



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Scienze Geologiche  
Direttore Prof.essa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN  
SCIENZE GEOLOGICHE

**DEFORMAZIONI DI FELDSPATI ALCALINI IN  
LACCOLITE, UN ESEMPIO DA RIOLITI DEI  
COLLI EUGANEI**

*Relatori: Prof. Andrea Marzoli  
Prof. Richard Spiess*

*Laureanda: Valentina Brombin*

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012





# Indice

Riassunto	pg 3
Abstract	pg 4
1. Geologia e petrografia dei Colli Euganei	pg 5
2. Sito di campionamento: Cava di Monte Brusà	pg 8
3. Osservazione al microscopio ottico: le sezioni sottili	pg 10
4. Analisi mediante spettroscopia a fluorescenza a raggi X (XRF)	pg13
5. Analisi mediante microsonda elettronica (EMPA)	pg15
6. Analisi EBSD	pg 17
7. Risultati ottenuti tramite EBSD	pg 19
8. Conclusioni	pg 22
Bibliografia	pg 25



## Riassunto

Secondo gli esperimenti condotti da Willaime & Gandais, (1977) e Kovacs & Gandais (1980) riguardanti le deformazioni di singoli cristalli di Sanidino in condizioni di alte pressioni di confinamento (1500 MPa) e sottoposti a stress differenziali variabili in funzione della temperatura (700°, 800°, 900°) è possibile ottenere l'attivazione dei sistemi di slip  $\langle 100 \rangle (010)$  e/o  $\langle 101 \rangle (010)$ . In particolare, i risultati ottenuti mostrano il raggiungimento di una costante velocità di deformazione alle più alte temperature e a uno stress differenziale di 340 MPa. Basandosi su questi dati sperimentali si è cercato di spiegare le cause dell'attivazione naturale dei sistemi di slip sopracitati in alcuni cristalli di Sanidino deformati ritrovati nella riolite del laccolite di Monte Brusà. Grazie alle analisi, sempre più sofisticate (analisi al microscopio ottico di sezioni sottili, analisi alla microsonda elettronica, analisi mediante fluorescenza ai raggi X, analisi al SEM-EBSD), a cui sono stati sottoposti i cristalli di Sanidino deformati naturalmente si è arrivati ad esporre una probabile ipotesi circa la causa della loro deformazione naturale. Secondo questa si è verificato un trasferimento di stress dal magma appena uscito dal condotto a quello stagnante ai bordi, al momento in condizioni di Critical Reological Melt Fraction, creando così lungo i margini del corpo subvulcanico un sistema di simple shear che ha deformato i cristalli per dislocation glide. Oltre a ciò, durante l'esecuzione di questo lavoro si sono evidenziate delle discrepanze fra i risultati sperimentali ottenuti da Willaime & Gandais, (1977) e Kovacs & Gandais (1980) e i dati raccolti dai K-feldspati ritrovati nel laccolite di Monte Brusà. Infatti in questo sito, il magma intruso si è, ovviamente, ritrovato in condizioni di temperature e stress differenziali inferiori di quelle sperimentali riprodotte dagli autori per attivare i sistemi di slip  $\langle 100 \rangle (010)$  e/o  $\langle 101 \rangle (010)$ . I risultati ottenuti dimostrano che la deformazione raggiunta dai sanidini in condizioni naturali supera di molto lo strain raggiunto negli esperimenti dagli autori (Willaime & Gandais, 1977 e Kovacs & Gandais, 1980), già a pochi MPa di stress differenziale (circa 10 MPa).



## Abstract

According to the experiments conducted by Willaime & Gandais, (1977) and Kovacs & Gandais (1980) concerning the deformation of single crystals of sanidine under high confining pressures (1500 MPa) and subjected to differential stress variables as a function of temperature (700 °, 800 °, 900 °) it is possible to obtain the activation of the slip system  $\langle 100 \rangle (010)$  and / or  $\langle 101 \rangle (010)$ . In particular, the results obtained show the achievement of a constant strain rate at higher temperatures and at a differential stress of 340 MPa. Based on these experimental data we have tried to explain the causes activation of natural systems above slip in some deformed sanidine crystals found in the rhyolitic laccolith of Monte Brusà. Thanks to the increasingly sophisticated analyzes (analysis by light microscopy of thin sections, electron microprobe analysis, X-ray fluorescence analysis, analysis by SEM-EBSD), applied to natural deformed sanidine crystals, we arrived to propose a likely hypothesis about the cause of their natural deformation. According to this there has been a transfer of stress from the magma just outpouring from the conduit to that stagnant at the edges (at the time in conditions of Critical Reological Melt Fraction) creating along the margins of the sub-volcanic body a system of simple shear that has deformed crystals for dislocation glide. In addition, during the execution of this work discrepancies are highlighted between the experimental results obtained from Willaime & Gandais, (1977) and Kovacs & Gandais (1980) and data collected by K-feldspar found in the laccolith of Monte Brusà. In fact, in this site, the magma intrudes, of course, under conditions of temperature and differential stress lower than the experimental ones producing slip systems  $\langle 100 \rangle (010)$  and / or  $\langle 101 \rangle (010)$ . The here obtained results show that the deformation achieved by sanidines under natural conditions far exceeds the strain reached in experiments, already a few MPa of differential stress (about 10 MPa).

**1.**



# 1. Geologia e petrografia dei Colli Euganei

I Colli Euganei occupano la parte sud-occidentale della provincia di Padova, a nord delle città di Este e Monselice. Si estendono per circa 100 km<sup>2</sup> secondo un'ellisse, il cui asse maggiore è orientato nord-sud.

Insieme a Monti Berici, Marosticano e Monti Lessini, i Colli Euganei formano la Provincia Magmatica Terziaria del Veneto occidentale, quest'ultima si estende dal Lago di Garda al Fiume Brenta e da Trento ai Colli Euganei. In questa zona le magmatiti occupano attualmente un'area di poco più di 300 km<sup>2</sup>.

Nella provincia l'attività eruttiva iniziò nel Paleocene e continuò fino alla fine dell'Oligocene, articolandosi in una dozzina di fasi principali separate da periodi di stasi.

I prodotti dell'attività eruttiva basica che si rinvennero sono costituiti da basalti di colata, ialoclastiti, breccie extradiatremiche e rocce vulcanoclastiche rimaneggiate, intercalati a vari livelli della successione stratigrafica. L'età delle manifestazioni basiche è compresa tra il Paleocene superiore e l'Oligocene. Le manifestazioni paleoceniche sono limitate ad un'area ristretta (Lessini orientali e Trentino meridionale), mentre le oligoceniche si manifestarono a sud (Colli Euganei) e ad est (Marosticano).

Solo nei Colli Euganei si sviluppò un'attività differenziata acida nel corso dell'Oligocene inferiore, per questo solo qui affiorano litotipi con un contenuto in SiO<sub>2</sub> che varia da 62 peso% (wt%) fino a 75wt% come trachiti e rioliti. Oltre a queste sono presenti subordinatamente anche trachiandesiti (latiti, De Pieri et al, 1983).

I Colli Euganei si formarono in conseguenza di due distinti cicli eruttivi di età e caratteristiche diverse: un primo ciclo "Euganeo-Berico-Lessino" (inizio Eocene sup.-Oligocene inf.) con prodotti sottomarini basici ed ultrabasici, un secondo ciclo "Euganeo s.s" (fine Oligocene inf.-Oligocene medio) con corpi vulcanici e subvulcanici acidi ed intermedi (De Pieri et al, 1983).

La natura prevalentemente basica e ultrabasica suggerisce che nei Colli Euganei si sia verificato un magmatismo di tipo anorogenico, tipico di un ambiente distensivo. Difatti, contemporaneamente alle fasi vulcaniche furono attive diverse linee

tettoniche a carattere distensivo, le principali a direzione NNW-SSE e altre orientate NE-SW (De Pieri et al., 1983).

