



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

**FACOLTA' DI SCIENZE MM.FF.NN.**

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN SCIENZE GEOLOGICHE

**Petrografia e mineralogia delle rocce  
magmatiche di Phenai Mata (Deccan  
settentrionale, India).**

*Relatore: prof. Andrea Marzoli*

*Laureando: Michele Gottardi*

Anno Accademico 2011-2012

# Indice:

|  |            |
|--|------------|
| 1. Introduzione  |            |
| 1.1 Deccan Traps: inquadramento geologico                            | pg. 3      |
| 1.2 Le rocce di Phenai Mata  | pg. 5      |
| 2. Analisi sezioni sottili:  |            |
| 2.1 Introduzione   | pg. 8      |
| 2.2 PL2 “Sienite a nefelina”   | pg. 8      |
| 2.3 PL3 “Gabbro”   | pg. 10     |
| 2.4 PL9 “Gabbro”   | pg. 12     |
| 2.5 PL10 “Gabbro”  | pg. 14     |
| 2.6 PL48 “Tinguaite”   | pg. 16     |
| 3. Analisi in microsonda elettronica                                 |            |
| 3.1 Introduzione   | pg. 18     |
| 3.2 Analisi dei clinopiroseni e stima della P-T di cristallizzazione | pg. 19     |
| 3.3 Analisi degli anfiboli e stima delle P di cristallizzazione      | pg. 21     |
| 3.4 Analisi dei plagioclasii   | pg. 24     |
| 3.5 Analisi delle olivine  | pg. 27     |
| 4. Conclusioni   | pg. 28     |
| <br>Bibliografia   | <br>pg. 29 |

# Introduzione

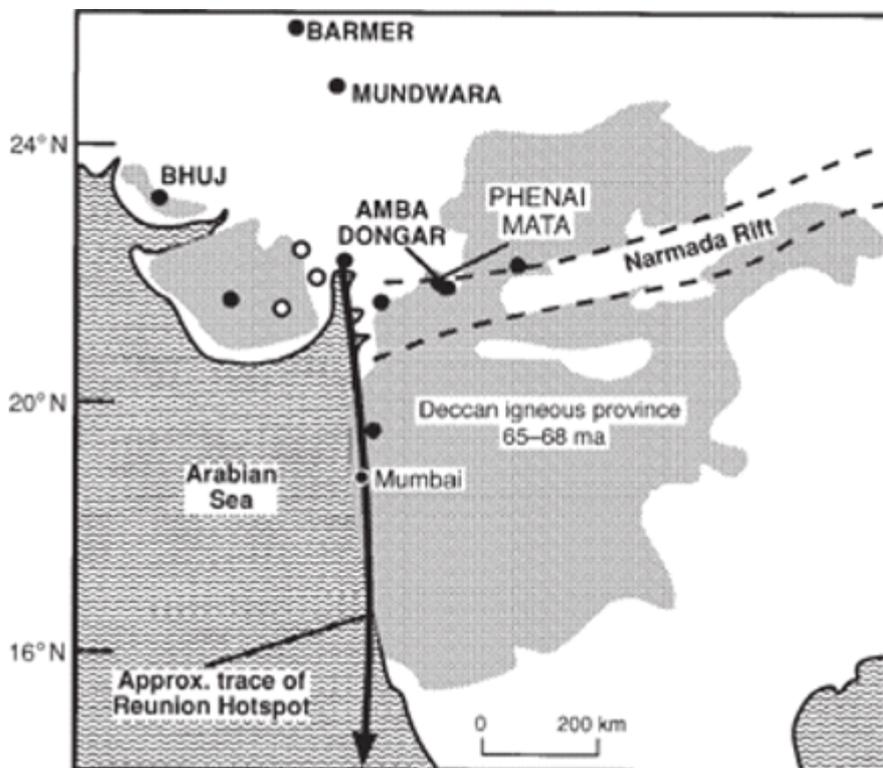
L'analisi mineralogica e petrografica delle sezioni sottili è uno strumento indispensabile per conoscere la composizione mineralogica e chimica delle rocce in esame. Partendo da queste analisi è possibile risalire a molte caratteristiche importanti sia dei minerali e delle rocce stesse (T e P di cristallizzazione, variazioni di composizione chimica) sia più in generale dei magmi (composizione media, tipo di evoluzione che hanno subito, contaminazioni...) e dell'origine di essi (magmi provenienti dal mantello, dalla crosta profonda, dalla crosta superficiale). Questo tipo di indagini è stato utilizzato per analizzare alcuni campioni di rocce provenienti dall'area di Phenai Mata, nell'India centro-occidentale, più precisamente nello stato di Gujjarat, a nord di Mumbai, area appartenente al grande complesso magmatico dei Deccan Traps.

## **1.1 *Deccan Traps: inquadramento geologico.***

I Deccan Traps sono un territorio igneo localizzato nella parte centro occidentale dell'India, e rappresenta una delle più estese provincie vulcaniche del pianeta Terra. È formato da una serie di vaste colate di basalto solidificato che complessivamente raggiungono lo spessore di 2.000 m e coprono attualmente un'area di 500.000 km<sup>2</sup>, area che al momento della formazione aveva un'estensione originale di 1.500.000 km<sup>2</sup>. Esso si è intruso all'interno della crosta archeana circa 66 Ma fa, a cavallo del limite tra il cretaceo e il paleogene (limite K-T) Proprio per questo l'età di formazione implica un possibile collegamento tra la messa in posto di questa provincia magmatica e la quasi contemporanea estinzione di massa che si è verificata tra il cretaceo e il paleogene (K-T mass extinction) ( Mahoney, 1988)

Questa provincia magmatica è situata nei pressi di un cratone precambriano ed è delimitata in ogni direzione da bacini e zone di rift che hanno contribuito a ostacolarne l'espansione. A nord è presente il Narmada rift, che corre in direzione est-ovest ed è caratterizzato da sequenze sedimentarie della fine del cretaceo, a ovest si ritrova il Cambay rift che è invece leggermente più antico essendosi formato all'inizio del periodo cretaceo. Il Kutch-rift infine è ancora più antico e risale al tardo triassico-

inizio giurassico e rappresenta le litologie successivamente intruse e ricoperte dai Deccan Traps. Le rocce eruttate sono principalmente costituite da flussi circa orizzontali di lava tholeittica (alti gradi di fusione). La sequenza completa raggiunge un massimo spessore di 1700 m nell'area di Igatpuri, (nell'India più occidentale, in prossimità della costa nella zona chiamata “western Gaths”) e si assottiglia spostandosi verso est, a causa della pre-esistente topografia. (Mahoney, 1988). Oltre alle rocce a composizione tholeittica sono presenti anche altre litologie, come rioliti, nefeliniti, gabbri, graniti, lamprofiniti e carbonatiti ( H.C. Seth. 1999).



**Fig. 1.**

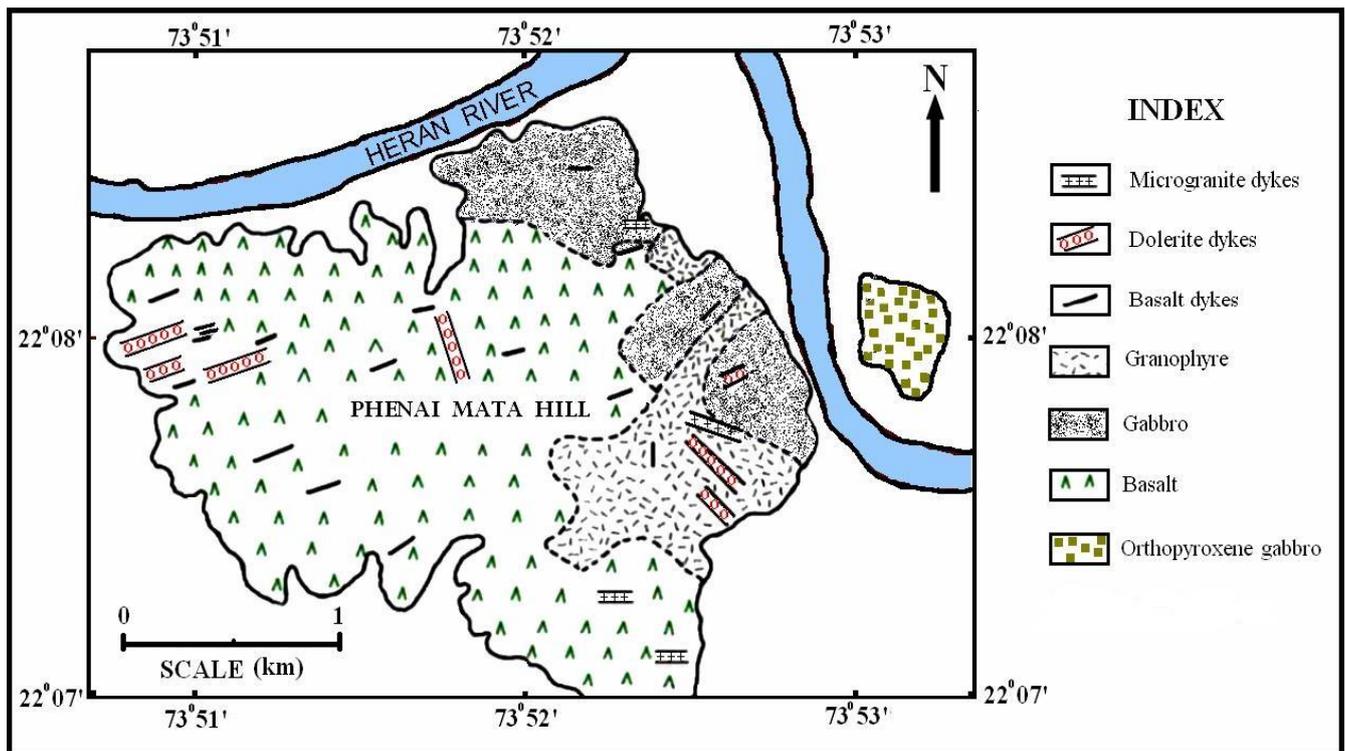
Mappa dell'India nord-orientale che mostra l'estensione della provincia ignea del Deccan (area evidenziata), la Narmada Rift Valley (linee tratteggiate), e la localizzazione dei complessi alcalini ad essa associate (●); La freccia segna il percorso approssimato del Plume di Réunion nel tardo cretaceo. (A.Simonetti, S.L. Goldstein S.S. Schmidberger, S.G Vildakar 1998)

