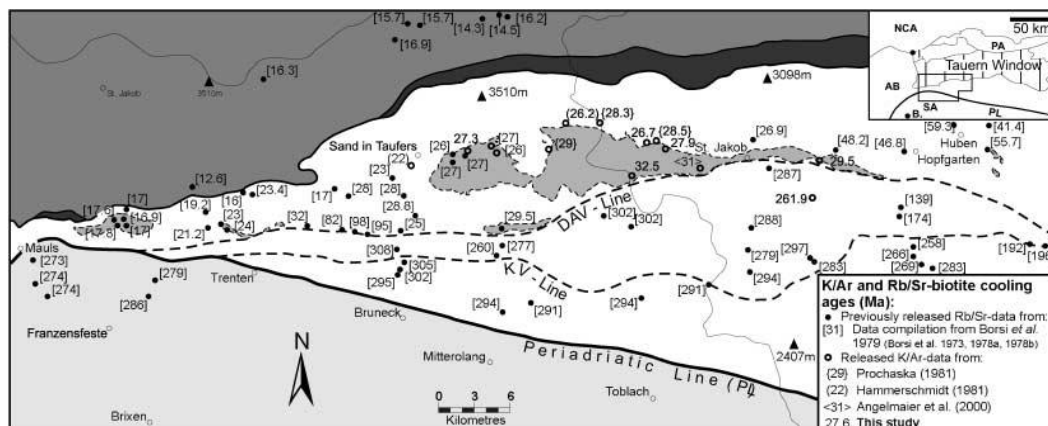


Fig. 2.2 Mappa della distribuzione dei campioni di biotite a cui si sono eseguite le datazioni K/Ar e Rb/Ar. (Steenken 2002)

I dati K/Ar su biotite indicano un'età di 17 Ma a nord della DAV e che mostra un'incremento dell'età che va da est verso ovest intorno ai 27 Ma (Fig. 2.2); nella parte orientale del plutone e vicino alla valle dell' Isel in cui le età salgono bruscamente tra 47 e 59 Ma, questa differenza da est verso ovest è dovuta principalmente dalla variazione dell'erosione causata dal tilting crostale nella parte occidentale avvenuta durante il metamorfismo Alpino a nord della DAV, ma i risultati ottenuti da datazioni

Rb/Sr della zona orientale dimostrano che il ringiovanimento non sia dovuto al tilting ma da un parziale riscaldamento della roccia in fase di raffreddamento.

L'età K/Ar della biotite a nord del plutone decresce da 30 Ma a 17 tale ringiovanimento vicino alla finestra dei Tauri è dovuto principalmente al riscaldamento regionale dell'intrusione durante il Oligocene superiore e Miocene inferiore.

Questo decremento d'età è probabilmente dovuto alle differenze di frequenza di esumazione tra la finestra del Tauri a nord ed il basamento Austroalpino a sud come risultate di una rotazione E-W.

La brusca diminuzione delle età K/Ar (da 30 a 27 Ma in poche centinaia di metri) non può essere spiegata dalla rotazione crostale ma da un relativo innalzamento delle isoterme causate dalla giustapposizione di un basamento caldo a nord della DAV rispetto al lato sud; il salto d'età dal nord (di età Varisica) verso sud enfatizza il ruolo che ha avuto la DAV durante il ciclo Alpino.

2.2.2. Variazioni regionali delle fission tracks

Le datazioni di zirconi, miche e apatiti, permettono di ricostruire il progressivo raffreddamento e la progressiva esumazione delle unità tettoniche nell'intervallo che va da circa 350 °C (miche) e circa i 100 °C (apatiti).

Le età ottenute dagli zirconi nel blocco nord della DAV confermano i dati raccolti nella parte occidentale, indicando un ringiovanimento, con età che variano da tra i 22 Ma (plutone occidentale) a 29 Ma (plutone orientale).

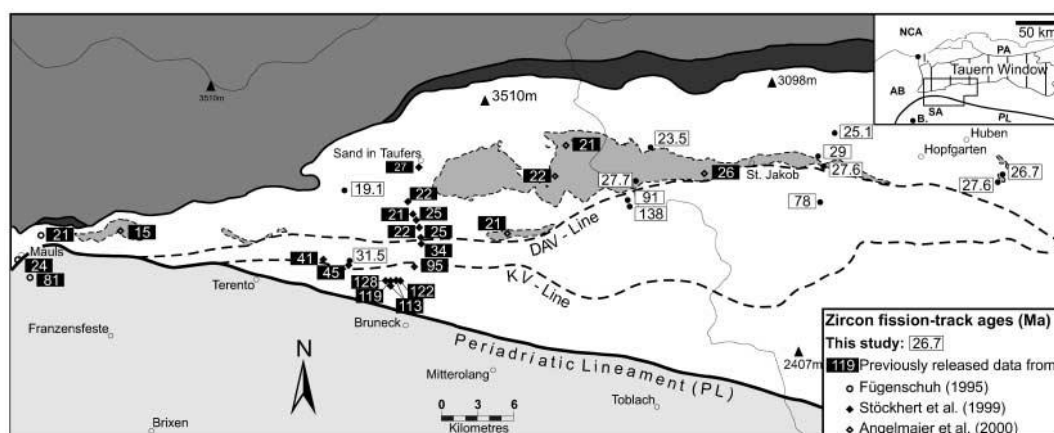


Fig.2.3 Mappa dei campioni di zirconi (Steenken et al. 2002)

Le apatiti mostrano un range di età che varia dai 9 ai 22 Ma, e sono compatibili con i dati raccolti da Coyle (1994).

Le apatiti della parte occidentale confermano il trend di Grundmann e Moteani (1985), questi dati ci mostrano una correlazione tra le età e le altitudini da cui sono state prelevate.

Le età date dalle apatite aumentano lungo la valle Isel e a nord del plutone verso sud della DAV e con un decremento continuo a nord del corpo centrale fino alla finestra dei Tauri.