Generalmente la presenza di corpi a composizione riolitica e trachitica può essere dovuta a fusione di porzione della crosta terrestre in fase di sprofondamento, quindi in zone sedi di una tettonica compressiva. Ma, nel caso dei Colli Euganei, data l'affinità del chimismo delle rocce con zone di distensione e la tettonica distensiva interessante l'area, è possibile escludere l'ipotesi di una genesi collegata a fenomeni subduttivi. L'ipotesi più accreditata prevede una fusione parziale del mantello superiore coinvolgendo la base della crosta. Tale tesi è supportata dalla presenza di una culminazione della discontinuità di Mohorovičić. Nell'area euganea la Moho arriva ad una profondità di 25 km dalla superficie, invece di 30-40 km come avviene solitamente nei continenti. Si ritiene, allora, che i fusi primari, in seguito a processi di frazionamento in un sistema di camere magmatiche relativamente superficiale, originarono magmi acidi generalmente poveri di fenocristalli, i quali si localizzarono nelle porzioni più elevate della crosta, mentre i magmi più ricchi di cristalli feldspatici si posizionarono in zone più profonde. L'emissione avrebbe rispettato questa ripartizione spaziale: dapprima sono state emesse lave con composizione riolitica e povera in fenocristalli, poi trachiriolitica (prevalentemente da feldspato alcalino e raramente biotite e minerali opachi) e infine trachitica, più ricca in fenocristalli (Astolfi et al, 1983). Per quanto riguarda i prodotti latitici euganei, volumetricamente trascurabili, si ritiene che derivino dal mescolamento di magmi trachitici con prodotti fusi basaltici (De Pieri et al, 1983).

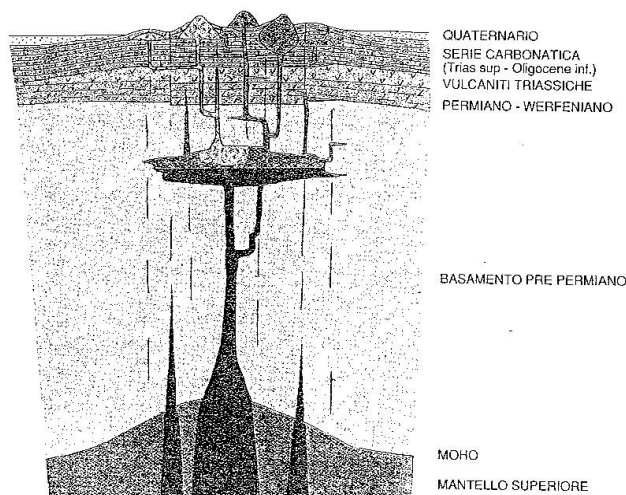


Fig. 1. Interpretazione del meccanismo di formazione dei Colli Euganei (Astolfi et al., 1983)

Nei Colli Euganei affiora un gruppo caratteristico di laccoliti. “Laccolite” è il termine utilizzato per indicare un plutone concordante a forma di lente piano-convessa avente diametro da qualche centinaio di metri fino a oltre 5 km e spessore massimo compreso tra le decine e le centinaia di metri.

I laccoliti si formano per risalita, intrusione ed espansione laterale, attraverso discontinuità, di un magma. Le rocce sovrastanti risultano sollevate e assumono una conformazione a cupola. Il magma generante laccoliti s'intrude generalmente in prossimità della superficie, a profondità dell'ordine delle centinaia di metri.

In generale quando il magma s'insedia in una zona opportuna senza collegamenti con la superficie, si realizzano le condizioni di formazione di ammassi intrusivi (plutoni). Il contrasto di densità tra liquido in movimento e solido attraversato, costituisce uno dei parametri che più fortemente condizionano la mobilità dei magmi. È quindi chiaro che la crosta continentale sarà il luogo privilegiato della messa in posto di ampi plutoni consolidati da magmi relativamente meno densi, come quelli acido-intermedi che risalgono per lo più nella crosta con lento movimento diapirico. La messa in posto dei plutoni è la conclusione della storia di risalita del magma. Per semplificare è possibile distinguere due casi fondamentali: le intrusioni permesse e le intrusioni forzate. Le prime sono insediamenti passivi del magma in spazi aperti dal collasso di porzioni rocciose sovrastanti, che sprofondano lasciando lo spazio finale all'insediamento del magma. Il magma è sufficientemente fluido da permettere lo scambio di posto, fluendo lungo fratture senza esercitare importanti spinte eruttive deformanti sulle rocce incassanti. Al contrario, le intrusioni forzate esercitano una spinta nell'atto di insediamento finale, sulle pareti e sul tetto, provocando deformazioni meccaniche e/o duttili nelle rocce incassanti. Ciò coincide con un'alta viscosità del magma, anche legata ad una avanzata cristallizzazione e a uno scarso influsso dei componenti volatili. La messa in posto è connessa alla continuazione della spinta intrusiva del magma premente dal sotto. Anche entro la massa magmatica, in buona parte già solidificata, si hanno deformazione dei cristalli e degli xenoliti presenti, che si stirano e si orientano.

La messa in posto di un laccolite è un'intrusione di tipo forzata, subvulcanica-ipoabissale. In campagna un laccolite è riconoscibile per la subconcordanza con l'incassante, inarcato e spostato dalla spinta intrusiva, per l'orientazione al bordo dei cristalli e degli xenoliti, per le fratturazioni interne disposte ad arco e a raggio dell'arco.

## 2. Sito di campionamento: Cava di Monte Brusà

Il Monte Brusà, situato fra i comuni Bresseno e Torreglia, fa parte del gruppo collinare del Lonzina comprendente rilievi di diversa litologia e genesi. Di tale complesso fanno parte il Colle Lonzina e il Monte delle Are in trachite, il Monte Brusà ed il Monte Campana in riolite alcalina, il Monte Sengiari in latite e il Monte Moscalbò dove si rinviene basalto. Il Monte Brusà rappresenta un esempio di laccolite. Dal punto di vista geomorfologico il complesso collinare di cui fa parte, è separato dal gruppo centrale dei Colli Euganei dalla valle alluvionale detta Vallarega. L'allineamento N-S dei colli Brusà e Campana è molto evidente e rispecchia una delle direttrici tettoniche più comuni nei Colli (Fig. 2).

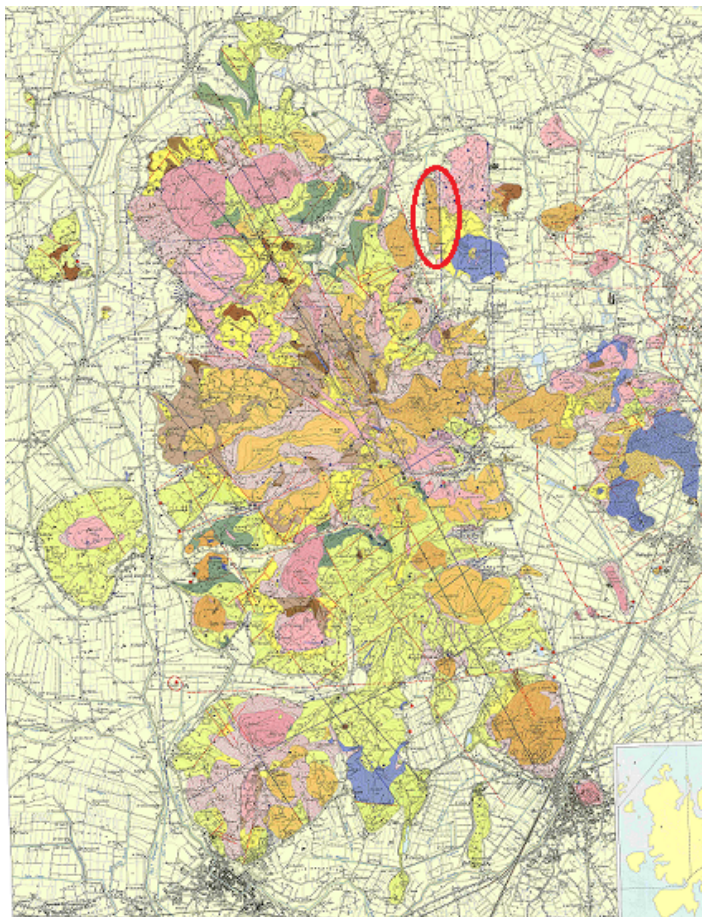


Fig. 2. Carta geologica dei Colli Euganei alla scala 1:25.000 (Piccoli et al., modificato)