Per quanto riguarda la formazione del Deccan Traps il modello più accreditato e accettato dalla comunità scientifica prevede che questa provincia magmatica sia stata generata dalla presenza di un “plume” di mantello durante la risalita verso nord della

placca indiana al di sopra dell' "hot spot" di Reunion. (Basu et al. 1993) Questo modello può ben spiegare infatti la grande quantità di magma basaltico eruttato in un lasso di tempo relativamente breve. Inoltre esso motiva perfettamente la presenza sia delle alte temperature di fusione che il mantello ha raggiunto per dare origine a magmi basaltici sia la presenza di magmi più alcalini derivanti appunto dalle prime fasi dell'attività magmatica caratterizzata da gradi di fusione meno elevati. Un altro modello proposto da Sheth. sostiene che la formazione dei Deccan Traps sia dovuta non alla presenza di un Plume di mantello sotto la placca indiana ma piuttosto ad un fenomeno di normale rifting litosferico (H. C. Sheth. 1999, 2003) Secondo Sheth infatti la fusione parziale dei magmi non necessita delle temperature elevate previste dalla messa in posto di un mantle plume, mentre l'autore spiega gli elevati gradi di fusione raggiunti dai magmi non con la temperatura raggiunta ma con la presenza di volatili che sono arrivati nelle zone superiori del mantello durante una fase precedente di subduzione di crosta oceanica. Tuttavia questa ipotesi elaborata da Sheth presenta alcune contraddizioni. Innanzitutto essa presuppone una durata dell'attività magmatica di almeno 8-9 milioni di anni, mentre stime ormai condivise dalla comunità scientifica indicano un intervallo di tempo di soltanto qualche milione d'anni. Inoltre le ipotesi di Sheth presentano delle contraddizioni con dei dati paleomagnetici che confermano invece la soluzione del mantle plume.

## **1.2 Le rocce di Phenai Mata.**

La collina di Phenai Mata è un piccolo complesso magmatico topograficamente formato da un rilievo isolato emergente all'interno di un'area principalmente pianeggiante e ricoperta da uno spesso strato di materiale alluvionale. Essa è costituita da un antico cono vulcanico attivo durante la formazione dei Deccan Traps. Il range composizionale delle rocce presenti a Phenai Mata è molto ampio. Sono presenti infatti come litologia principale rocce basiche -basalti tholeittici , gabbri laminati e dicchi doleritici- ma si ritrovano anche rocce più acide e differenziate –granofiri e micrograniti- e rocce intermedie sature e sottosature – sieniti alcaline e fonoliti. (Suckeswaha & Sethna 1969)



**Fig.2.**

Mappa geologica di Phenai Mata (K.R. Hari et al. 2011)

Il granofiro e gli altri differenziati acidi appaiono come rocce leucocratiche a grana media costituite mineralogicamente da minerali mafici- orneblenda e augite- circondati da feldspati –ortoclasio-. I micrograniti hanno invece una struttura porfirica caratterizzata da fenocristalli di feldspato (anortite, ortoclasio) immersi in una matrice più fina composta da k-feldspato e quarzo anedrale. Le litologie mediamente differenziate appaiono come rocce verdi equigranulari, a grana sia fine che media, e contengono minerali che vanno dai mafici –anfibolo (barkevikite) e pirosseno (egirin-augite)- ai feldspati –micropertite, ortoclasio-. (Suckheswala & Sethna 1973)

Per chiarire l'origine delle rocce acide (graniti) Suckheswala e Sethna indicano l'ipotesi della differenziazione magmatica a partire dalle rocce a composizione tholeittica, differenziazione avvenuta con un raffreddamento del magma lento che ha permesso la separazione dei minerali più femici (olivina) e del plagioclasio ricco in Ca (anortite) arricchendo il magma residuo in silice e alcali. Quest'ipotesi inoltre permette di spiegare anche la presenza delle rocce intermedie in silice (sienite). Queste ultime infatti si sono formate anch'esse a partire da magmi tholeittici ma il raffreddamento in

questo caso è stato più rapido e non ha permesso la separazione dell'olivina e degli altri minerali che hanno cristallizzato per primi. Le fasi successive perciò non hanno potuto arricchirsi molto in quarzo e alcali con il procedere della cristallizzazione.

Le rocce sottosature in silice invece, sempre secondo Suckheswala e Sethna, si sono formate a partire da una magma residuo sottosaturo generato per piccole differenze chimico-fisiche durante la differenziazione che ha portato alla formazione delle rocce intermedie. Una di queste possibili differenze è stata illustrata da Bailey & Schreirer (1966). Essi infatti hanno dimostrato sperimentalmente che un magma può cristallizzare con un residuo sia sovrassaturo in silice sia sottosaturo (con la presenza quindi di feldspatoidi) in base al frazionamento e alle reazioni dell'ematite. In questo contesto un altro parametro che ha reso possibile nel processo evolutivo questa divisione in magmi sovrassaturi e non, è la pressione parziale dell'ossigeno ( $f_{O_2}$ ): durante le fasi finali della differenziazione se la  $f_{O_2}$  rimane alta (presenza di  $H_2O$ ) tutto il Fe è ossidato e cristallizza come ematite e magnetite, mentre se la fugacità si abbassa il Fe ossidato si esaurisce (cristallizza in barkevikite), il contenuto in silice si abbassa e si ha la possibile formazione di feldspatoidi anziché di feldspati.

## 2. Analisi al microscopio delle sezioni sottili

### 2.1 INTRODUZIONE

I campioni raccolti in India presso il complesso igneo di Phenai Mata sono stati sottoposti ad una preparazione di laboratorio dalla quale sono state ottenute delle sezioni sottili delle rocce analizzabili con un microscopio petrografico. In questo modo è stato possibile svolgere un'analisi petrografica dei campioni, individuando per ogni sezione sottile il tipo di roccia, la sua struttura, la forma e le dimensioni dei minerali presenti, individuati e descritti in base alle caratteristiche visibili. I minerali presenti nella roccia sono stati divisi in componenti principali e componenti accessori.

### 2.2 SEZIONE PL2: "SIENITE A NEFELINA"

#### **Struttura:**

roccia magmatica intrusiva olocristallina equigranulare ipidiomorfa ofitica

#### **Componenti:**

i componenti essenziali sono, in ordine decrescente di abbondanza: K-feldspato, anfibolo e nefelina. I minerali accessori sono apatite, minerali opachi, ossidi di Fe, muscovite e caolino d'alterazione.

*K-FELDSPATO*: è presente sia come massa di fondo in cristalli anedrali sia in cristalli di maggiori dimensioni e circa subedrali. In entrambi i casi esso presenta molte forme d'alterazione, soprattutto in caolino, che appare come una polvere terrosa finissima di colore marrone, ma in alcuni punti sono presenti alterazioni microcristalline in muscovite o in sericite (mica microcristallina)

*ANFIBOLO*: presente in grossi cristalli di forma subedrale e talora euedrale con abito prismatico e allungato. Presenta un rilievo da medio a medio-elevato, in netto contrasto con il k-feldspato che lo circonda, che presenta invece da un rilievo più basso. A nicol paralleli è caratterizzato da un pleocroismo marcato, che va dal giallo chiaro, al verde tenue al verde-bruno. Sono presenti le classiche e caratteristiche tracce di sfaldatura a

losanga, con i doppi sistemi di sfaldature che si intersecano fra loro formando angoli di circa 120°. Questa struttura è visibile nelle sezioni basali (001), mentre le sfaldature risultano essere parallele nelle sezioni della zona [001]. A nicol incrociati i colori d'interferenza vanno dal giallo al verde del 2° ordine. Sono presenti delle piccole zonature. Dalle stime del  $c/\gamma$  che non è mai risultato superiore a circa 20°, e da tutte le caratteristiche sopra descritte, l'anfibolo presente è l'**orneblenda verde**, appartenente alla classe degli anfiboli monoclini. L'orneblenda appare in molti casi alterata, in alcuni casi essa è formata da minerali opachi, con presenza di laminazioni.