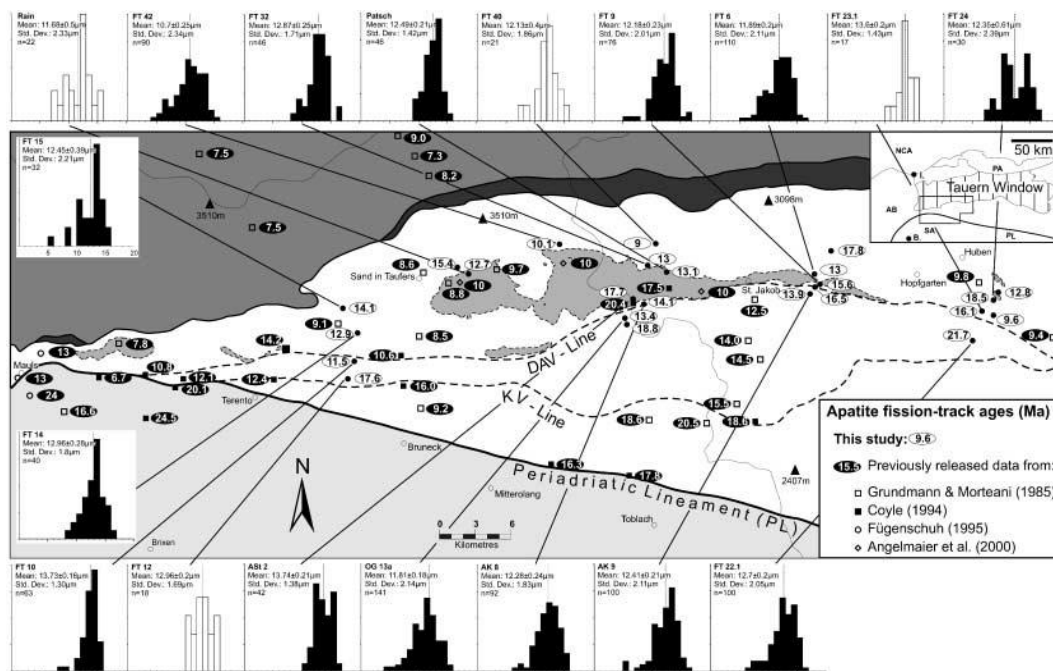


Fig. 2.4 Mappa dei campioni a cui si sono eseguite la datazioni sulle apatiti, con relativi istogrammi. (Steenken et al. 2002)

2.3. Storia termica e vincoli di velocità d' esumazione

L' esumazione del basamento austroalpino è avvenuta per un raffreddamento regionale in aggiunta con il collocamento di un grande volume di magma che ha creato un locale riscaldamento; per potere stabilire le differenze d' esumazione del basamento dobbiamo distinguere le età dovute al metamorfismo di contatto e quali siano dovute all' esumazione del plutone delle Vedrette di Ries e del del basamento roccioso.

Per potere determinare con esattezza il tempo d' intervallo occorso durante l' esumazione si deve presupporre che l' estensione delle linee geotermiche siano costanti e il presupposto che il plutone abbia come temperatura di partenza uguale a quella delle rocce incassanti.

Il modello utilizzato è di tipo matematico, al quale verranno aggiunti le condizioni P-T del metamorfismo a contatto con l' intrusione; un' investigazione più dettagliata delle Vedrette di Ries ha permesso l' individuazione di sei contatti metamorfici (Cesare 1992, 1994, 1999).

Analizzando i contatti metamorfici si è cercato di individuare la temperatura iniziale della roccia prima dell' intrusione magmatica, Cesare (1992, 1999) nota che le condizioni P-T della seconda zona a sillimanite hanno una temperatura di 600-620°C a pressioni pari a 2,9 Kbar osservata a 1,5 Km di distanza dal contatto, Osservazioni fatte da Prochaska (1981) analizzando la zona nord del plutone centrale ha notato che la T stimata diminuisce in modo rapido da 630°C a 500°C in 400 m di distanza; questo ha permesso di stimare che la temperatura della roccia circostante al tempo dell' intrusione sia di 300-400 °C (Cesare and Hollister 1995; Cesare 1999).

Il modello ha una visuale 2-D basato sulla sezione verticale del plutone centrale e lungo la direzione N-S a diametro conosciuto (7 Km); la geometria più superficiale della sezione è a noi conosciuta in base alle osservazioni di campagna e a modelli magnetici (Steenken et al. 2000).

Avendo solo informazioni indirette sui dati strutturali si è utilizzato come punto d' inizio il modello realizzato per il plutone di Bergell (Rosenberg et al. 1995); la crosta superficiale è divisa in metapsammopeliti con uno spessore superficiale di 15

Km, nella zona inferiore abbiamo una composizione gabbrica di crosta inferiore che assume nel modello uno spessore di 5 Km.

Inoltre si è assunto un valore di flusso di calore (Q_m) di 43 mWm^{-2} alla base del modello calcolato secondo il flusso di calore superficiale (Q_s) posto a 70 mWm^{-2} (Della Vedova et al. 1995)

Nelle rocce foliate si riscontra un' anisotropia nella conduttività termica a noi conosciuta, con bassi valori di conduttività normali ai piani di clivaggio; se consideriamo la foliazione concordante della roccia con la superficie del plutone.

2.3.1. Risultato del modello

Le prime fasi del modello sono servite per stabilire una temperatura ragionevole per il collocamento del magma sufficientemente da produrre le condizioni necessarie da produrre effetti metamorfici osservati al contatto e che arrivano ad una temperatura ambientale di 360°C .

Le temperature al contatto indicativamente ha valori di $600\text{-}620^\circ\text{C}$ (Cesare 1992,1999) mantenuti per 50.000 anni dopo il collocamento di un magma a temperature di 950°C .

Un' alternativa per comprendere le temperature del magma durante l' intrusione è basata sulla saturazione dei zirconi presenti nel fuso silicatico (Watson and Harrison 1983) il quantitativo di zirconi rinvenuti (47 a 150 ppm) ci danno una temperatura di fuso stimata a 761°C per le tonaliti successivamente decresce a 669°C verso i campioni di granitoidi più differenziati.

La differenza di T tra quella stimata dal modello e quella stimata dagli zirconi è il risultato della convezione del magma durante il collocamento, dove il magma viene trasportato lungo i bordi del plutone e questo spiegherebbe le condizioni metamorfiche osservato al contatto anche alle basse temperature indicate dagli zirconi.

Il modello non tiene conto dei processi tettonici sinintrusivi, la perdita di temperatura durante l' ascesa del magma e l' assottigliamento al tetto del plutone sono aspetti importanti da tenere in considerazione per il collocamento del plutone delle

Vedrette di Ries; l' accorciamento sin intrusivo dovuto per il collocamento verticale della massa, è difficile da tenere in considerazione poiché vi è difficoltà a delimitare le condizioni ambientali prima del metamorfismo.

Per questi motivi il modello parte con una temperatura iniziale di 950°C che marca il limite superiore dell' intrusione e il massimo intervallo di tempo per il bilanciamento delle temperature tra il plutone e la roccia circostante; secondo le datazioni K/Ar e Rb/Sr della biotite ci indicano le temperature a 2 Ma e a 4Ma sono le stesse e questo ci indica che molto probabilmente il raffreddamento regionale del plutone e non un raffreddamento del contatto metamorfico.

Le temperature del modello non riescono a spiegare i differenti contatti metamorfici che si sono formati, quindi la ragione per cui c'è questa differenziazione sia il risultato di una complessa sequenza intrusiva; le osservazioni strutturali hanno mostrato una zonazione normale del plutone che suggerisce un secondo impulso di magma al centro del plutone.

Poiché le foliazioni magmatiche tagliano il contatto interno tra le unità petrologiche, l' intrusione del magma tardivo ha segnato una temperatura al di sotto del solido del primo fuso, questo calo di temperatura del sub-solidus tra i due impulsi magmatici segnano un' intervallo di tempo di 50.000 anni tra un' impulso e l' altro.

Nel caso in cui avessimo una quantità di volume inferiore nel plutone delle Vedrette di Ries allora il risultato del modello indicherebbe la presenza di un solo impulso di magma, se invece consideriamo solo la presenza delle restrizioni accennate il modello mostrerebbe variazioni generali per l' espansione dell' aureole di contatto, ma non sarebbero sufficienti per spiegare la sequenza intrusiva che caratterizza il plutone delle Vedrette di Ries.