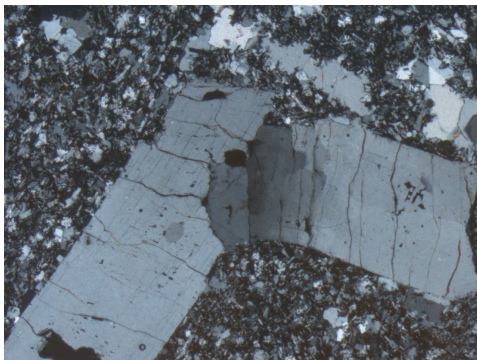
Nel Monte Brusà risiede una cava di riolite alcalina, la cui attività di escavazione è da tempo cessata. L'attività antropica ha reso visibile la fessurazione colonnare della

riolite alcalina fenomeno dovuto alla contrazione del magma durante il raffreddamento (Fig. 3)



Fig.3. Fessurazione colonnare della Cava di Monte Brusà

Ma tale località deve essere citata anche per la presenza di fenocristalli di K-feldspato deformati dato che il loro abito raramente si presenta a forma di tavoletta (Piccoli et al., 1981), più spesso risulta essere arcuato (Fig.4a, b).



— =500  $\mu\text{m}$

Fig. 4a. Sanidino deformato. Formazione di sub-grains nella parte sinistra.



— =200  $\mu\text{m}$

Fig. 4b. Sanidino deformato. Sub-grains nella parte centrale, estinzione ondolata a destra dei sub-grains.

Per questo la cava di riolite di Monte Brusà è stata scelta come sito di campionamento. I campioni raccolti sono stati impiegati per analisi al microscopio ottico di sezioni sottili, analisi alla microsonda elettronica (EMPA), analisi mediante fluorescenza ai raggi X (XRF), analisi al SEM-EBSD. Per le osservazioni al microscopio ottico e le

analisi EBSD sono stati raccolti anche dei campioni orientati, in modo da capire l'orientazione dei cristalli di sanidino rispetto alla direzione e al piano di flusso del magma (Fig. 5).



Fig. 5. Campione orientato di riolite della cava di Monte Brusà. La direzione del flusso è ortogonale al piano dell'immagine e il piano di flusso è sub-orizzontale.

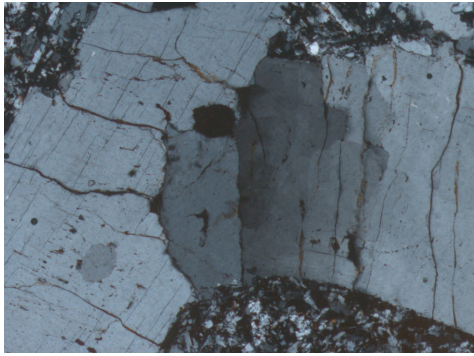
### 3. Osservazioni al microscopio ottico: le sezioni sottili

Mediante l'analisi al microscopio ottico in luce trasmessa sono state osservate le sezioni sottili dei campioni raccolti alla cava di riolite di Monte Brusà. Per creare tali sezioni i campioni hanno subito un primo taglio grossolano con le troncatrici per ottenere delle scaglie di roccia spesse un centimetro circa. Questa sezione grossolana viene montata su di un vetrino portaoggetti da laboratorio, dopo di che viene asportata, con una sega da retrotaglio, la parte eccedente, quindi lavorata con mole diamantate e abrasivi fino a ridurre il suo spessore a 30 micrometri.

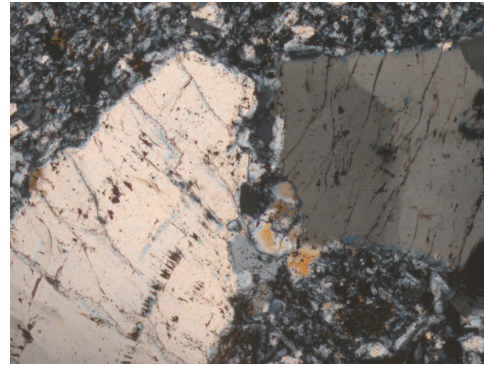
Al microscopio in luce trasmessa, le tre sezioni sottili, ricavate dai diversi campioni raccolti alla cava, evidenziavano una riolite con tipica composizione felsica e tessitura olocristallina: si sono osservati fenocristalli di feldspato alcalino, soprattutto sanidino, il polimorfo di K-feldspato di alta temperatura, rarissimi cristalli di biotite, di dimensioni minori rispetto ai precedenti tectosilicati, e rari minerali opachi, immersi in una matrice microcristallina composta da quarzo, feldspato alcalino, talora biotite.

Dall'analisi microscopica si evince che i campioni analizzati appartengono a una comune riolite. Particolarità che accumuna queste sezioni sottili, distinguendole da sezioni di altri campioni raccolti in altre cave dell'area euganea, è la presenza di feldspati alcalini deformati (Fig. 4a, b): questi feldspati spiccano per la loro forma

arcuata, distinguendosi da altri cristalli di K-feldspato, trovati nelle medesime sezioni, che presentano il tipico abito tabulare dei feldspati. I feldspati alcalini non-deformati mostrano una tipica estinzione retta, al contrario dei K-feldspati deformati. Questi ultimi mostrano estinzione ondulata, formazione di sub-grain boundaries e ricristallizzazione per sub-grain rotation e bulging nelle porzioni di più alto strain (Fig. 6a, b).



— =500  $\mu\text{m}$   
 Fig. 6a. Sanidino deformato con estinzione ondulata e presenza di sub-grains. I sub-grains boundaries sono orientati N-S.



— =500  $\mu\text{m}$   
 Fig. 6b. Nelle porzioni con più alto strain si osserva una ricristallizzazione per sub-grain rotation e per bulging.

Dal campione orientato sono state ricavate due sezioni: una parallela e una perpendicolare al piano di flusso del magma. Nella figura 5 il piano di flusso è sub-orizzontale e la direzione di flusso è ortogonale al piano dell'immagine. La figura 7 mostra i tagli eseguiti sul campione orientato.

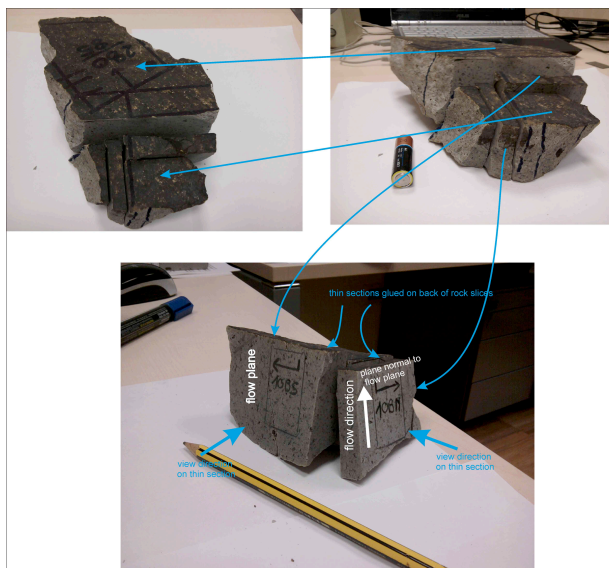


Fig. 7. Campione orientato di riolite. L'immagine in basso mostra il piano di flusso (sub-orizzontale in campagna) e la direzione di flusso del magma riolitico.

Dalla sezione sottile tagliata parallelamente al piano di flusso del magma è possibile osservare che molti cristalli di K-feldspato sono disposti in maniera casuale (Fig. 5). Tuttavia, osservando la sezione sottile tagliata perpendicolarmente al piano di flusso e parallelamente alla direzione di flusso riconosciuta macroscopicamente sul terreno, è possibile riconoscere che molti micro- e macro-fenocristalli di sanidino sono isorientati in tale direzione. I microfenocristalli tracciano la foliazione magmatica, e questa è orientata NW-SE in figura 8.