*NEFELINA*: è presente in piccoli cristalli spesso euedrali e di forma esagonale all'interno ai cristalli di anfibolo di maggiori dimensioni. A nicol paralleli appare incolore e con rilievo inferiore rispetto all'anfibolo, mentre a nicol incrociati presenta bassi colori di interferenza.

*MINERALI ACCESSORI*: tra i minerali accessori oltre all'apatite, ai minerali opachi e a quelli di alterazione, erano presenti due cristalli particolari, caratterizzati a nicol incrociati da altissimi colori di interferenza e da un rilievo elevato, mentre a nicol paralleli apparivano incolore. Dalle successive analisi in microsonda essi sono stati riconosciuti come epidoti.

## 2.3 SEZIONE PL3: "GABBRO"

### **Struttura:**

roccia magmatica intrusiva olocristallina ipidiomorfa ofitica fanerocristallina

### **Componenti:**

i componenti essenziali sono, in ordine decrescente di abbondanza: pirosseni, plagioclasio, biotite, mentre come minerali accessori sono presenti olivina, minerali opachi e k-feldspato

#### *PIROSSENI:*

sono presenti sia in cristalli di grandi dimensioni spesso zonati, sia in cristalli di dimensioni più contenute. Sono caratterizzati da un rilievo medio-alto che mette in risalto le tracce di sfaldatura, molto regolare in alcuni cristalli, con un doppio sistema di tracce che si intersecano formando un angolo di circa 90° caratteristico dei pirosseni. Presentano un  $c/\gamma$  molto alto, in alcuni casi di circa 40°. A nicol paralleli hanno un colore che va dall'incolore al grigio molto tenue, mentre a nicol incrociati i colori d'interferenza vanno dal giallo-aranciato del 2°ordine al viola del 2°ordine.

#### *PLAGIOCLASI:*

sono anch'essi presenti sia in cristalli di medie dimensioni che in cristalli di dimensioni inferiori. Hanno rilievo basso, a nicol paralleli appaiono incolore, mentre a nicol incrociati i colori d'interferenza si fermano al bianco-giallo del 1°ordine. Sempre a nicol incrociati sono inoltre visibili le caratteristiche geminazioni, in questo caso la geminazione tar-tan e l'albite-carlsbad. In alcuni casi il minerale risulta alterato in caolino o in sericite-saussurite.

#### *BIOTITE:*

è presente in cristalli spesso allungati, caratterizzati a nicol paralleli dal pleocroismo diagnostico che va dal giallo-rosa al bruno scuro. E' caratterizzata da alto rilievo, presenta tracce di sfaldatura sub-parallele, tracce assenti però nelle sezioni basali. A nicol incrociati ha un colore che raggiunge il terzo ordine della scala di Michel-Levi, colori d'interferenza che tuttavia sono mascherati dall'intenso colore del minerale.

*OLIVINA:*

presente in piccoli cristalli dalla forma arrotondata e con la classica frattura irregolare tipica dell'olivina, ha rilievo alto e si distingue dai pirosseni per i colori d'interferenza più alti, che arrivano alla fine del 2°ordine. A nicol paralleli appare incolore.

*MINERALI ACCESSORI:*

sono presenti minerali d'alterazione come il caolino e la sericite, oltre ad alcuni minerali opachi.

## 2.4 SEZIONE PL9: "GABBRO"

### **Struttura:**

roccia magmatica intrusiva olocristallina ipidiomorfa fanerocristallina.

### **Componenti:**

i componenti essenziali sono, in ordine decrescente di abbondanza: plagioclasio, olivina, pirosseni, biotite. Sono presenti come minerali accessori dei minerali opachi

#### *PLAGIOCLASI:*

è il componente principale della roccia ed è molto abbondante, presente in cristalli di grandi dimensioni, subedrali, con abito prismatico allungato. Hanno basso rilievo e a nicol paralleli risultano incolori. Presentano delle lievi fratture che non sono però disposte lungo direzioni particolari. A nicol incrociati i colori d'interferenza vanno dal grigio al bianco-giallo del 1°ordine. In quasi tutti i macrocristalli sono presenti le classiche geminazioni del plagioclasio: dall'albite, al carlsbad, all'albite-carlsbad.

#### *OLIVINA:*

presente in grandi cristalli spesso associati e a contatto con i pirosseni, è riconoscibile per il rilievo elevato che ne accentua i contorni rispetto al plagioclasio e ne risalta le tipiche fratture interne irregolari. A nicol paralleli il minerale appare totalmente incolore. A nicol incrociati invece, si possono notare i caratteristici colori d'interferenza che arrivano fino alla fine del 2°ordine. In alcuni cristalli essa appare molto alterata, soprattutto lungo le fratture, alterazione molto probabilmente in iddingsite

#### *PIROSSENI:*

sono presenti anch'essi in cristalli di grandi dimensioni associati all'olivina, dalla quale si distinguono per il rilievo più basso e per il colore che non è completamente incolore ma grigio molto tenue. Sono presenti le classiche doppie tracce di sfaldatura che si intersecano formando angoli di circa 90°, le fratture invece sono irregolari. A nicol incrociati presentano colori d'interferenza più bassi dell'olivina, colori che arrivano fino al 2°ordine.

*BIOTITE:*

è presente in cristalli di dimensioni inferiori rispetto ai componenti precedenti. È caratterizzata da rilievo medio e da un colore molto marcato che va dal bruno scuro al rosa, quindi fortemente pleocroico. In alcuni minerali è stato possibile distinguere la classica laminazione lungo le linee di sfaldatura della zona {001}. I colori d'interferenza visibili a nicol incrociati sono rosa-verde del 2°ordine ma sono mascherati dall'intenso colore del minerale. Ha estinzione prevalentemente retta.

*MINERALI ACCESSORI:*

sono presenti minerali opachi e minerali d'alterazione dell'olivina (serpentino, ossidi di Fe, iddingsite)

## **2.5 SEZIONE PL10: "GABBRO"**

### **Struttura:**

roccia magmatica intrusiva olocristallina ipidiomorfa ofitica fanerocristallina.

### **Componenti:**

i componenti essenziali della roccia sono, in ordine decrescente di abbondanza: olivina, pirosseni, plagioclasio, biotite, i minerali accessori presenti sono minerali opachi.

#### *OLIVINA:*

è la componente principale della roccia, è presente in grossi cristalli arrotondati e isodiametrici, alcuni hanno tuttavia una forma più allungata, quasi prismatica. Sono caratterizzati da alto rilievo che ne evidenzia molto bene le classiche fratture, spesso dalle quali partono i processi di alterazione. A nicol paralleli essa è incolore, mentre a nicol incrociati i colori d'interferenza sono alti fino alla fine del 2°ordine. Alcuni minerali presentano un'alterazione che si sviluppa soprattutto lungo i bordi e lungo le fratture, alterazione in serpentino o in iddingsite

#### *PIROSSENI:*

sono presenti in grandi cristalli spesso associati all'olivina, riconoscibili da essa in base al rilievo, comunque medio-elevato ma inferiore ad essa. A nicol paralleli appare debolmente colorato di grigio-verde chiaro con un leggero pleocroismo rosa, proprietà caratteristica degli ortopirosseni. Sono presenti anche in questo caso le classiche doppie tracce di sfaldatura che si intersecano formando angoli di circa 90°. A nicol incrociati i colori d'interferenza risultano elevati (2°ordine) ma comunque inferiori a quelli dell'olivina.

#### *PLAGIOCLASIO:*

è presente in cristalli prismatici di medie dimensioni spesso aggregati tra loro, sono caratterizzati da rilievo basso, in netto contrasto con i pirosseni e con l'olivina. A nicol paralleli sono completamente incolori, mentre a nicol incrociati i colori d'interferenza sono bassi e vanno dal grigio al bianco-giallo del 1°ordine. A nicol incrociati è possibile inoltre individuare i vari tipi di geminati possibili, soprattutto albite-carlsbad e carlsbad.

*BIOTITE:*

è presente in piccoli cristalli e non è molto abbondante, è spesso associata a minerali opachi e a minerali d'alterazione. Si riconosce per il rilievo medio e soprattutto per il pleocroismo caratteristico che va dal bruno scuro al rosato. Non sono presenti tracce di sfaldatura rilevanti, a nicol incrociati i colori d'interferenza sono alti ma mascherati dall'intenso colore del minerale.