Avendo le temperature del secondo impulso significativamente più basse rispetto al primo di conseguenza al contatto non si raggiungono temperature elevate; tuttavia può creare piccolo decremento delle temperature alle aureole di contatto esterne da shiftare le temperature in modo tale da produrre le reazioni metamorfiche osservate; le evidenze petrologiche all' inizio del contatto metamorfico sono evidenziate dalla formazione di biotite e clorite formatosi a temperature al di sotto dei 420°C.

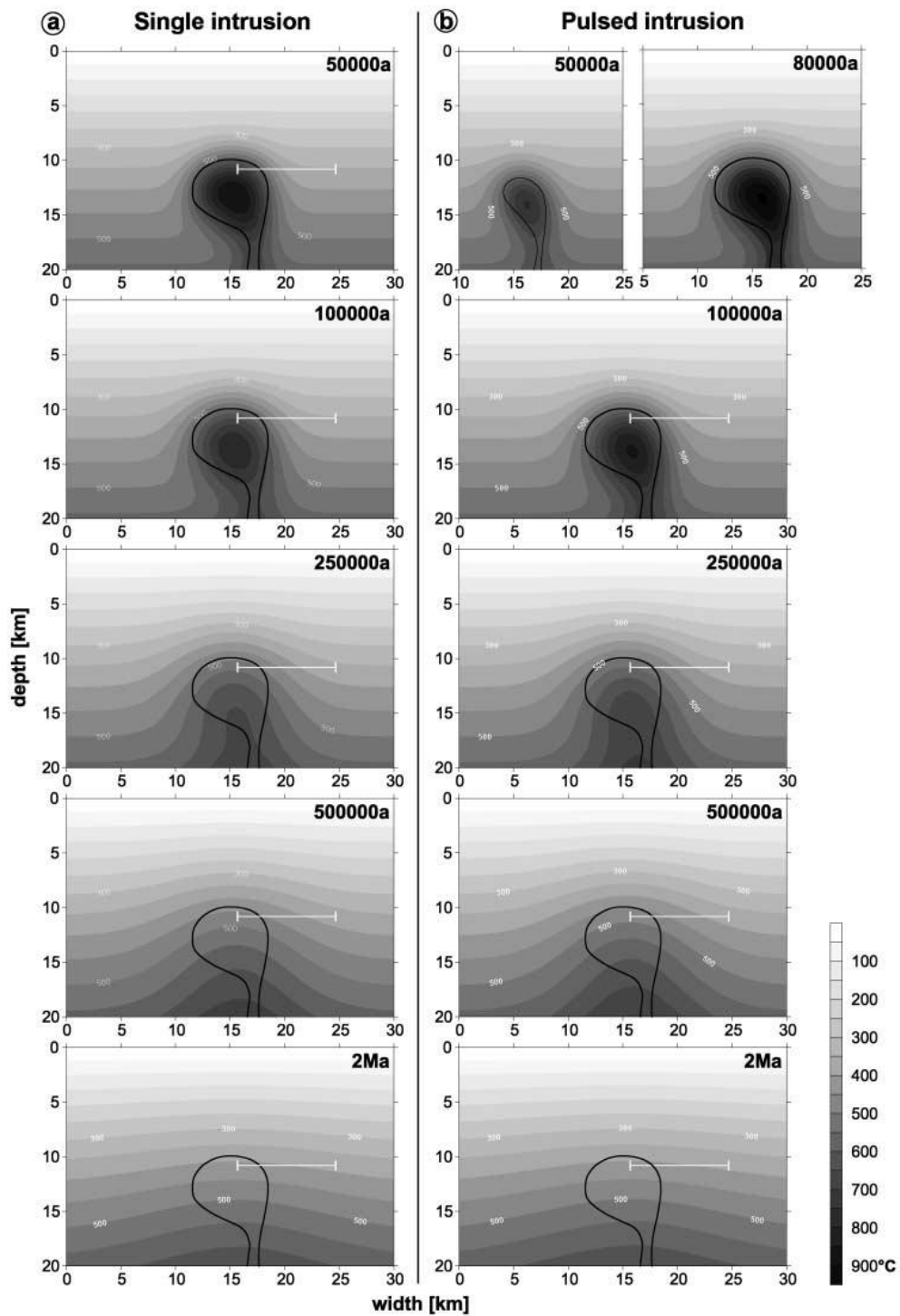


Fig. 2.5 Modelli sull' evoluzione delle temperature al contatto del plutone delle Vedrette di Ries; a) singolo impulso di magma, b) salita di un primo impulso di magma con un' intervallo di 50.000 anni prima del secondo impulso. (Steeken et al. 2002)

2.3.2. Esumazione

Il raffreddamento dell' area metamorfica e l' uniformità della storia de formativa può essere facilmente valutato dall' applicazione di differenti metodi di datazione geocronologia, le velocità dell' esumazione viene calcolata applicando due metodi diversi:

- *Metodo della coppia dei minerali*, si utilizza la temperatura di chiusura dei minerali e/o le analisi isotopiche realizzate sullo stesso campione.
- *Metodo delle dipendenza dall' altitudine*, si applica lo stesso metodo di datazione su diversi campioni alla stessa altitudine, di solito si utilizzano le datazioni realizzate su apatiti.

Il primo metodo è dipendente e limitato poiché presuppone una relazione del gradiente geotermico dei minerali, purtroppo le isoterme sono sensibili al cambiamento delle velocità d' esumazione.

Dall' altro canto il secondo metodo della comparazione delle altitudini, dipende solo dall' omogeneità della roccia esumata, la distribuzione orizzontale delle tracce ci danno maggiori informazioni sulla storia termica, infatti la maggior parte dei campioni hanno una distribuzione omogenea (Fig. 2.4) con lunghezze delle fission tracks pari a 11.7 – 13.7 μm .

La maggior parte delle informazioni sulla storia di raffreddamento sono state acquisite grazie ad un modello basato sulle tracce di fissione di annealing; il modello però ha delle restrizioni poiché le tracce di annealing sono molto sensibili alla chimica del cristallo delle apatiti datate, per cui è necessario scegliere un modello adeguato da applicare, per cui si è scelto il modello delle apatiti di Durango di Laslet et al. (1987).

Il limite inferiore del modello è dato dalle età degli zirconi poiché hanno una distribuzione omogenea; il punto di partenza per realizzare il modello è dato da 23 ± 2 Ma e $240 \pm 60^\circ\text{C}$ poiché è vincolato dalle condizioni recenti della parte superficiale.

Il miglior modello che ha fittato i dati raccolti ha permesso d' indicare che il basamento si è un raffreddato al disotto dei 110°C per 10 Ma fino al raggiungimento della PAV (apatite fission track) in seguito ha subito un raffreddamento rapido dopo l' ultima fase dell' esumazione.

I dati dei singoli grani sono caratterizzati da una costante temperatura intorno ai 22-11 Ma all' interno della PAV; i quali la loro fission track rappresenta la minima età del raffreddamento con una temperatura di 120°C.

I risultati ottenuti attraverso il modello ci permette di prendere l' ultima parte del percorso di raffreddamento e di considerarlo come il percorso dell' esumazione poiché le isoterme sono vincolate dalla topografia dell' area.