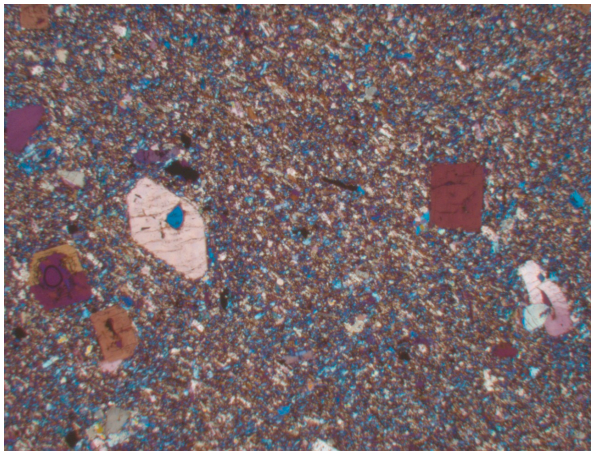


Fig. 8. Microfenocristalli di sanidino tracciano la foliazione magmatica. Sezione tagliata ortogonalmente alla foliazione magmatica e parallelamente alla direzione di flusso. Microfotografia a nicol incrociati e compensatore 1λ inserito.

— = 500 μm

La deformazione dei macrofenocristalli di sanidino (Fig. 6) è accompagnata dalla formazione di una foliazione blanda e spaziata, orientata circa ortogonalmente rispetto la foliazione magmatica (Fig. 9).

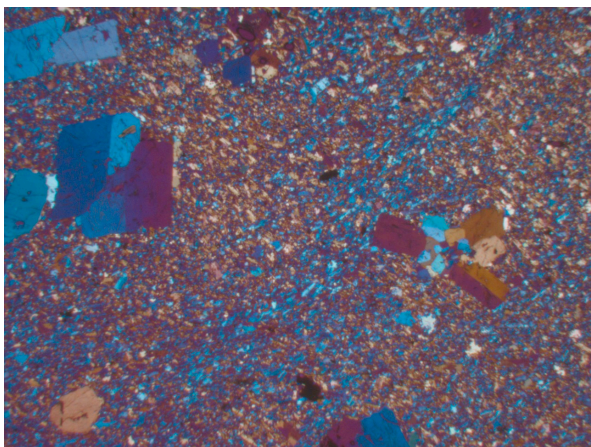


Fig. 9. È evidente come la foliazione magmatica (NW-SE) è trasposta in direzione NE-SW attorno ad un agglomerato di fenocristalli di sanidino. In campagna tale foliazione è subverticale. Microfotografia a nicol incrociati e compensatore 1λ inserito.

— = 500 μm



## 4. Analisi mediante spettroscopia a raggi X (XRF)

La spettroscopia a fluorescenza a raggi X (XRF- “X-Ray Fluorescence spectroscopy” o “X-Ray Fluorescence”) è una tecnica di analisi non distruttiva che permette di conoscere la composizione elementare di un campione attraverso lo studio della radiazione di fluorescenza X. Si usa, infatti, per la determinazione degli elementi maggiori, aventi concentrazioni variabili fra 0,1wt%, fino ad alcune decine di unità percentuali, e la determinazione degli elementi minori e in tracce aventi concentrazioni di qualche ppm. Per essere analizzato il campione deve essere innanzitutto macinato sino ad ottenere una polvere fine: si compie una prima macinatura grossolana che sminuzza il campione fino ad ottenere un granulato di dimensione millimetrica, che viene poi inserito in un macinatore a tungsteno, in grado di produrre una polvere finissima (“taglia cipria”). Questa viene fusa per formare una pasticca circolare, che viene, infine, irraggiata, con raggi X, i quali vengono in buona parte assorbiti dal campione. L’energia assorbita determina l’emissione di uno spettro di radiazione di fluorescenza X caratteristico per ciascuno degli elementi presenti nel campione. L’analisi per fluorescenza X di un campione implica l’identificazione delle varie linee spettrali e l’attribuzione delle stesse agli elementi emettitori che compongono il campione.

Lo spettro X complessivo generato da un campione che contiene due o più elementi può essere molto complesso ed essere costituito da molte linee spettrali. Un tale spettro deve essere risolto nelle linee spettrali componenti, in maniera tale che sia possibile identificare gli elementi emettitori sulla base delle lunghezze d’onda di emissione caratteristiche per ciascuno elemento. La risoluzione delle righe spettrali si effettua con uno spettrometro X costituito da un cristallo detto “cristallo analizzatore” che ha la funzione di diffrangere la radiazione X di fluorescenza. L’intensità e la posizione delle righe spettrali diffratte dal cristallo sono misurate tramite un contatore di raggi X. Lo spettro ottenuto viene visualizzato su di un videoterminale, dove si procede all’identificazione dei vari elementi.

Oltre all’analisi qualitativa, questa tecnica permette di compiere anche un’analisi di tipo quantitativo. In questo caso l’intensità di ciascuna delle righe X emesse dagli elementi presenti nel campione deve essere confrontata quantitativamente con quella registrata su campioni a composizione nota (detti “standard”) e costituiti dagli stessi elementi.

In questa tesi si è usata la tecnica della spettrometria a fluorescenza a raggi X per compiere un'analisi quantitativa su un campione di roccia raccolto alla Cava di Monte Brusà. La composizione chimica del campione analizzato è stata riportata in un diagramma Total-Alkali-Silica (TAS) insieme ad alcune rocce campionate in altre zone dei Colli Euganei.

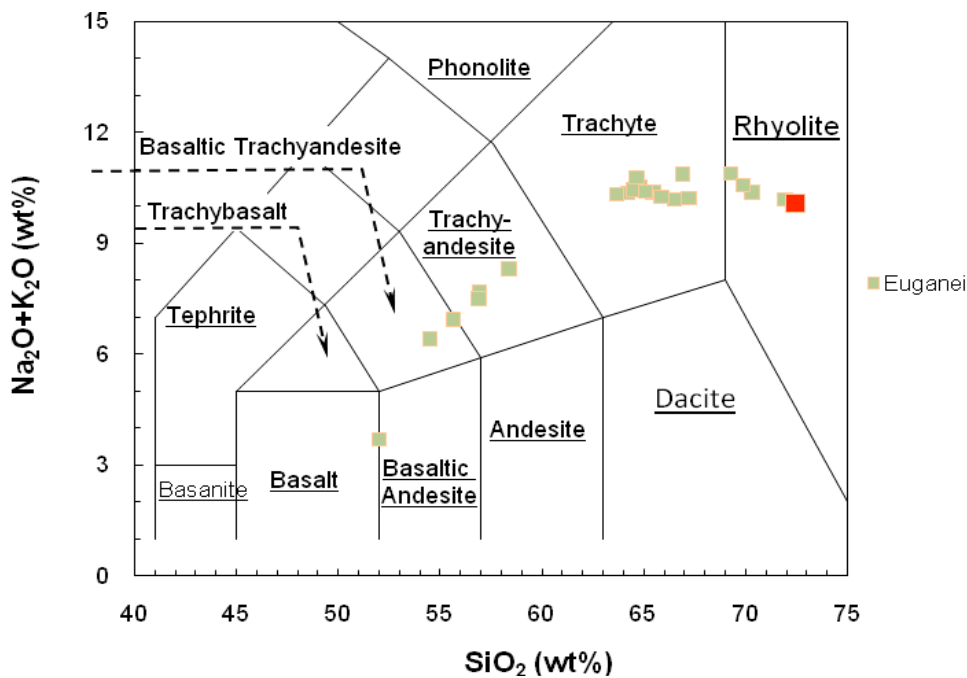


Fig. 10. Campioni di rocce raccolte in varie cave dei Colli Euganei plottati in un diagramma TAS. Il campione della Cava di Monte Brusà è stato evidenziato in rosso.