*MINERALI ACCESSORI:*

sono presenti molti minerali opachi e minerali d'alterazione dell'olivina, quali serpentino e olivina. All'interno della sezione sono inoltre riconoscibili vene di ricristallizzazione che la attraversano caratterizzate da minerali a grana molto fine.

## 2.6 SEZIONE PL48: “TINGUAITE”

### **Struttura:**

roccia magmatica effusiva ipocristallina inequigranulare iatale porfirica ipidiomorfa ofitica

### **Componenti:**

i componenti essenziali della roccia sono, in ordine decrescente di abbondanza: anfiboli, k-feldspato, nefelina, vetro; come minerali accessori abbiamo pirosseni e biotite

#### *ANFIBOLI:*

sono presenti in macrocristalli porfiroblasti prismatici e allungati, sono caratterizzati da rilievo medio. A nicol paralleli hanno un colore che va dal giallo-verde al verde-bruno, con un pleocroismo molto marcato. Nei cristalli di maggiori dimensioni sono presenti delle zonature che indicano una variazione della composizione chimica con il procedere della cristallizzazione. Sono presenti delle fratture e delle sfaldature anche se la doppia sfaldatura a losanga non è ben riconoscibile. A nicol incrociati i colori d'interferenza vanno dal verde al giallo del 1° ordine.

#### *K-FELDSPATO:*

presenti in un grande agglomerato a forma di stella e in un altro paio di minerali caratterizzati da una forma prismatica. A nicol paralleli si presentano incolori, hanno basso rilievo. A nicol incrociati i colori d'interferenza risultano essere molto bassi, del 1° ordine, bianco-grigio-giallo. Appaiono molto alterati, verosimilmente in caolino. Molto probabilmente essi sono presenti anche nella pasta di fondo anche se essendo microcristallini il loro riconoscimento risulta difficile.

#### *NEFELINA:*

presente in piccoli cristalli isodiametrici, spesso cresciuti all'interno degli anfiboli. Essi mostrano un rilievo basso confrontato con quello degli anfiboli. A nicol paralleli essi appaiono come totalmente incolori, mentre a nicol incrociati presentano bassi colori d'interferenza: grigio del 1° ordine.

#### *PIROSSENO:*

presente in un cristallo riconoscibile per il rilievo elevato, cristallo che appare comunque molto alterato. A nicol incrociati si presenta con un colore verde chiaro, mentre a nicol incrociati ha colori d'interferenza sempre verdi ma più alti rispetto agli anfiboli che lo circondano

*MINERALI ACCESSORI:*

essendo questa roccia effusiva, i minerali al suo interno hanno avuto relativamente poco tempo per formarsi. Nella pasta di fondo è infatti presente, oltre a piccoli minerali microcristallini difficili da distinguere, un quantità non indifferente di vetro, che rappresenta la parte non cristallizzata della roccia, e che appare verde molto scuro, quasi nero, sia a nicol paralleli che a nicol incrociati. Il vetro inoltre non ha una forma propria ma tende piuttosto a riempire gli spazi vuoti presenti tra i cristalli.

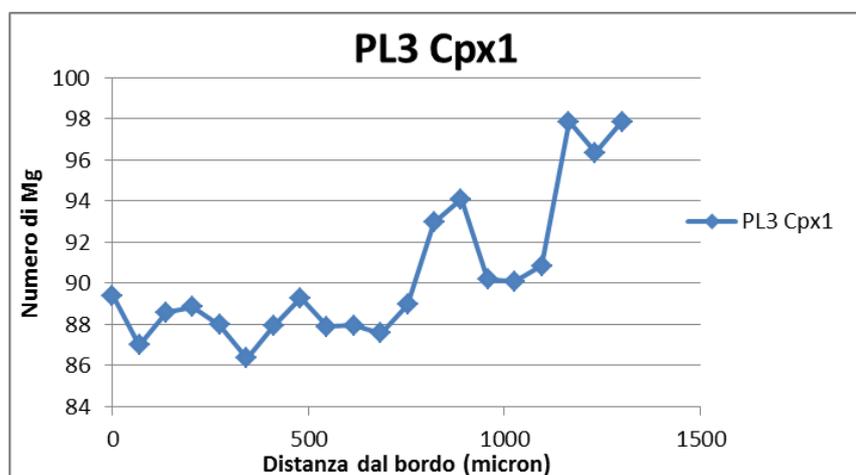
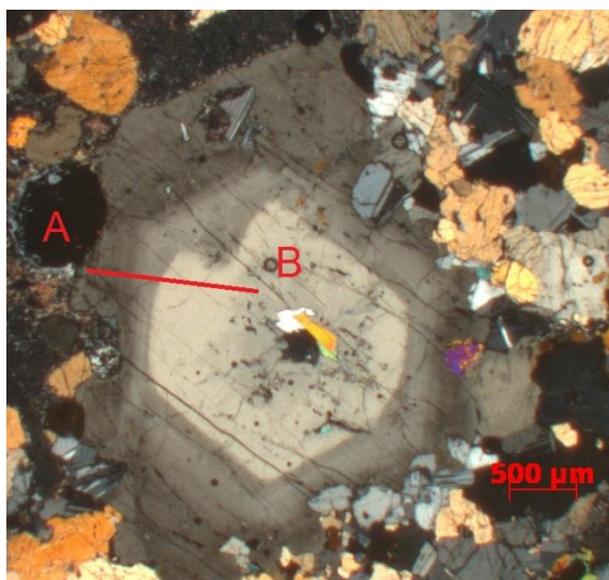
## **3. Analisi alla Microsonda Elettronica (EPMA)**

### **3.1 Introduzione**

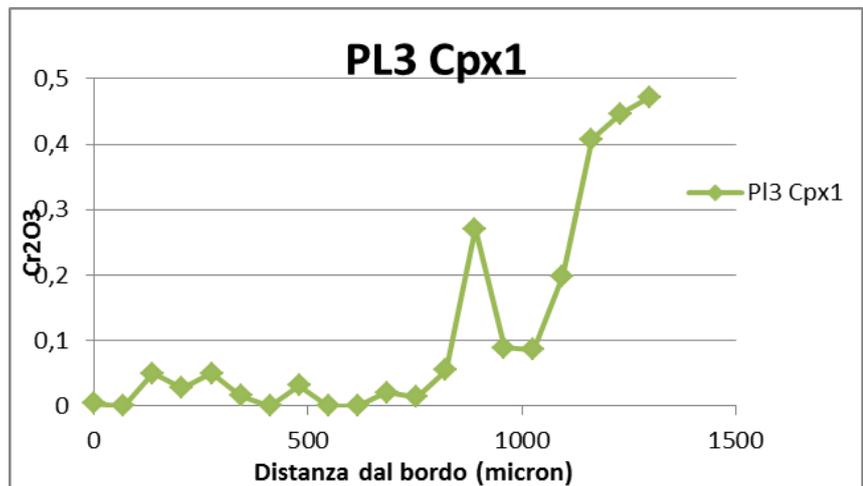
Grazie all'analisi con il microscopio petrografico è stato possibile riconoscere il tipo e la quantità di minerali presenti nel campione. Per calcolarne invece la composizione chimica in modo analitico e puntuale sono state svolte delle analisi sulle sezioni sottili tramite Microsonda elettronica (EPMA) presso il Dipartimento di Geoscienze- IGG CNR (Padova) con una microsonda CAMECA modello SX50, dotata di 4 spettrometri verticali a dispersione di lunghezza d'onda, dedicati all'analisi quantitativa, ed uno spettrometro a dispersione di energia, utilizzato per l'analisi quantitativa. La precisione è dell'ordine dell'1% per gli elementi maggiori e del 3-5% per quelli minori. In queste analisi il campione da esaminare viene sottoposto al bombardamento di un fascio di elettroni che provoca la ionizzazione profonda dell'atomo con conseguente emissione di fotoni X caratteristici degli elementi presenti. L'analisi della radiazione emessa consente di individuare gli elementi presenti (analisi qualitativa) e, per confronto con uno standard di composizione nota, la loro abbondanza (analisi quantitativa). Tramite un lavoro di ricerca al microscopio sono stati individuati i minerali che possedevano le caratteristiche migliori (assenza di fratture, sfaldature, impurità e alterazioni) dove sono state effettuate le analisi. Le analisi chimiche sono state finalizzate essenzialmente alla determinazione della provenienza del magma genitore, del tipo di processo evolutivo che la roccia ha subito durante la formazione, della P e T di cristallizzazione dei cristalli, delle variazioni composizionali all'interno degli stessi granuli. Le analisi sono state svolte sia in punti discreti del cristallo sia in traverse lungo linee di punti ugualmente spaziate partendo dal bordo fino nei pressi del centro del cristallo.