Per avere una storia completa sui processi dell' esumazione si è dovuto aggiungere alte temperature di chiusura e il Rb/Sr delle isocrone del plutone delle Vedrette di Ries per realizzare la storia esumativa del basamento Austroalpino.

Sappiamo che c'è uno stacco da 120 Ma del metamorfismo eo-Alpino al raffreddamento della biotite a 16-30 Ma (con l' assunzione che la biotite abbia una $T = 350 \pm 50^\circ\text{C}$); la velocità di raffreddamento decresce asintoticamente verso la finale esposizione con un' esumazione moderata di 0.4 e 0.6 mm all' anno calcolata attraverso le fission track dell' apatite che coincide con il modello di raffreddamento del plutone.

Poiché il range delle temperature è confinato dalle condizioni metamorfiche è impossibile relazionarle con i metodi datativi, per cui si è pensato di utilizzare le condizioni P-T fornite da Cesare (1999) sulle rocce pelitiche delle Vedrette di Ries, in questo modo si è potuto vincolare le velocità d' esumazione.

Quindi abbiamo una piccola velocità durante e dopo la risalita del magma (1.7 mm anno) che decresce alla fine dell' esumazione; il modello utilizzato è stato vincolato a temperature di 1300°C a 100 Km di profondità, per cui l' esumazione ha avuto inizio verso i 120 Ma dato dalle datazioni K/Ar della muscovite a profondità di 12.4 Km.

Il K/Ar della biotite o fission track del plutone delle Vedrette di Ries non rientra nelle temperature calcolate poiché l' esumazione segue il collocamento del plutone (31 ± 3 Ma), per cui si è dovuto modificare il percorso per fittare le temperature, per cui abbiamo la massima velocità d' esumazione ridotta a 1.2 mm anno e con un' incremento di 0.2 mm anno durante le ultime fasi, per cui si assume che la variazione sia correlabile all' esumazione del basamento Austroalpino a nord della DAV; Le variazioni del raffreddamento della zona est del plutone e quelli al di fuori possono essere correlate ad un' unica storia d' esumazione.

Dettagliate valutazioni su differenti sistemi isotopici dimostrano infatti un abbassamento delle età costanti verso oriente indicando una riduzione nell' area del tilting.

Assumendo un gradiente geotermico di $28^{\circ}\text{C km}^{-1}$ si è calcolato un diverso collocamento tra il plutone est e la DAV inferiore di 2.2 Km indicati da K/Ar della biotite e fission track degli zirconi con una rotazione di 5° .

L' esumazione del plutone è avvenuto a simili velocità ma è cessato a tempi diversi dopo aver passato la temperatura di 120° ; la rotazione è iniziata durante dell' esumazione della parte est, con un' esposizione totale quando l' esumazione raggiunge velocità costanti.

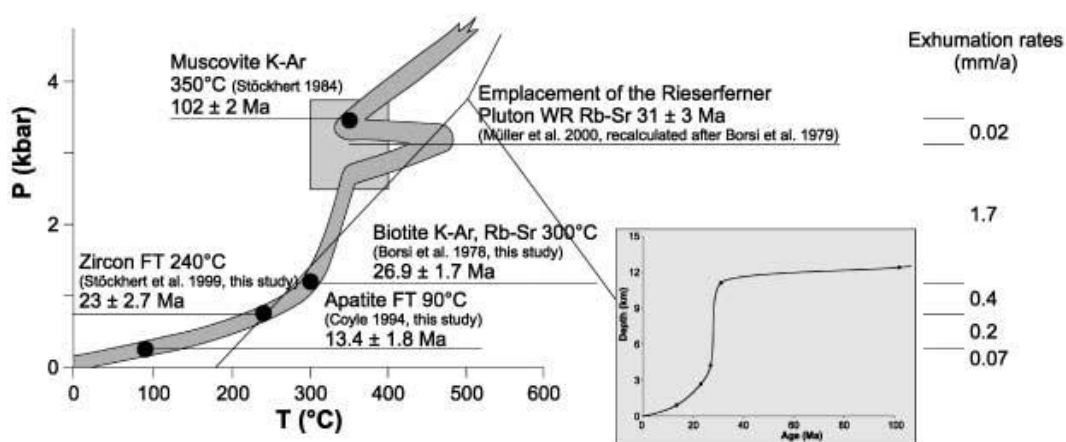


Fig. 2.6 Diagramma che mostra l' andamento del processo d' esumazione del plutone delle Vedrette di Ries (Steenken et al, 2002)

3. Osservazioni mesoscopiche

In questo capitolo si cercherà di esporre in modo sintetico i dati raccolti sugli affioramenti trovati e ci concentreremo a descrivere un' area ristretta in cui compaiono quattro zone ben distinte, per questo lavoro di studio ne considereremo solo una dato che nelle tonaliti appaiono le cataclasiti al cui interno si trovano delle vene di pseudotachiliti, oggetto di studio di questa tesi (fonti dalla tesi di Ruberti 2011).

3.1. Area Vedrette

Quest' area è localizzata sulle rocce montonate ai piedi del ghiacciaio nei versanti settentrionali dei monti Magro e Nevoso, quest' area è di estremo interesse poiché con il ritirarsi dei ghiacciai ha lasciato esposizioni eccezionali per lo studio strutturale.

Le rocce che affiorano fanno parte della seconda suite magmatica del plutone (riferimento bibliografico) al contatto con gli scisti incassati.

Nella tonalite si rinvengono joints (fig.3.1 A) che formano un set immergente WSW ad alto angolo, e che presenta una riattivazione di taglio di tipo destro, ed un secondo set immergente WNW ad alto angolo ma con una riattivazione di tipo sinistro.

Le miloniti che si rinvengono in quest' area sono a basso angolo, immergenti prevalentemente a E e con una cinematica top-to-east.

Riattivano un set di joints preesistenti e spesso deformano vene di quarzo deposte lungo i joints a formare quarzo miloniti (fig. 3.1 B).

Si rinvengono inoltre faglie cataclastiche (fig. 3.1 C-D) associate a vene a clorite concentrate in sciami di direzione nord-sud ad alto angolo subparallele ai set di joints. Le cataclasiti verdi (dovute a precipitazione pervasiva di minerali quali clorite ed epidoto) contengono localmente vene di pseudotachiliti a spessore millimetrico. Le pseudotachiliti hanno di colore scuro mostrano vene di iniezione che si dipartono da vene discontinue subparallele al piano di faglia (fig.3.1 F).



Fig. 3.1 Strutture A) set di joints; B) quarzomiloniti; C) cataclasite con senso di shear sinistro; D) cataclasite con senso di shear destro; E) vene di pseudotachilite in tonalite; F) vena di pseudotachilite.

4. Osservazioni microscopiche

In questo capitolo si cercherà di descrivere la composizione delle pseudotachiliti rinvenute sulle Vedrette di Ries, per poter stimare quali minerali la compongono e che struttura hanno si è utilizzato lo Scanning Electron Microscopy (SEM).

Con l' aiuto del SEM è possibile visualizzare strutture e minerali con dimensioni molto ridotte (fino alla scala di pochi micrometri), qui vi è la possibilità di poter analizzare le strutture formatesi, quantificare e individuare i componenti della roccia presa in esame.