Come si evince dal diagramma soprastante il campione di roccia risulta essere una riolite alcalina, questo conferma i risultati riscontrati in letteratura (De Pieri et al, 1983; Piccoli et al, 1981). Inoltre, si osserva che la roccia di Monte Brusà è il campione più ricco in silice e quindi quello probabilmente più differenziato fra gli altri analizzati.

## 5. Analisi mediante microsonda elettronica (EMPA)

La Microsonda elettronica (EMPA-“Electron Microprobe Analysis”) è l'apparecchiatura utilizzata per la determinazione della composizione chimica dei minerali. Questa è un'analisi puntuale che permette di ottenere delle mappe della distribuzione degli elementi (mappe X) in modo da evidenziare variabilità composizionali all'interno di un minerale (zonature). Il suo principio di funzionamento è basato sull'emissione di radiazioni caratteristiche da parte dei costituenti chimici, in seguito al bombardamento di un fascio elettronico ad alta energia, ottenuto per effetto termoionico da un filamento di tungsteno e focalizzato, tramite una serie di lenti elettromagnetiche in una colonna sottovuoto, verso l'anodo dove è posizionato il campione preparato in sezioni lucide. Il campione colpito emette raggi X, aventi lunghezza d'onda caratteristica degli elementi presenti, che vengono captati da dei rilevatori (spettrometri a cristalli o detector a silicio). I dati vengono elaborati tramite software di analisi per l'acquisizione e la correzione dei dati sperimentali.

Per questa tecnica il campione è stato preparato in sezioni lucide sulla cui superficie è stato depositato un sottile film in grafite (invisibile per la microsonda), tramite questo processo di grafitizzazione si rende il campione un conduttore evitando che venga danneggiato dall'intenso fascio elettronico.

Usando tale tecnica sia in un cristallo di K-feldspato deformato e che in un cristallo di K-feldspato non deformato, provenienti dallo stesso campione raccolto alla cava di Monte Brusà, è emerso che i cristalli presentano la medesima composizione. Si esclude, così, l'ipotesi che la causa della deformazione dei cristalli di sanidino sia collegabile a differenze composizionali. È, allora, evidente che la presenza o assenza di deformazione in cristalli di K-feldspato in stesso campione non sia da attribuire a due generazioni distinte di feldspati alcalini (ad esempio una cristallizzata precedentemente e l'altra tardiva) ma sia, invece, da attribuire a un diverso orientamento dei vari cristalli: solo i cristalli aventi orientazione non ortogonale allo stress compressivo subito presenteranno una deformazione. Nei grafici sottostanti si evince che tutti i cristalli di sanidino sono costituiti circa il 60% da albite e circa il 35% da ortoclasio.

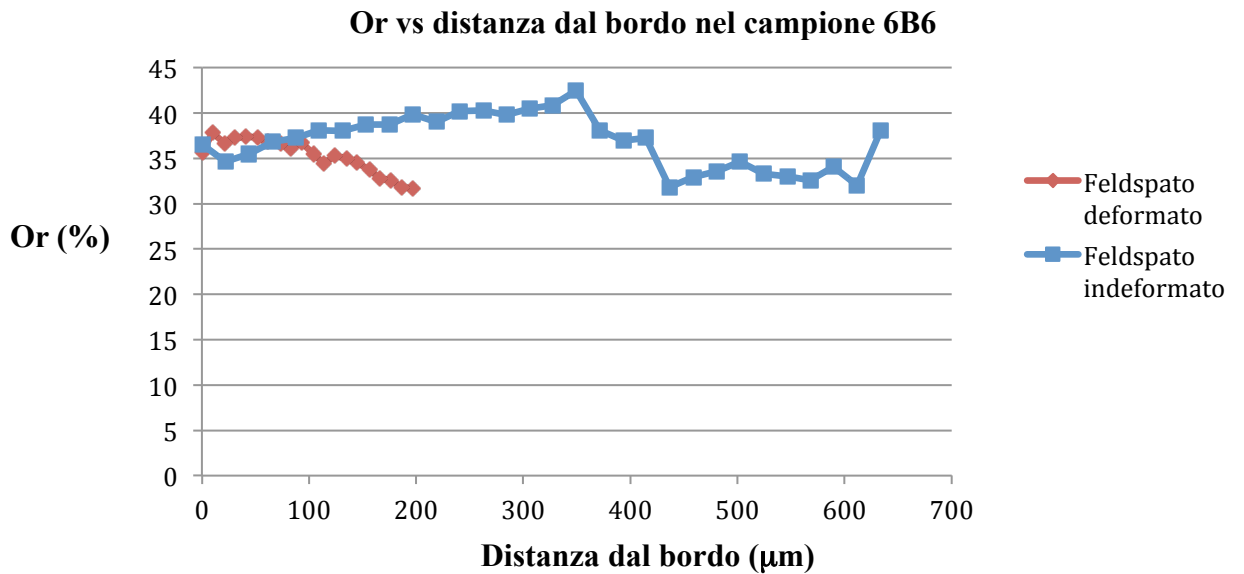
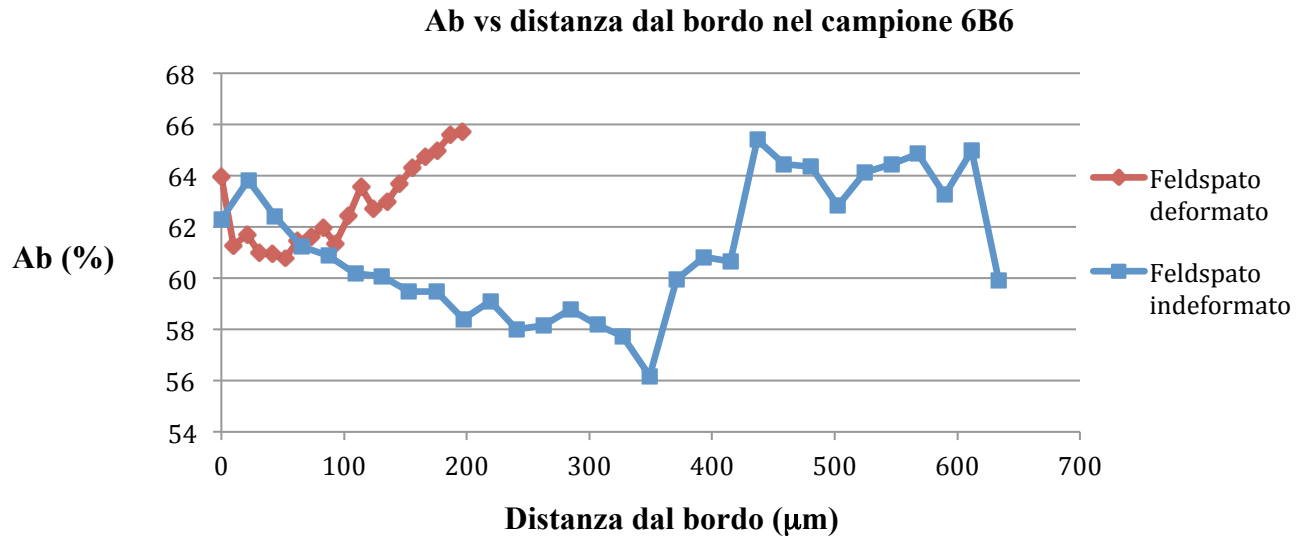


Fig. 11 (sopra) e 12 (sotto). Composizione in albite e in ortoclasio vs. distanza dal bordo, di un cristallo di K-feldspato deformato e di un cristallo di K-feldspato non deformato appartenenti allo stesso campione di roccia raccolta nella Cava di Monte Brusà.

## 6. Analisi mediante EBSD

In un microscopio a scansione elettronica (SEM-scanning electron microscope), un fascio elettronico, ottenuto per effetto termoionico da un filamento di tungsteno, colpendo un materiale cristallino, crea una sorgente omnidirezionale di elettroni scatterati. Tale diffrazione elettronica si verifica simultaneamente su tutti i piani reticolari nel campione. Gli elettroni retrodiffusi (backscattered electrons), diffratti dal campione, formano dei pattern che vengono proiettati su uno schermo al fosforo. Questa tecnica è detta “diffrazione elettronica retrodiffusa” (EBSD- electron backscatter diffraction). Effetti di diffrazione di questo genere sono causati dai singoli granuli cristallini e i pattern per ogni singola specie di minerale variano in funzione della diversa orientazione dei cristalli.