### 3.2 Analisi dei clinopirosseni e stima della P-T di cristallizzazione

Dai dati ottenuti sono stati realizzati dei grafici in cui in ascissa viene posta la distanza dal bordo del cristallo e in ordinata, la concentrazione di un elemento posto come ossido ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) o il numero di magnesio (Mg#). Osservando questi grafici è stato possibile notare come i parametri analizzati, sia gli elementi chimici che il Mg# variano in modo non costante e presentano variazioni anche di notevoli dimensioni. (vedi Fig. 3). Nella sezione PL3 il numero di magnesio calcolato ci permette di fare delle considerazioni importanti sull'origine del magma da cui è cristallizzato il pirosseno. In questa sezione il Mg# calcolato è molto alto (parte da 90 al bordo del cristallo e aumenta fino a 96 al centro) Questo ci indica che il magma d'origine è molto primitivo, poco differenziato. Con il procedere della differenziazione magmatica infatti il Mg# tende a diminuire. Questa osservazione è confermata in questo campione anche dalla percentuale di Cr. Anch'esso ha infatti valori piuttosto alti e tende a diminuire dal centro verso il bordo. Il Cr è un elemento compatibile che entra nel clinopirosseno. Se il Cr è in abbondanza significa che poco clinopirosseno è cristallizzato e quindi il magma è poco differenziato.



**Fig. 3** nella foto sopra il clinopirosseno esaminato nella sezione PL3. 2,5x, nicol incrociati. E' indicata con la linea rossa la traversa lungo la quale è stata fatta l'analisi con la microsonda. A destra i grafici di distanza- Mg# e distanza- Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

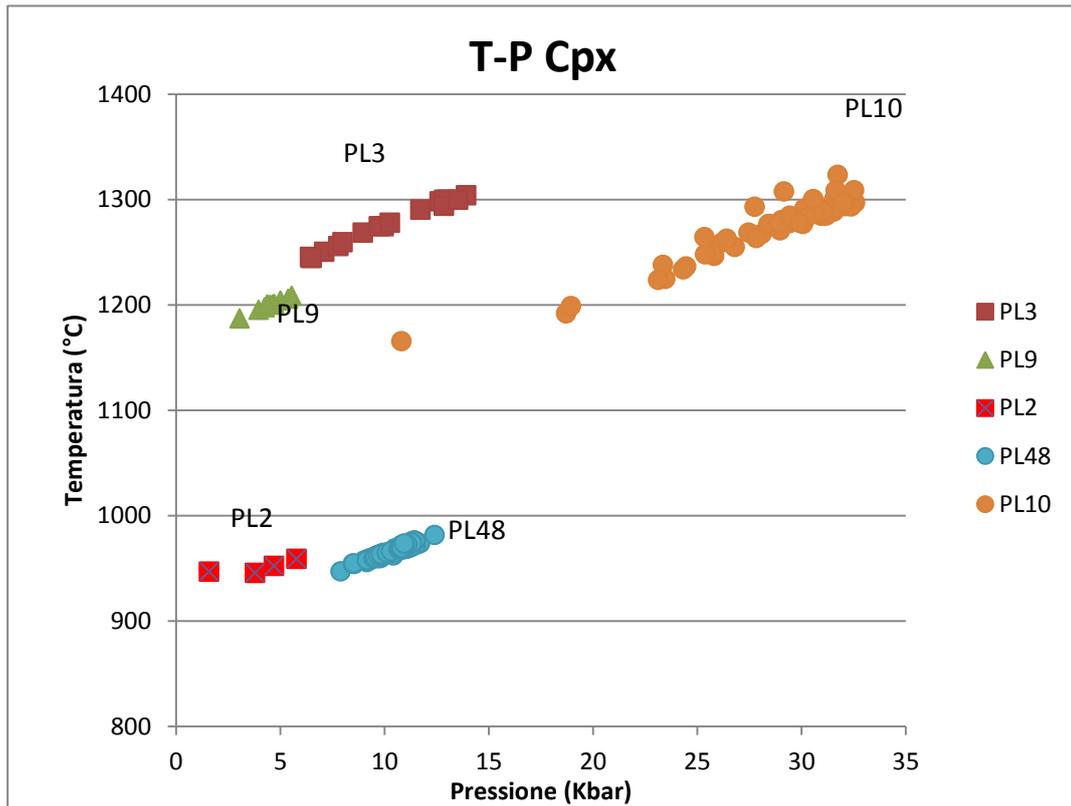


curve di diffusione. Non sono presente infatti balzi bruschi tra le composizioni al centro e al bordo del cristalli, ma si vede un passaggio più o meno graduale tra i valori massimi e i valori minimi. Questo indica la presenza di una componente di diffusione, che tuttavia non è stata abbastanza rapida o non ha avuto sufficiente tempo per annullare le differenze composizionali all'interno dei cristalli.

A confermare l'origine profonda, (mantellica), del cpx in questa sezione sono le P e T di cristallizzazione ottenute con il termobarometro clinopyroxene-based Putirka, K. (2008). I valori di P e T risultanti vedono un pressione di 9-10 kbar e una temperatura di 1250-1300°C, paragonabile alle condizioni P-T di mantello. I dati P e T ottenuti per questa e per le altre sezioni sono stati i seguenti:

- PL2: T 950-960°C P 2-6 kbar
- PL3: T 1250-1300°C P 7-13 kbar
- PL9: T 1190-1200°C P 4-5 kbar
- PL10: T 1200-1300°C P 20-30 kbar
- PL48: T 960-975°C P 9-11 kbar

I dati di P e T ottenuti sono stati plottati in un grafico nel quale in ascissa è stata posta la temperatura (°C) e in ordinata la pressione (Kbar) (Fig.4).



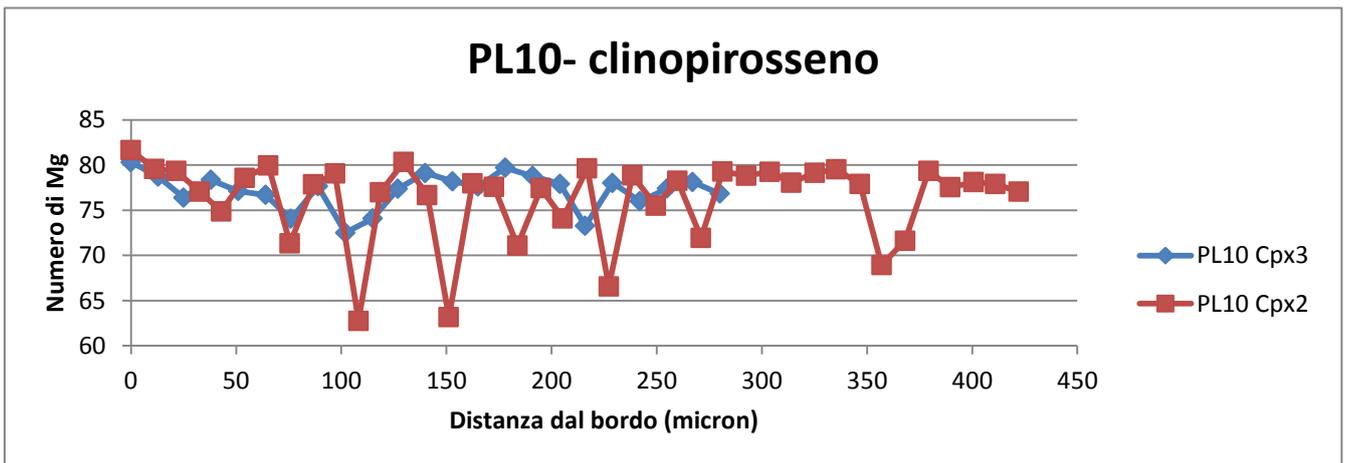
Dal grafico si può osservare che le sezioni PL2 e PL48 (2-6 kbar) sono decisamente più superficiali rispetto alle sezioni PL3 (6-14 kbar) e PL10 (25-30 kbar) (Fig.4 grafico P-T delle 5 sezioni analizzate ottenuto con il termobarometro di Putirka, K. (2008)).

La differenza di temperature e pressioni di cristallizzazione è spiegabile con la presenza nelle sezioni PL10 e PL9 di cumuli di minerali basici, pirosseni e olivina, la cui presenza non rende attendibili i dati forniti dal termobarometro. Per calcolare la P e la T di cristallizzazione con questo termobarometro infatti, si inseriscono le composizioni sia della roccia (calcolate con l'XRF) che del clinopirosseno su cui sono state svolte le analisi in microsonda. Il termobarometro poi calcola le P e T assumendo che la composizione della roccia inserita sia uguale al magma di partenza che ha generato i cristalli di cpx. In questo caso però la composizione della roccia era diversa dal magma iniziale proprio per l'accumulo in essa dei minerali basici.

Per quanto riguarda la sezione PL3 questo grafico conferma l'ipotesi di una provenienza profonda della roccia in esame.

Nelle sezioni PL2 e PL48 le basse temperature e pressioni registrate confermano quanto osservato al microscopio ovvero la struttura porfirica della roccia indice di un raffreddamento piuttosto rapido e avvenuto in porzioni più superficiali della crosta.