4.1. MICROSCOPIO OTTICO

4.1.1. Cataclasiti

La cataclasite è una roccia presente nelle zone di faglia caratterizzata da una matrice fine e da clasti angolosi della roccia incassante. I clasti della cataclasite e le salbande della faglia cataclastica presentano una tipica alterazione idrotermale a clorite, epidoto.

L'incassante della cataclasite è una tonalite a grana fine composta da quarzo, K-feldspato, plagioclasio e biotite. Al microscopio la tonalite presenta plagioclasio saussuritizzato (sostituzione in mica bianca ed epidoto).

La cataclasite (fig.4.1 A) all'interno della tonalite mostra delle zonature evidenziate con diverse gradazioni di colore, che rispecchiano layer a differente microstruttura, contenuto di clasti, granulometria dei clasti che testimoniano diversi gradi di evoluzione cataclastica. Accanto ai livelli cataclastici compaiono sottili letti discontinui di rocce cataclastiche da cui si dipartono caratteristiche vene di iniezione a struttura zonata e verosimilmente interpretabili come vene pseudotachilitiche

Il layering cataclastico è troncato da vene tardive a zeoliti (fig. 4.1 F) che incorporano frammenti di cataclasite e rappresentano le fasi finali dell'attività di faglia.

Nella cataclasiti, i clasti di quarzo mostrano spesso un'estinzione eterogenea, a chiazze irregolari. Ad alti ingrandimenti è evidente la presenza locale di minuti aggregati di microsstallini simili a quelli descritti da Bestmann et al. (2011) per il quarzo in prossimità di vene pseudotachilitiche (fig. 4.1 C). Ciò suggerisce che, almeno in parte, la cataclasi sia stata cosismica.

Man mano che si sposta la sezione vediamo una diminuzione della grana dei clasti con aumento della matrice, in particolare si può notare che la composizione dei clasti cambia poiché abbiamo clasti della roccia originaria ma anche frammenti della cataclasite precedente (fig. 4.4 C-D).

La matrice è formata da microcristalli di epidoto e clorite tipico di condizioni idrotermali in rocce silicatiche durate condizioni in facies a scisti verdi di bassa temperatura.

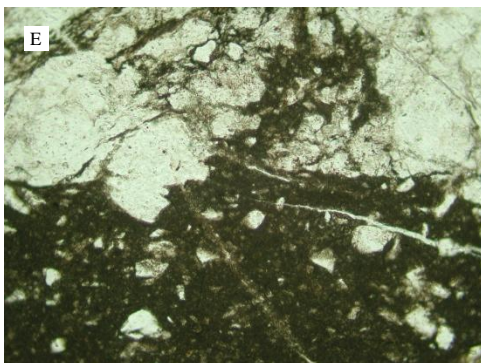
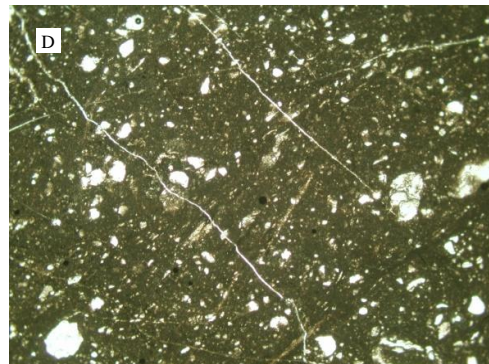
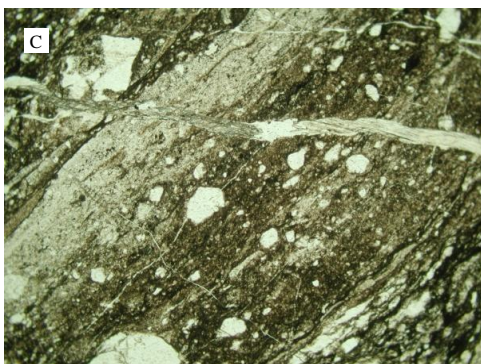
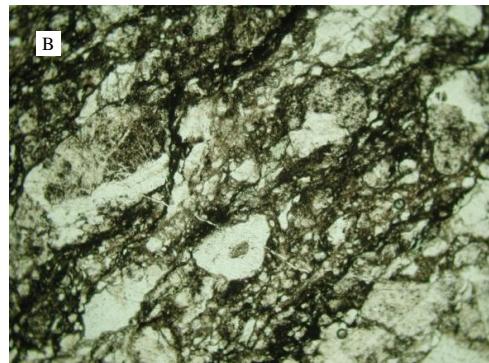
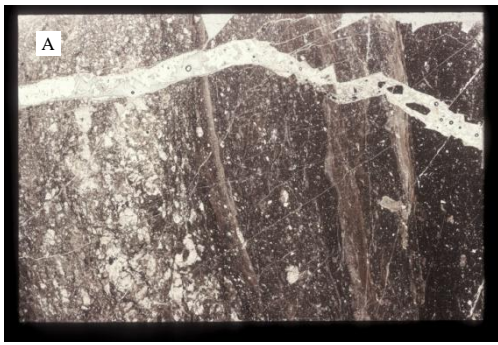


Fig. 4.1 Microstrutture al microscopio ottico: A) visuale globale di una sezione di pseudo tachilite; B) Cataclasite e roccia incassante; C) Cataclasite che subito deformazione con intrusione di una vena di pseudotachilite; D) Ultracataclasite con frammenti di pseudotachilite e roccia incassante; E) contatto tra la roccia incassante e l' ultracataclasite; F) particolare della vena di zeolite con frammenti di ultracataclasite.

4.1.2. Pseudotachiliti

Le pseudotachiliti è una roccia coesiva di colore scuro con spessore millimetrico, composta da una matrice di minerali microcristallini ; il frizionamento della roccia incassante provoca la formazione di un fuso che s' inietta all' interno di fratture esistenti della roccia.

La roccia circostante microscopicamente mostra la biotite cloritizzata o con kinking (fig.4.2C-A), (Bestmann et all. 2012), probabilmente dovute a diversa interazione del fluido presente durante la formazione della pseudotachilite.

Il quarzo presente presenta ha un' estinzione ondulata dovuto alla formazione di aggregati microcristalli di quarzo lungo gli interstizi dei granuli durante alte temperature (Bestmann et all. 2012); il plagioclasio presente si presenta alterato anche se si possono trovare dei relitti all' interno.

Al microscopio vi è una zonatura cromatica (fig. 4.2 D)che parte dalle salbande della tonalite verso il centro della vena stessa .

Questa variazione è dovuta dalla diversa strutturazione dei minerali che la compongono, la parte più scura è composta da microcristalli di plagioclasio e quarzo (fig. 4.2 E), mentre la parte più chiara si notano pochi cristalli immersi in una matrice a biotite (fig. 4.2 F), poiché i cristalli sono iso orientati essi si comportano come se fosse un' unico cristallo.

La morfologia della vena con le sue microstrutture saranno analizzate successivamente grazie ad un' indagine al SEM.