La tecnologia EBSD, installata su microscopio elettronico a scansione consente di eseguire analisi puntuali su particelle di dimensioni inferiori al micron, ottenendo informazioni relative al reticolo cristallino del materiale analizzato come la misura dell'orientazione cristallografica dei singoli minerali formanti le rocce (Prior et al.1999).

Oggi, EBSD è considerata una tecnica analitica di grande importanza che permette di raccogliere dati inaccessibili per i normali strumenti ottici, fornendo informazioni fondamentali negli studi petrologici e petrografici riguardanti: identificazione delle fasi, meccanismi di deformazione, processi di crescita nelle rocce metamorfiche e magmatiche (Prior et al.1999).

La tecnica EBSD risulta essere laboriosa e richiede tempo oltre che molta attenzione. È necessario adottare particolari accorgimenti durante ogni passaggio, dalla preparazione del campione fino all'acquisizione dei dati, in modo da ottenere dei risultati attendibili. Innanzitutto per accedere ad una qualsiasi informazione cristallografica usando un SEM è necessario avere un reticolo cristallino non danneggiato che si estenda entro pochi nanometri della superficie del provino. Il campione viene trattato con metodi di pulitura chimici-meccanici (es. SYNTON polishing) che forniscono una superficie esente da danneggiamenti per molti minerali formanti rocce, le normali procedure meccaniche di pulitura danneggerebbero i reticoli cristallini (Prior et al.1999). La sezione sottile così preparata viene inserita all'interno del SEM e tiltata di  $70,5^\circ$ , in modo da ottenere la resa ottimale degli elettroni scatterati portatori del segnale cristallografico (Prior et al.1999). Una volta individuata l'area da analizzare si procede con l'indicizzazione, in modo da identificare l'orientamento del cristallo analizzato.

Con il programma EBSD, le bande raffigurate possono essere rivelate manualmente oppure tramite una procedura di routine chiamata “trasformata di Hough”. Nell’immagine ottenuta gli angoli fra bande rappresentano angoli tra piani del reticolo. Tali angoli vengono confrontati con dei valori teorici precedentemente impostati dall’operatore. Quando la posizione fra tre bande risultano note, può essere stabilita una soluzione dell’orientamento.

Un’ulteriore funzione dell'EBSD è la mappatura delle informazioni raccolte da una griglia o da una riga stabilita di punti sul campione. Per procedere si decidono: l'area del campione e i parametri da raccogliere. Il sistema scandisce automaticamente il fascio elettronico di conseguenza, e in ciascun punto l'informazione di orientamento viene immagazzinata in un insieme di dati, utilizzato per generare mappe, carte e diagrammi.

Una griglia di informazioni può essere usata per ricostruire la microstruttura del campione. La ricostruzione può essere eseguita mediante pixel colorati sulla base di tavole di consultazione basate su angoli di Eulero, figure polari, ecc. (Prior et al.1999).

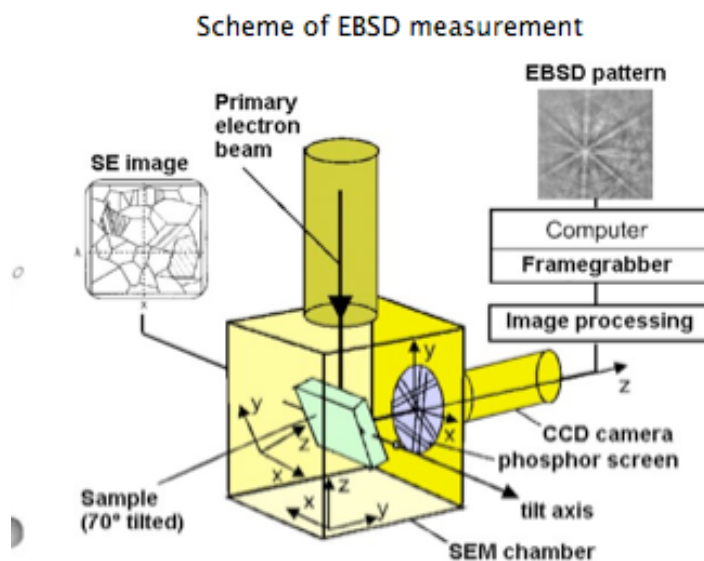


Fig.13 Schema rappresentativo dell’interno di un SEM associato a EBSD.

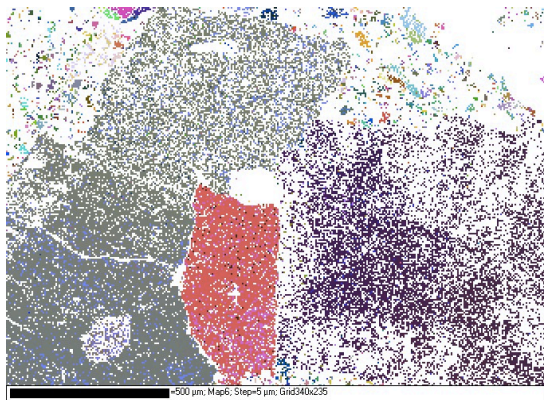
## 7. Risultati tramite l'analisi EBSD

Nel seguente lavoro la tecnica EBSD è stata utilizzata per la ricerca di un sistema di slip in un minerale K-feldspato deformato in un campione di riolite di Monte Brusà.

Le geometrie risultanti dall'analisi sono state utilizzate per ottenere informazioni circa i sistemi di slip di deformazione in materiali che sono stati deformati da dislocation glide.

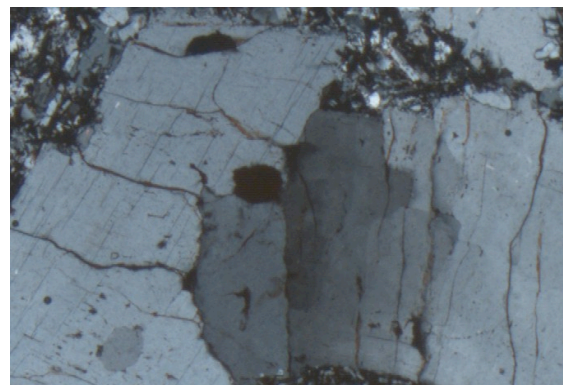
Si è compiuta innanzitutto una mappatura EBSD (Fig.1a) per risalire al grado di misorientazione cristallografica fra le diverse porzioni del K- feldspato deformato (Fig. 1b) .

La mappa mostra tre zone di colore diverso: una zona grigia rappresentante una porzione di sanidino indeformato, una zona estesa di colore viola in corrispondenza del sanidino deformato e infine una zona centrale rosa corrispondente, probabilmente, a un dominio ricristallizzato per “subgrain rotation recrystallization”. Le zone bianche sono aree non indicizzate, o perché il minerale analizzato non era sanidino (in alto a destra in Fig. 14a) oppure perché il pattern di diffrazione era di bassa qualità.



— = 500 μm

Fig. 14a. Mappa EBSD. Colori differenti corrispondono ad orientazioni cristallografiche differenti. Il colore violaceo corrisponde all'area caratterizzata da sub-grains (Fig. 14b). La variazione cristallografica modesta (complessivamente  $< 20^\circ$ ) indica che in quella parte del cristallo la deformazione interna è stata recuperata attraverso la formazione di sug-grain boundary walls orientati N-S. Il colore lilla nella parte centrale indica invece una porzione di cristallo ricristallizzata.