Nei grafici Mg# - distanza dei clinopirosseni all'interno della sezione PL10 (Fig.5) si può notare la presenza di piccole variazioni periodiche del contenuto in Mg in spazi molto ristretti (qualche decina di micron). Queste variazioni sono interpretabili come essoluzioni all'interno dei cristalli di cpx, fenomeni di diffusione chimica lenta e possibile solo in casi di raffreddamento lento e quindi bassa di velocità di risalita del magma d'origine.



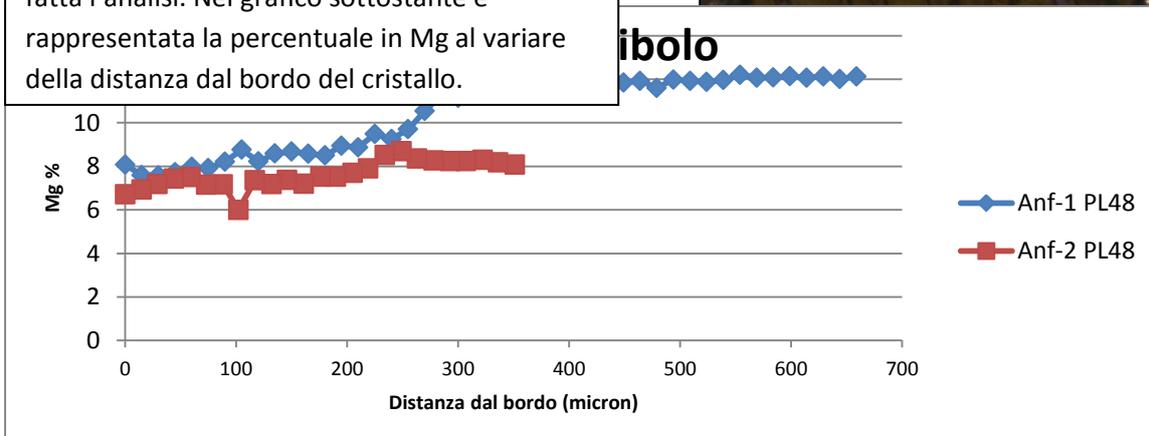
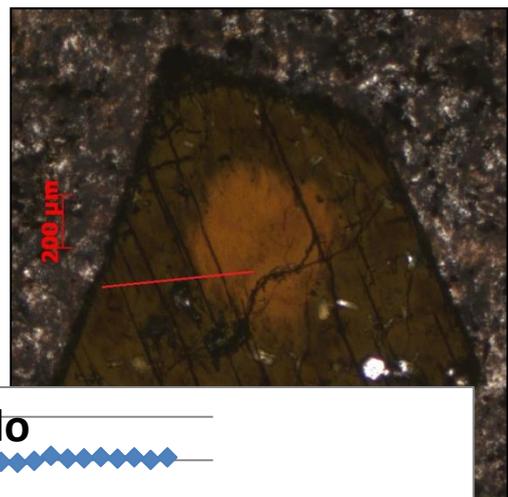
3

**Fig. 5** grafico Mg# - distanza dal bordo in due clinopirosseni nella sezione PL10. Sono ben visibili le variazioni periodiche e ravvicinate nel contenuto in magnesio, soprattutto nel Cpx2.

### 3.3 Analisi degli anfiboli e stima delle P di cristallizzazione.

I risultati delle analisi chimiche sugli anfiboli analizzati (PL2 e PL48) hanno mostrato come ci sia una sostanziale differenza di composizione tra il bordo e il centro del cristallo (Fig. 6). I dati ottenuti sono stati inseriti in un grafico dove in ascissa è stata posta la distanza dal bordo del cristallo e in ordinata la percentuale in MgO.

**Fig. 6** nella foto a destra l'anfibolo analizzato tramite microsonda. È evidenziata in rosso la posizione della traversa lungo la quale è stata fatta l'analisi. Nel grafico sottostante è rappresentata la percentuale in Mg al variare della distanza dal bordo del cristallo.





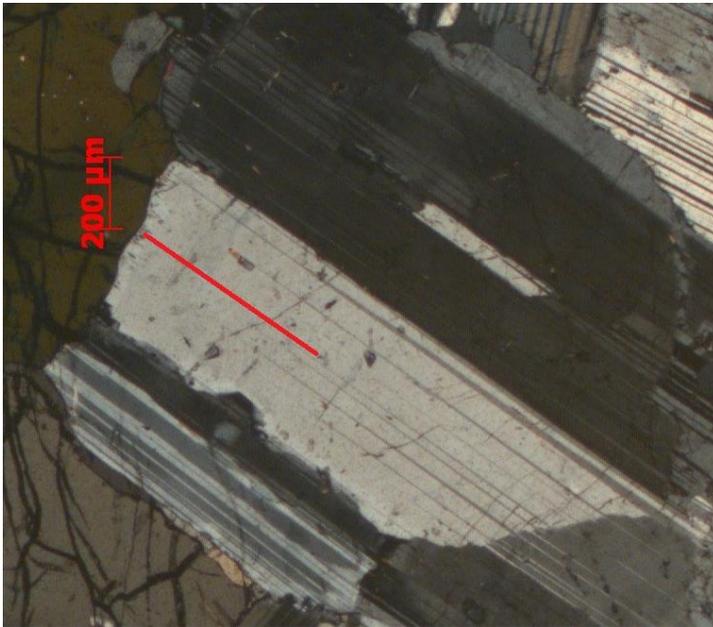
clinopirosseni) dovuto al mescolamento di due magmi diversi. Dal grafico si può notare la presenza di un magma più basico nel centro del Cpx2 (Magma 1) con valori del Mg# intorno all'85 e di uno più evoluto nel centro del Cpx1 (Magma 2) con Mg# circa 70. L'incontro tra questi due magmi ne ha poi generato un terzo (Magma 3) a composizione intermedia (Mg# 79). In questo contesto il centro dell'anf1 può essere correlato al magma 1 mentre l'anf2 e il bordo dell'anf1 possono derivare dal magma 3. I valori di pressione ottenuti con il barometro di Schmidt (1992) si aggirano per l'anf-1 attorno ai 9 kbar e per l'anf-2 attorno agli 8 kbar, valori che corrispondono ad una camera magmatica non molto profonda.

Dalla fig.6 si può notare sul bordo dell'anfibolo un bordo di reazione nerastro. Questo tipo di bordi si creano all'interno degli anfiboli a causa della liberazione dell'H<sub>2</sub>O presente all'interno del minerale idrato quando questo risale a profondità minori dove la pressione presente non contrasta efficacemente la pressione dei gas che tendono così a liberarsi. In questo caso il bordo non è molto sviluppato (in altri casi esso arriva a coprire gran parte del minerale). Ciò è interpretabile con una velocità molto alta di risalita da parte del magma, che non ha reso possibile una destabilizzazione completa dell'H<sub>2</sub>O presente.