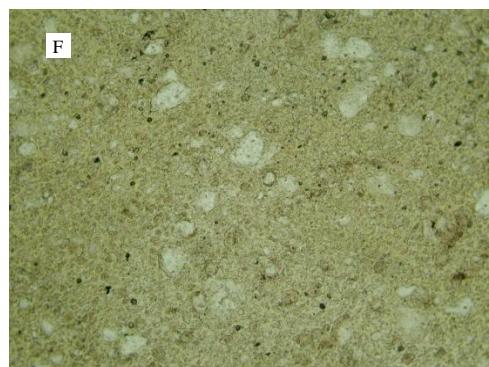
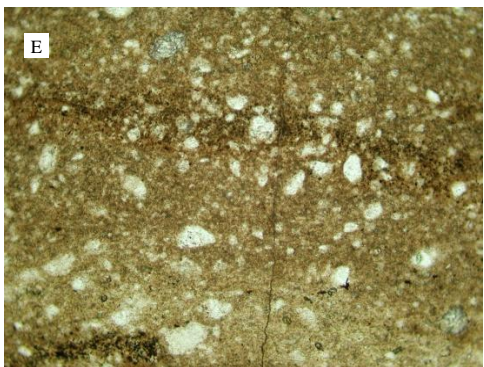
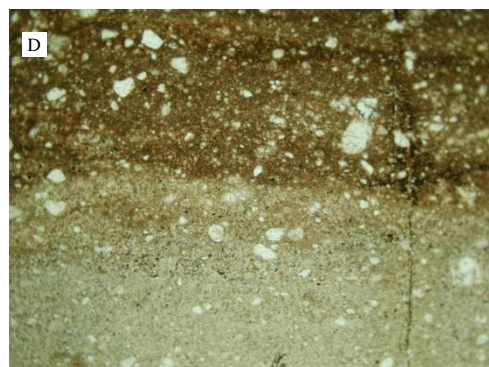
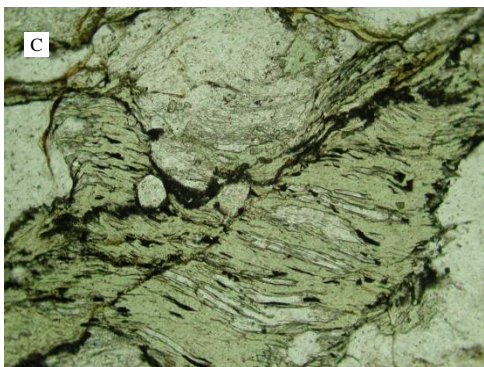
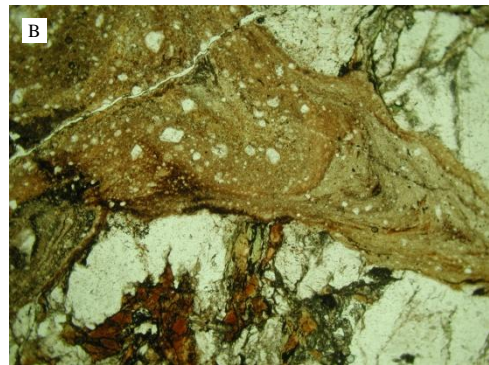


Fig. 4.2 Microstrutture al microscopio ottico: A) kinking della biottite; B) vena d' iniezione della pseudotachilite all' interno della tonalite; C) Clorite; D) dominio microlitico e dominio sferulitico; E) ingrandimento del dominio microlitico; F) ingrandimento del dominio sferulitico.

4.2. SEM

Questa tecnica permette la determinazione qualitativa e quantitativa su piccoli volumi di materia, che mediante un bombardamento con un fascio di elettroni opportunamente focalizzati, provocano un' emissione di raggi X.

Questi raggi hanno un loro spettro caratteristico composto dalle linee degli elementi presenti sul nostro campione, che saranno riconosciuti facilmente in base al valore della loro energia fotonica; il campione deve essere in sezione sottile e perfettamente liscio, poiché eventuali presenze di scabrosità potrebbero alterare i dati che raccogliamo.

La risposta che si ottiene con questa tecnica sono:

- *Backscattering* (emissione di elettroni retrodiffusi), sono elettroni del fascio primario che subiscono una collisione elastica all' interno del materiale e vengono rimbalzati all' esterno con un' energia prossima a quella iniziale, viene utilizzato per stimare la composizione dei minerali.
- Emissione di *elettroni secondari*, questi sono elettroni appartenenti al campione che vengono espulsi in seguito all' eccitazione provocata dagli elettroni sonda, e utilizzato per un' indagine topografica e morfologica del campione.

Nel nostro caso si lavora soprattutto con il Backscattering, poiché a noi interessa individuare le strutture cristalline, individuare e quantificare i minerali presenti nella nostra sezione.

Nella totalità della nostra sezione si può vedere che la pseudotachilite si è inserita tra la roccia incassante ed a una cataclasite indeformata, le geometrie delle vene di pseudotachilite hanno la stessa cinematica delle cataclasiti a cui sono associate e rappresentano l' ultimo evento deformativo.

Le vene di pseudotachilite si trovano lungo piani di faglia, e in base alle strutture interne si sono individuate tipologie diverse:

- *Non zonato*, le vene hanno uno spessore di circa 6mm, con una colorazione omogenea che vira verso il nero.
- *Zonato*, ha due strati neri simmetrici simili alle vene non zonate, il contatto tra i due piani è netto facilmente distinguibile sul campo.

➤ *Convoluta*, le vene mostrano una distorsione interna dei piani delle vene d'iniezione e delle irregolarità della parete della vena.

Si notano delle piccole vene che entrano nella roccia, indicano che l' iniezione della pseudotachilite è successiva alla formazione della cataclasite.

Gli strati esterni ed interni delle vene mostrano zonature rappresentate da due domini; il dominio microlitico ed il dominio sferulitico.

➤ *Dominio microlitico*, (fig.4.3A-D, 4.4 G), è formato principalmente dall' intercrescita causale di microliti di plagioclasio, biotite interstiziale e poco K-feldspato; i microliti di plagioclasio hanno abbondanti inclusioni di biotite orientata parallelamente all' allungamento del plagioclasio.

Le dimensioni e la morfologia dei microliti di plagioclasio variano all' interno del dominio microlitico, le dimensioni aumentano verso il dominio sferulitico. La morfologia dei microliti cambia, poichè il plagioclasio può assumere varie forme (a listelli, a fascio o assumere la forma a “farfalla”), al contatto del dominio sferulitico i microliti si associano per formare un' aggregato stellato o sviluppare un nucleo sferulitico di aggregati di cristalli a plagioclasio.

In questo dominio si possono trovare relitti di quarzo, plagioclasio, cataclasiti o vene di epidoto, rari da vedere sono biotite e K-feldspato; la transizione tra il dominio sferulitico e quello microlitico può essere graduale o netto.

➤ *Dominio sferulitico*, (fig.4.3 E-F), è un dominio a matrice microcristallino a K-feldspato e aggregati criptocristallini di poliminerali, titanite e microliti a plagioclasio.

Le sferule lo compongono possono variare a secondo della composizione dei nuclei da cui si stanno formando.

I nuclei a plagioclasio sono circondati hanno un rim interno di microliti a plagioclasio radiale e da un rim esterno a K-feldspato; se ha una composizione policristallina a quarzo e plagioclasio si ha una crescita di microliti a plagioclasio a contatto con il plagioclasio.