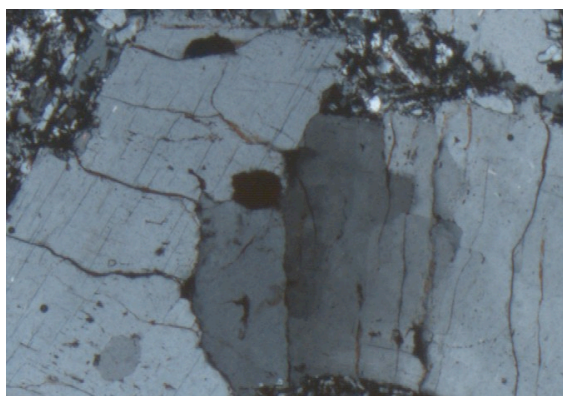


— = 500 μm

Fig. 14b. Immagine a nicol incrociati dell'area analizzata con EBSD.

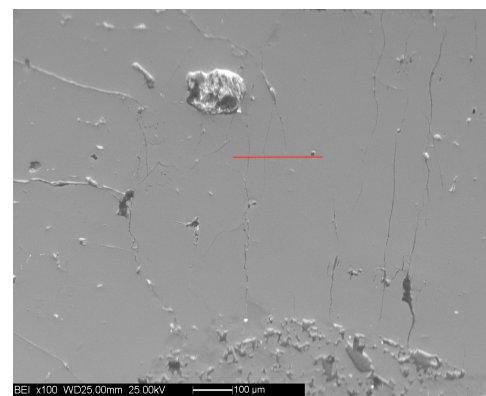
Si è poi proceduto all'indicizzazione, per identificare l'eventuale esistenza di una variazione sistematica dell'orientamento del cristallo deformato. Infatti la presenza di una dispersione dei dati cristallografici lungo un cerchio minimo nelle figure polari è considerata una indicazione per l'attività del dislocation glide.

Verificare l'esistenza di questo possibile meccanismo di deformazione è stato l'obiettivo primario dell'analisi EBSD. Pertanto, sono stati raccolti in modo automatizzato dati EBSD con un passo di 500 nm lungo un profilo analitico orientato ortogonalmente rispetto i limiti dei sub-granuli identificati al microscopio petrografico(Fig. 15a, b):



— = 500 µm

Fig. 15 a. Il profilo EBSD (vedi 15b) passa attraverso i sub-grains evidenti nella parte



— = 100 µm

Fig. 15b. Immagine BSE. Traccia del profilo EBSD in rosso.

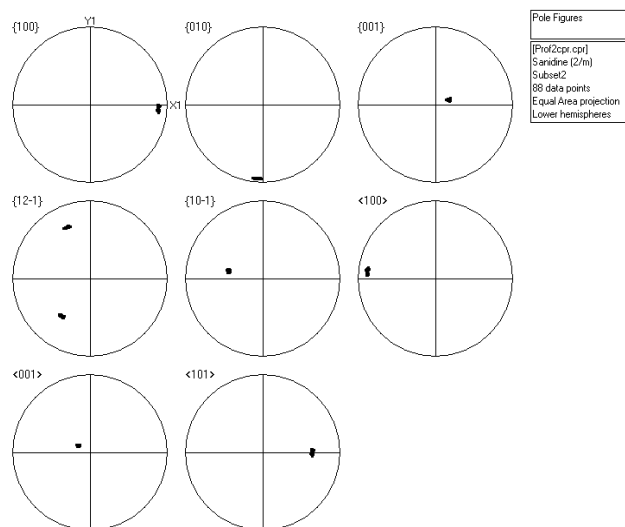


Fig. 15c. Figure polari dei più importanti piani e delle più rilevanti direzioni cristallografici nel Sandidino. E' evidente che i poli (010) sono dispersi parallelamente al cerchio primitivo.

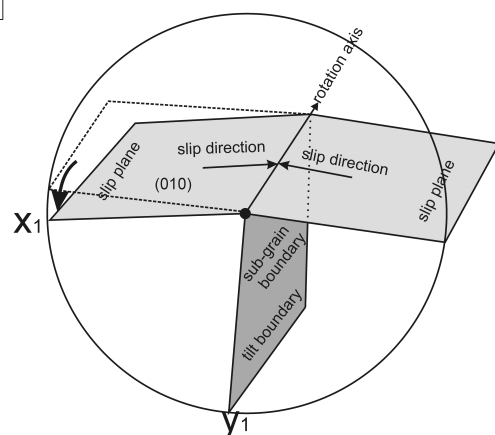


Fig. 15d. Sketch interpretativo dei dati EBSD. Il piano di slip è (010), e le possibili direzioni di slip sono <100> oppure <101>. Il tilt boundary è parallelo a Y1.



I dati cristallografici ottenuti lungo il profilo sono stati proiettati nell'emisfero inferiore della figura polare ad ugual area (Figura 15c). L'orientazione della figura polare è tale che l'asse verticale Y1 è sostanzialmente parallelo ai limiti dei sub-granuli del Sanidino deformato (confronta 15a, 15b). Parallelamente a questi limiti si sono imposte le fratture evidenti nella immagine BSE (Fig 15b). La figura polare mostra come i poli ai piani (010) sono dispersi lungo un cerchio che coincide in buona approssimazione con il cerchio primitivo della figura polare. I piani (010) sono pertanto orientati entro  $10^\circ$  parallelamente all'asse orizzontale X1 della figura polare. Se si ipotizza che i piani (010) sono i piani di slip (Fig. 16d), allora i limiti dei sub-granuli sarebbero dei "tilt boundaries" che contengono un'asse di rotazione prossimo alla direzione  $\langle 001 \rangle$  (Fig.16c). La direzione di slip deve invece essere contenuta nel piano di slip (Fig. 16d) e essere a un alto angolo dall'asse di rotazione (Fig. 15d). Due direzioni cristallografiche soddisfano queste necessità geometriche (Fig. 15c): una è la direzione  $\langle 100 \rangle$ , l'altra la direzione  $\langle 101 \rangle$ . Willaime & Gandais (1977) e Kovacs & Gandais(1980) hanno studiato sperimentalmente i sistemi di slip attivi nel sanidino a temperature tra  $700^\circ$  e  $900^\circ$ , strain rates tra  $1 - 2 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$  e a pressione di confinamento di 1500 MPa. Questi autori hanno constatato che i sistemi  $\langle 100 \rangle$  (010) e  $\langle 101 \rangle$ (010) sono tra i più semplici da attivare. È pertanto verosimile che nel sanidino studiato sia stato attivato uno di questi due sistemi di slip durante la deformazione plastica osservata.

## 8. Conclusioni

I sistemi di slip  $\langle 100 \rangle (010)$  e/o  $\langle 101 \rangle (010)$ , riconosciuti da Willaime & Gandais (1977) e Kovacs & Gandais (1980) come sistemi di semplice attivazione, sono verosimilmente stati attivi durante la deformazione dei sanidini nella riolite della Cava di Monte Brusà. In questo contesto bisogna però menzionare che esistono fortissime discrepanze riguardo le condizioni di deformazione imposte durante gli esperimenti dei sopra indicati autori e quelle potenzialmente raggiunte durante la messa in posto della laccolite di Monte Brusà. Gli esperimenti sono stati svolti ad alte pressioni di confinamento (1500 MPa) e stress differenziali variabili in funzione della temperatura (700°, 800°, 900°). Alle più alte temperature una costante velocità di deformazione è stata raggiunta ad uno stress differenziale di 340 MPa, pur riconoscendo che una modesta deformazione plastica ( $\epsilon < 1,6\%$ ) è stata ottenuta anche a stress differenziali molto più bassi. La quantità di strain ottenuta durante la deformazione dei sanidini della riolite di Monte Brusà è decisamente maggiore di quelli minimi e verosimilmente anche di quelli massimi raggiunti durante gli esperimenti. Questo è facilmente calcolato considerando esclusivamente la parte centrale del sanidino evidenziato in Figura 16.

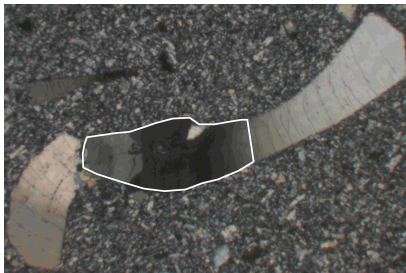


Fig.16. Sanidino deformato. La parte contornata in bianco ha accomodato il raccorciamento subito per dislocation glide come evidenziato dalla formazione di sub-grains. La retrodeformazione della forma bombata richiede un'estensione del 20% per conservare l'area.