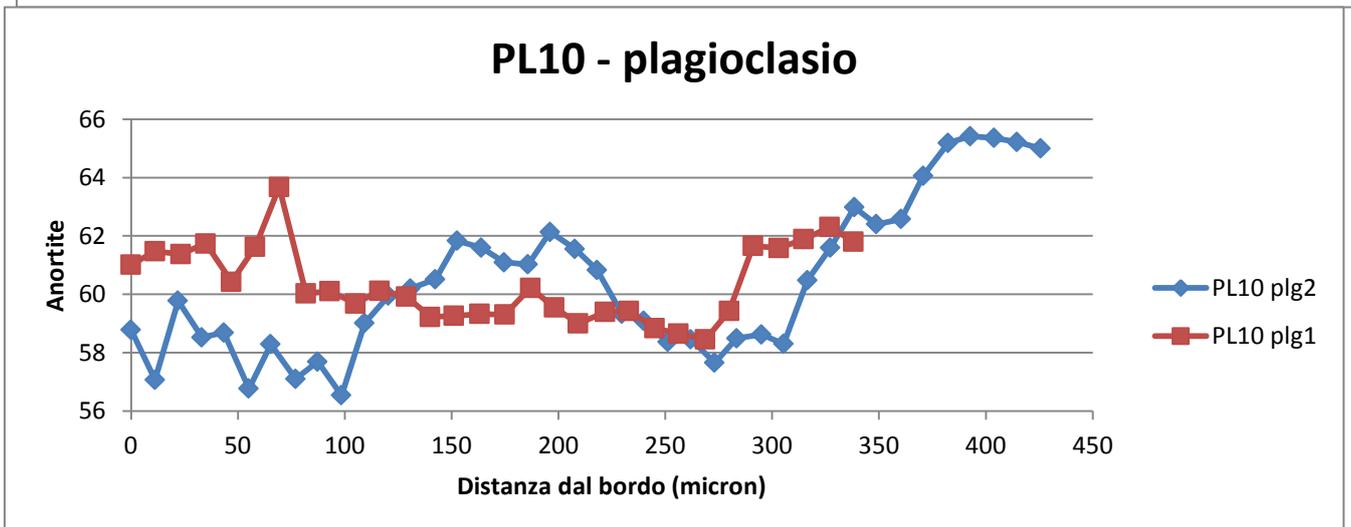
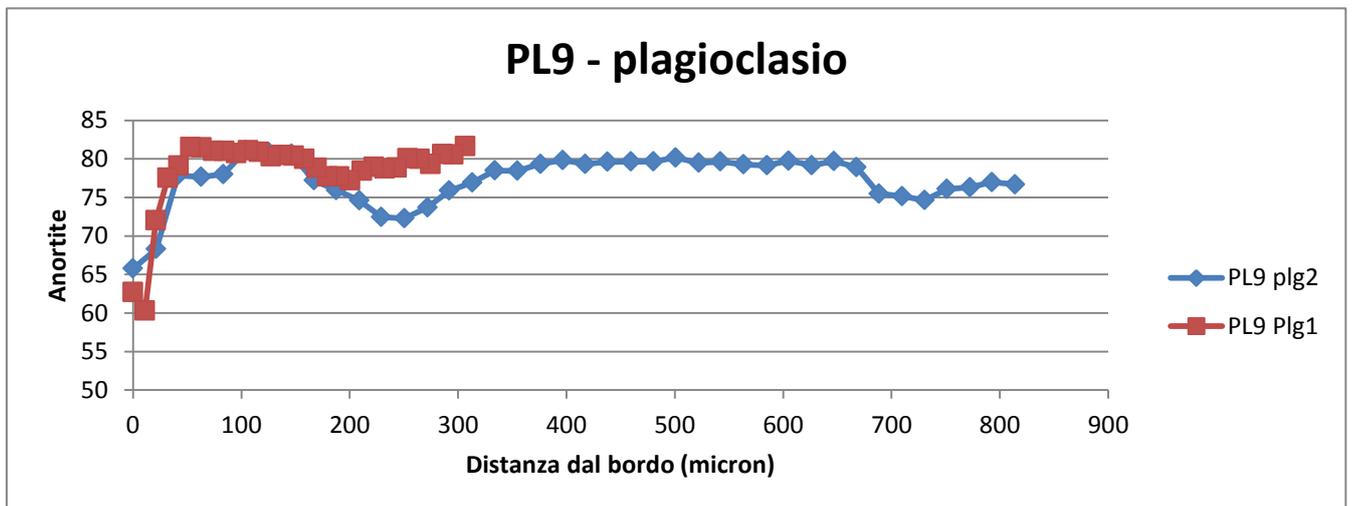
### **3.4 Analisi dei plagioclasii**

Sono stati analizzati anche dei cristalli di plagioclasio per vedere come variava il contenuto in anortite. In alcune sezioni esso è risultato molto elevato (90% nella PL3) mentre in altre ha assunto valori minori (valore minimo di circa 55% nella PL2). Il range composizionale del plagioclasio andava quindi dalla labradorite alla bitownite. Sono stati fatti dei grafici distanza – contenuto in anortite per verificare come varia la percentuale in anortite del plagioclasio. Nelle sezioni PL9 e PL10 (vedi grafico) il contenuto in An è risultato non costante con fluttuazioni non variabili con continuità. Queste fluttuazioni, presenti anche nel Mg# dei clinopirosseni, potrebbero essere dovute ad una variazione della composizione del liquido a contatto e in equilibrio con il cristallo in formazione. All'inizio della cristallizzazione i primi cristalli risultano molto arricchiti in An e man mano che procede la cristallizzazione essi tendono ad impoverirsi percentualmente di An assieme al liquido in equilibrio con essi. Se durante questa fase essi vengono separati dal liquido in equilibrio e messi a contatto con un

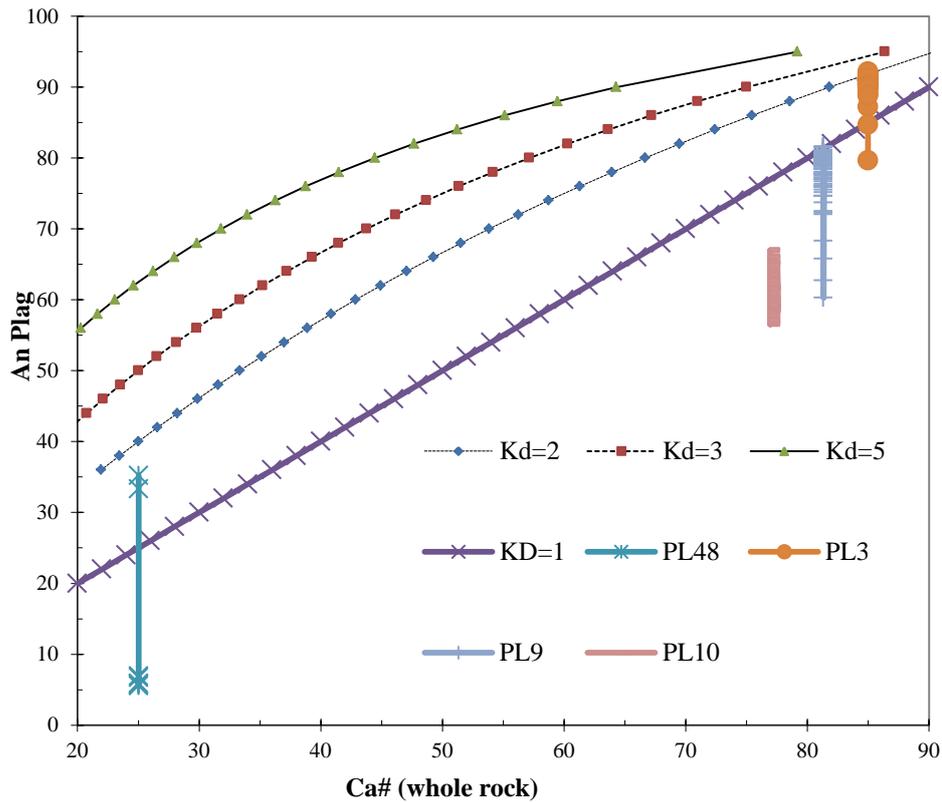
liquido più ricco in An il contenuto in An aumenterà nuovamente nel cristallo per raggiungere di nuovo l'equilibrio. Dopodichè con il procedere della cristallizzazione esso diminuirà nuovamente. Le frequenti fluttuazioni del contenuto in An potrebbero essere dovuti a fenomeni di questo tipo.



**Fig. 7** a sinistra il plagioclasio analizzato nella sezione PL9, ingrandimento 5x, ni incrociati. È indicata con la linea rossa la traversa lungo la quale sono state svolte le analisi. Sotto sono presenti i grafici An% - distanza nelle sezioni PL9 e PL10. Sono ben visibili le fluttuazioni irregolari del contenuto in An.



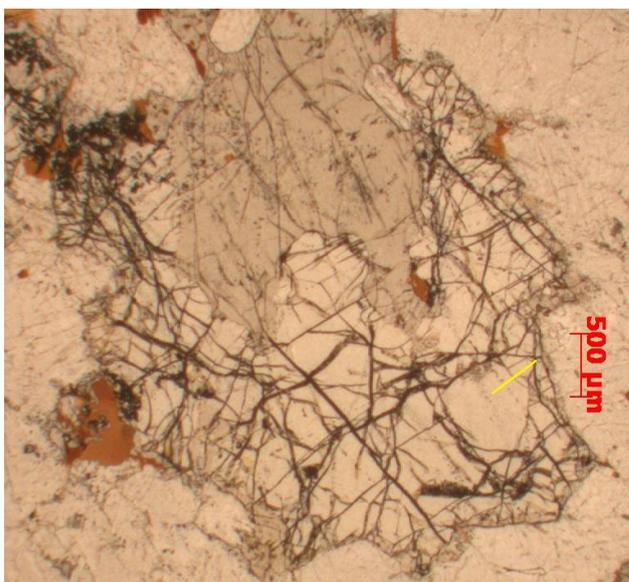
Per verificare se la cristallizzazione del plagioclasio è avvenuta in un magma idrato si è calcolato il Ca# (numero di calcio) della rocce da cui sono state ricavate le sezioni utilizzando i dati dell'analisi XRF. Si è successivamente costruito un grafico dove all'ascissa viene inserito il Ca# del campione di roccia e in ordinata la percentuale variabile dell'anortite del corrispettivo plagioclasio analizzato in microsonda (Fig. 8). Varie parti del grafico risultano suddivise da rette e curve che rappresentano coefficienti di distribuzione crescente (da 1 a 5) e che sono espressione della diversa concentrazione del Ca nel fuso e nel cristallo. Una sola linea retta rappresenta un coefficiente di distribuzione  $K D = 1$  e corrisponde ad un magma anidro dove il calcio è ugualmente concentrato tra la fase cristallina e quella liquida del melt. Se invece  $K D > 1$ , allora si hanno curve al di sopra della retta  $K D = 1$  e tali curve rappresentano magmi idrati dove il plagioclasio presenta una concentrazione in calcio diversa da quella del liquido. Nel nostro caso i magmi PL9 e PL10 vengono plottati nella zona sotto la retta  $K D = 1$  e risultano quindi anidri. Nella sezione PL3 invece i valori risultanti occupano campi delimitati dalle curve aventi  $K D > 1$  e quindi il magma da cui sono cristallizzati i plagioclasii risulta idrato. Tale magma contenendo dell'acqua (stimata intorno al 2,5%) ha ostacolato la cristallizzazione del plagioclasio che per questo è risultato così ricco in anortite (90% An). La presenza dell'acqua in questa sezione spiegherebbe inoltre le temperature relativamente basse ottenute con il termobarometro dei clinopirosseni (1250-1300°C a 9-10 kbar di pressione). I dati della sezione PL48 occupano sia campi caratterizzati da magma anidro ( $K D < 1$ ) che campi leggermente idrati ( $K D > 1$ ). In questo caso però i valori minori della retta  $K D = 1$  rappresentano non plagioclasii ma feldspati alcalini (An 5%), mentre i plagioclasii hanno valori di An intorno al 35% e risultano quindi generati da un magma idrato.