Il rim esterno mostra una zonatura concentrica ricca in k-feldspato o silice; questi nuclei hanno la stessa composizione dei microliti del dominio microlitico e sono contornati da un rim esterno a biotite.

Il nucleo delle sferule è composto principalmente da quarzo con una zona interna ricca di biotite e un rim esterno a silice.

All' interno dominio sferulitico si trovano singoli microliti con un rim esterno a K-feldspato e silice, inclusioni di biotite e grani di titanite (molto comuni all' interno della matrice).

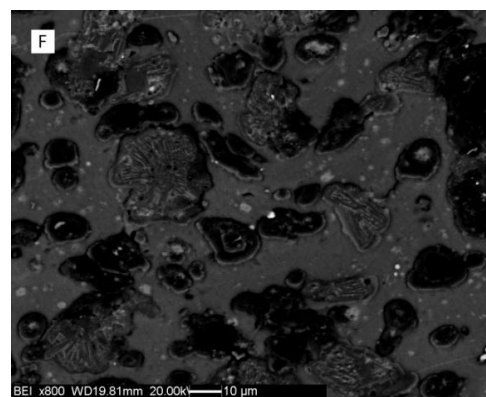
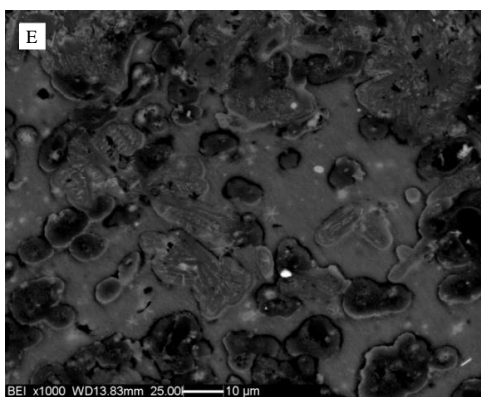
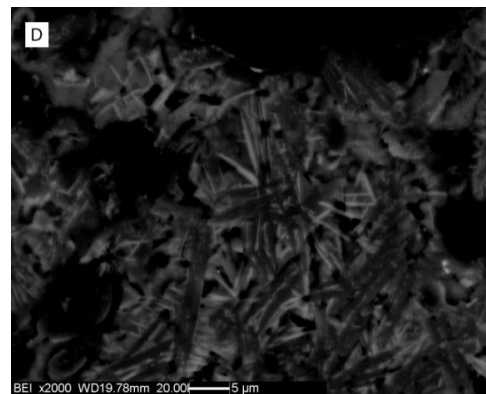
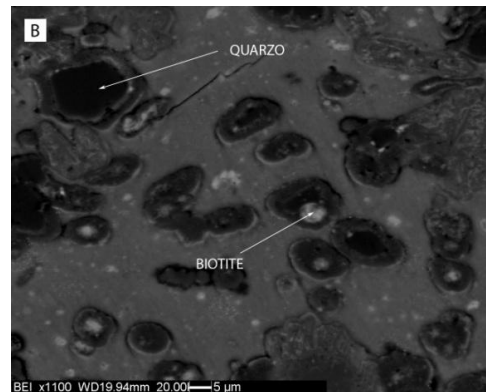
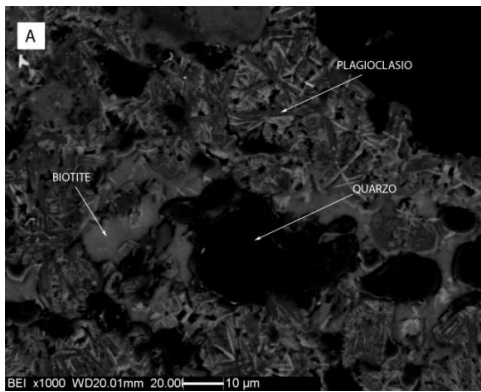


Fig. 4.3 Microstrutture in pseudotachiliti al SEM. A) dominio microlitico con clasti di quarzo (black) con un rim di biotite vetrosa (light grey) all' interno di microliti di plagioclasio (medium grey); B) dominio sferulitico con sferule di quarzo (dark grey), all' interno di alcune sferule c'è della biotite di neoformazione (light grey); C) dominio sferulitico, sferuliti in una matrice a composizione biotite; D) dominio microlitico, cristalli aciculari di plagioclasio (light grey) con clasti di quarzo (black); E-F) dominio sferulitico, si possono vedere la formazione di microliti di plagioclasio.

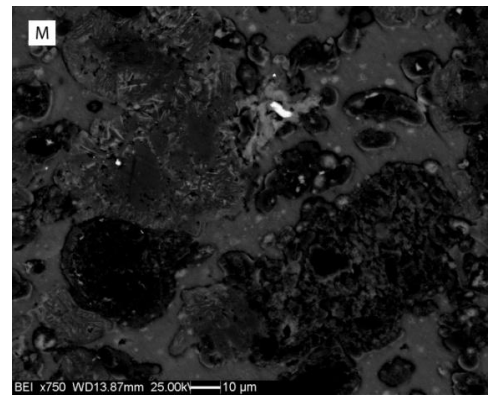
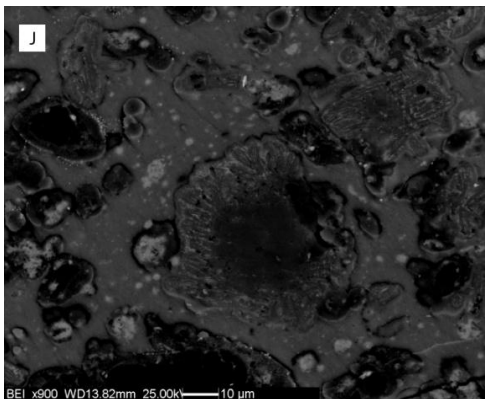
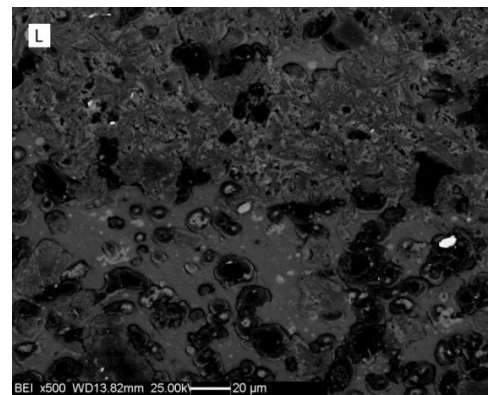
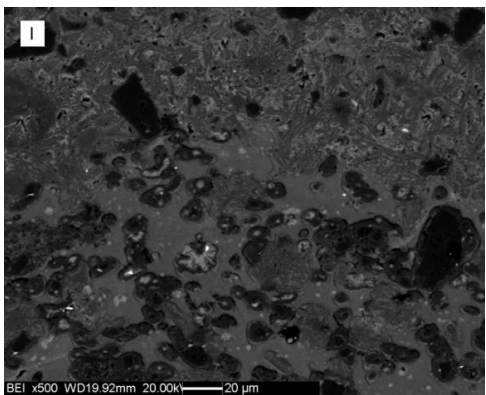
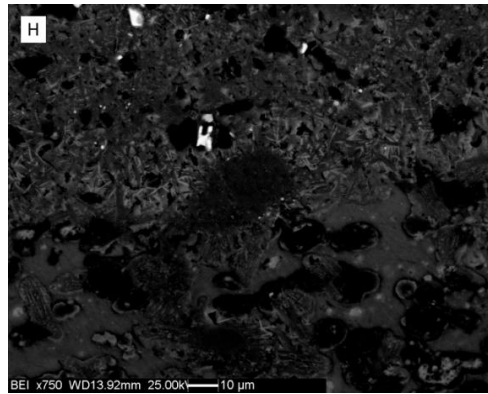
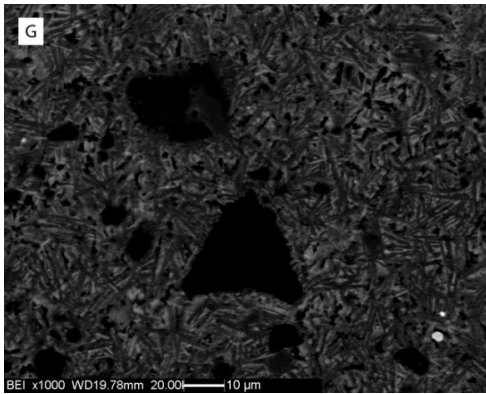