— = 200  $\mu\text{m}$

In questa parte centrale caratterizzata da estinzione ondulata e formazione di sub-grains la deformazione è interamente accomodata dal dislocation glide. Considerando che il sanidino in questa porzione prima della deformazione plastica doveva aver avuto una forma rettangolare con un lato corto circa identico alla parte non bombata, si può calcolare che, per una conservazione dell'area il sanidino deve essere stato raccorciato del 20%. Questa conclusione comporta che nel sanidino il

“dislocation glide” può essere attivato a stress differenziali molto più bassi di quelli applicati nei lavori sperimentali sopra indicati

È pertanto interessante chiedersi quali forze possano aver condotto alla deformazione dei cristalli di K-feldspato. È ipotizzabile:

- 1) Il crollo del tetto del laccolite: una possibile forza potrebbe esser stata il crollo del tetto della laccolite nella fase finale della intrusione magmatica, quando la pressione del magma non era più in grado a contrastare la pressione litostatica esercitata dagli strati di copertura sovrastanti. In questo caso lo stress massimo a disposizione sarebbe stato quello della pressione litostatica, che, considerando uno spessore massimo di 440m tra Rosso Ammonitico (30m), Biancone (200m), Scaglia rossa (80m) e Marne euganee (max 130m), ammonta a circa 10 MPa. Tuttavia, questa ipotesi viene smentita fin dall'inizio dall'orientamento dei cristalli di K-feldspato deformati, in quanto orientati nel piano di flusso sub orizzontale. Per giustificare una loro deformazione durante il crollo del tetto, i fenocristalli di sanidino avrebbero dovuto essere orientati ad un alto angolo rispetto la direzione di raccorciamento, e pertanto essere stati orientati in direzione sub-verticale.
- 2) Tettonica compressiva: in un regime distensivo, tale da permettere una risalita del magma riolitico, si sarebbe succeduto immediatamente uno sforzo compressivo che avrebbe deformato i cristalli. Quest'ipotesi è poco probabile, dato che una simile sequenza di eventi in un'area spaziale e temporale ristretta si verifica difficilmente.
- 3) Pressione del magma che ha riempito il laccolite: la maggior parte della pressione esercitata dal magma è stata sfruttata per sollevare le coperture sedimentarie soprastanti. La pressione eccedente esercita una spinta contro i bordi del laccolite, dove il magma è in via di raffreddamento: qui si innesca un meccanismo di simple shear destro. Il trasferimento di stress, dal magma appena fuoriuscito dal condotto a quello stagnante ai bordi, risulta efficace solo se il magma più antico risulta parzialmente cristallizzato (la matrice deve essere cristallizzata almeno per il 60%). In questo modo il magma si comporta come un solido piuttosto che come un fluido (Critical Rheological Melt Fraction). Così ad una temperatura inferiore

alla temperatura del magma, ma sufficientemente alta da consentire ancora una deformazione plastica (600°C), sarebbe avvenuta una deformazione duttile che ha portato, oltre ad una blanda foliazione perpendicolare al flusso del magma, alla deformazione duttile dei cristalli di K-feldspato orientati lungo la direzione di massimo accorciamento del simple shear. In questo caso lo stress disponibile non può che essere stato di pochi MPa (Fig. 17).

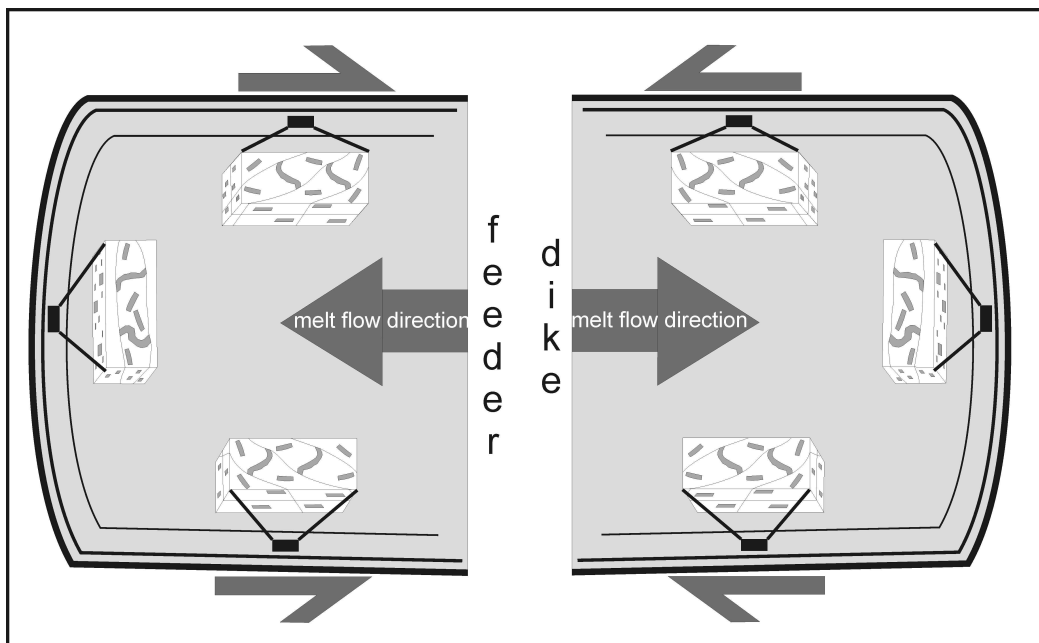


Fig. 17. Modello della deformazione dei feldspati alcalini in camera magmatica

## Bibliografia

Astolfi G., Colombara F., (1983) La geologia dei Colli Euganei, Editoriale Programma, 19-31.

D'Amico C., Innocenti F., Sassi F. P., (2004) I corpi plutonici e ipoabissali – Magmatismo e Metamorfismo, Utet, 76-78.

D'Amico C., Innocenti F., Sassi F. P., (2004) La messa in posto dei plutoni – Magmatismo e Metamorfismo, Utet, 83-87.

De Pieri R., Gregnanin A., Sedea R., (1983) Guida alla escursione sui Colli Euganei *Mem. Soc. Geol.It.*, 371-381.

De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M., (1976) Aspetti petrogenetici del vulcanesimo terziario veneto. *Memoria degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, Vol. XXX, 3-27.

Klein C., (2008) Fluorescenza di raggi X- Mineralogia, ed. Zanichelli, 308-310.

Klein C., (2008) Microsonda elettronica (EMPA)- Mineralogia, ed. Zanichelli, 310-311.

Kovacs M. P., Gandais M., (1980) Transmission electron microscope Study of experimentally deformed K-Feldspar single crystal – The (12-1)[101] and (010)[100] Slip Systems *Physics and Chemistry of Minerals*, Vol. 6, 61-76.

Piccoli G., Sedea R., Bellati R., Di Lallo E., Medizza F., Girardi A., De Pieri R., De Vecchi Gp., Gregnanin A., Piccirillo E.M., Norinelli A., Dal Prà A., (1981) Note illustrative della carta geologica dei Colli Euganei alla scala 1: 25.000. *Memorie di Scienze Geologiche*, Vol. XXXIV, 523-546.

Prior D. J., Boyle A., Brenker F., Cheadle M. C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G. J., Reddy S., Spiess R., Timms N. E., Trimby P., Wheeler J., Zetterstrom L., (1999),

The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, Vol 84:1741-1759.

Scandale E., Gandais M., Willaime C., (1983) Transmission electron microscope Study of experimentally deformed K-Feldspar single crystal - The (010)[001], (001)  $\frac{1}{2}$  [-110], (110)  $\frac{1}{2}$  [-112] and [1-11]  $\frac{1}{2}$  [110] Slip Systems *Physics and Chemistry of Minerals*, Vol. 9, 182-187.