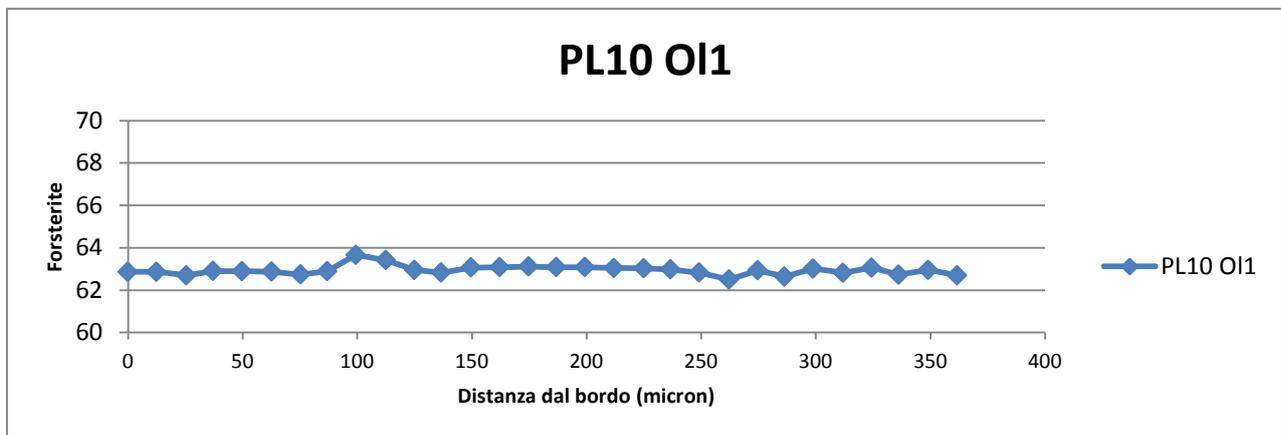
**Fig. 8** il grafico Ca# - contenuto di An utilizzato per risalire al contenuto in acqua del magma iniziale

### 3.5 Analisi delle olivine.

I risultati delle analisi sulle olivine analizzate (sezione PL9 e PL10) hanno mostrato che non ci sono grosse differenze di composizione tra il bordo e il centro del cristallo.



**Fig.9** a sinistra il cristallo di olivina analizzato in microsonda, ingrandimento 5x, ni paralleli. Sotto i grafici Fo% - distanza dal bordo che evidenziano la variazione quasi assente di questo parametro all'interno del cristallo.



Il valore medio in forsterite si aggira intorno al 63% nella sezione PL10 e circa 68% nella PL9. Questi valori in forsterite sono decisamente bassi, ciò è spiegabile con il riequilibrio tramite diffusione durante la cristallizzazione del magma. Con il procedere della cristallizzazione l'olivina per mantenere l'equilibrio con il magma d'origine che perdeva magnesio si è impoverita sempre più nel termine forsteritico. L'assenza di zonazioni all'interno dei cristalli è spiegabile con un fenomeno di rapida diffusione degli elementi chimici nell'olivina. La velocità di diffusione all'interno dell'olivina è infatti paragonabile alla velocità di variazione composizionale del magma d'origine, e per questo motivo il rapido riequilibrio composizionale all'interno del minerale non consente la formazione di zonazioni.

## 4. Conclusioni

Le analisi svolte al microscopio e alla microsonda hanno permesso di capire più in dettaglio l'origine e il processo di formazione delle rocce di Phenai Mata, Deccan (India). Il range composizionale di partenza è molto ampio. Vi sono infatti rocce basiche (gabbri PL3, PL9, PL10) rocce più evolute (sienite a nefelina PL2) e rocce sottosature in silice (tinguaite PL48). La composizione e la struttura delle due sezioni PL9 e PL10 è risultata molto simile: rocce intrusive basiche (gabbri) dove si ritrovano in entrambe accumuli di minerali mafici (soprattutto nella PL10). Il

raffreddamento è risultato piuttosto lento. Quest'ipotesi è verificata dalla presenza di essoluzioni nei clinopirosseni e dal basso contenuto in Fo dell'olivina che ha avuto il tempo di riequilibrarsi con il magma in evoluzione. La sezione PL3 è anch'essa un gabbro (strutturalmente e composizionalmente) ma rivela un'origine più profonda e probabilmente un raffreddamento più rapido. Gli alti valori in Mg# nei clinopirosseni e l'alto contenuto in An nei plagioclasti (spiegata in parte anche dalla presenza di H<sub>2</sub>O) infatti prevedono un'origine profonda, quasi mantellica, confermata dalle pressioni calcolate con il termobarometro. Il raffreddamento è stato abbastanza rapido da creare una zonazione all'interno dei cristalli solo in parte attenuata da diffusione chimica. La sezione PL48 invece, caratterizzata da una struttura porfirica con fenocristalli di anfibolo e clinopirosseno, indica un raffreddamento più rapido. Una prova a tal riguardo è la presenza negli anfiboli di bordi di destabilizzazione dell' H<sub>2</sub>O con dimensioni contenute. Il processo di formazione per questa sezione è risultato abbastanza articolato. Si ha infatti la presenza di due magmi a composizione diversa, uno più basico e uno più evoluto, che hanno subito un processo di mescolamento che ha portato alla formazione di un magma dalla composizione intermedia.

In generale, la composizione dei plagioclasti suggerisce che le rocce alcaline (PL48 e PL3) fossero più idrate rispetto alle rocce tholeiitiche (PL9, PL10). PL3 e PL48 hanno inoltre cristallizzato in una camera magmatica profonda da cui risaliti velocemente in superficie. Le rocce tholeiitiche PL9 e PL10 hanno invece subito processi di cristallizzazione e accumulo a debole profondità in una camera magmatica piuttosto ampia.

## Bibliografia

Bailey, D. K. & Schairer, J.F. : “ The Sistem Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks – J. petrology 7, No.1, 140-170, 1966.

- Basu A. R. et al. (1993) "Early And Late Alkali Igneous Pulses and a High-<sup>3</sup>He Plume Origin For The Deccan Flood Basalts", *Science* Vol. 261.
- Courtillot et al. (1988) "Deccan flood basalts And The Cretaceous/Tertiary boundary", *Nature* Vol. 333.
- Hari K. R. et al. (2009) "Orthopyroxene bearing gabbro from Phenai Mata Igneous Complex: further evidence of crustal contamination from Deccan flood basalts", *Geological Magazine*
- Hari K. R. et al. (2011) "Petrogenesis of Gabbro and Orthopyroxene Gabbro from the Phenai Mata Igneous Complex, Deccan Volcanic Province: Products of Concurrent Assimilation and Fractional Crystallization", *Journal Geological Society Of India*
- Sheth H. C. (1999) "A Historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism", *Earth and Planetary Science Letters* 168.
- Sheth H. C. (2003) "The Deccan Beyond The Plume Hypothesis", Department of Earth Sciences, Indian Institute Of Technology, Bombay
- Simonetti A., S. L. Goldstein, S.S. Schmidberger and S.G.Viladkar (1998): "Geochemical and Nd, Pb, and Sr Isotope Data from Deccan Alkaline Complexes Inferences for Mantle Sources and Plume–Lithosphere Interaction", *Journal of petrology*, volume 39, numero 11 & 12, pagine 1147-1164
- Sukheswala R. N. and Sethna S. F. (1973) "Oversaturated and unsaturated differentiates in the tholeiitic igneous complex of Phenai Mata, Baroda District, Gujarat State, India", *Neues Jahrbuch für Mineralogie* Vol. 118.