Fig. 4.4 Microstrutture in pseudotachiliti al SEM: **G)** dominio microlitico, cristalli di quarzo (black) inglobata in una matrice di microliti di plagioclasio; **H-I-L)** transizione tra dominio microlitico e sferulitico; **J-M)** microliti di plagioclasio (light grey) che crescono in modo radiale da un nucleo a plagioclasio (dark grey);

5. Conclusioni

Le Vedrette di Ries è un plutone oligocenico di 30 Ma a composizione tonalitica, secondo alcuni autori la sua messa in posto è dovuta principalmente all'idrofratturazione dell'incassante durante la fase tettonica transpressiva, teoria sostenuta da datazioni eseguite su zirconi e apatiti (riferimento bibliografico). Seguendo le modalità d'indagine per datare i processi d'esumazione del plutone, è possibile utilizzare le datazioni Ar/Ar per stabilire l'età delle rocce di faglia.

Nelle Vedrette di Ries si sono ritrovate due tipologie di roccia di faglia (cataclasiti e pseudotachiliti), queste rocce sono composte principalmente da plagioclasio, k-feldspato, biotite, quarzo, clorite, muscovite.

La formazione della cataclasite è dovuta all'interazione della roccia con fluidi idrotermali in facies a scisti verdi (vene di zeolite tardive), mentre le pseudotachiliti si sono formate per la formazione di fluidi di frizione durante attività paleosismiche.

Le analisi al microscopio e al SEM evidenziano diverse microstrutture, per le cataclasiti si ha una diminuzione della grana dei clasti dovuti alle ultime fasi della faglia, per le pseudotachiliti invece c'è la neoformazione di microcristalli all'interno di un fuso con separazione in due domini (dominio microlitico e dominio sferulitico).

Restano da definire l'età delle faglie, che ci permetteranno di stabilire il momento in cui si sono formate le cataclasiti e le pseudotachiliti.

Bibliografia

- Bellieni G. (1978) Caratteri geochemici del massiccio granodioritico-tonalitico delle Vedrette di Ries (Rieserferner); Alto Adige Orientale. Rediconti della società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 34, 527-545.
- Borsi S., Del Moro A., Sassi F.P., Zirpoli G. (1973) Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps); Radiometric and geo-petrologic data. Memorie della società Geologica Italiana, 12, 549-571.
- Borsi S., Del Moro A., Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G. (1978) New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova, 32.
- Cesare B. (1992) Metamorfismo di contatti di rocce pelitiche nell' aureola di Vedrette di Ries (Alpi orientali-Italia). Atti Ticinensi di Scienze della Terra, v.76, p. 1-7.
- Cesare B. (1994) Synmetamorphic veining; origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. Journal of Metamorphic Geology, 12, 643-653.
- Coyle D.A. (1994) The application of apatite fission track analysis to problems in tectonics. PhD Thesis, La Trobe University, Bundoora, Victoria.
- Di Toro G., Pennacchioni G. (2004) Superheated fiction-induced melts in zoned pseudotachylytes within the Adamello tonalities (Italian Southern Alps). Journal of Structural Geology, 26, 1783-1801.

- Di Toro G., Pennacchioni G. (2005) Fault plane processes and mesoscopic structure of a strong-type seismogenic fault in tonalites (Adamello batholith, Southern Alps). *Tectonophysics*, 402, 55-80.
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological system. *Contrib Mineral Petrol*, 40(3), 259-274.
- Green P.F., Duddy I.R., Laslett G.M., Hegarty K.A., Gleadow A.J.W., Lovering J.F. (1989) Terminal annealing of fission tracks in apatite. 4: Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales. *Chem Geol (Isot Geosci Sect)*, 79(2), 155-182.
- Grundamann G., Moretani G. (1989) The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from apatite fission track ages. *Jb Geol, B-A* 133(1), 197-216.
- Müller W., Mancktelow N., Meier M. (2001) Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites; an example from the DAV Fault of the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 385-394.
- Pennacchioni G. (2005) Control of geometry of precursor brittle structures on the type of shear zone in the Adamello tonalities, Southern Alps (Italy). *Journal of Structural Geology*, 27, 627-644.
- Pennacchioni G., Di Toro G., Back P., Menegon L., Villa I.M. (2006) Brittle-ductile-brittle deformation during cooling of tonalite (Adamello, Southern Italian Alps). *Tectonophysics*, 427, 171-197.
- Prochaska W. (1981) Einige Ganggesteine der Riesenferner intrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten. *Mitt Ges Geol Bergbaustud Österr*, 27, 161-171.

- Purdy J.W., Jäger E. (1976) K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*, 30, 1-31.
- Ruberti G. (2012), Strutture deformative nel plutone delle Vedrette di Ries: una chiave d' interpretazione della cinematica Oligocenica delle Alpi Orientali. Tesi di laurea Magistrale.
- Sassi F.P., Bellieni G., Peccerillo A., Poli G. (1980) Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie Monatshefte*, 541-548.
- Steenken A., Siegesmund S., Heirichs T. (2000) The emplacement of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Tyrol): constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures. *Journal of Structural Geology*, 22, 1855- 1872.
- Steenken A., Siegesmund S., Heirichs T., Fügenschuh B. (2002) Cooling and exhumation of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Italy/Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 799- 817.
- Stöckhert D. (1981) K-Ar determination on muscovites and phengites and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement south of the western Tauern Window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). *N Jahrd Mineral Abh*, 150; 103-120.
- Wagner R., Rosenberg C. L., Handy M. R., Möbus C., Albertz M. (2006) Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone – The Rieserferner Pluton (Eastern Alps). *Geological Society of America Bulletin*, 118, 219-237.

Yamada R., Tagami T., Nishimura S., Ito H. (1995) Annealing kinetics of fission tracks in zircon; an experimental study. *Chem Geol*, 122 (1-4), 249-258.