



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN  
GEOLOGIA

**Origine dei magmi di Phenai Mata (Deccan settentrionale, India): elementi maggiori, elementi in traccia e isotopi Sr-Nd di serie magmatiche alcaline e sub-alcaline**

*Relatore: Prof. Andrea Marzoli*

*Laureando: Giorgio Salbego*

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

# Indice

|   |        |
|---|--------|
| Indice  | pg. 2  |
| Introduzione  | pg. 3  |
| 1. Deccan Traps   | pg. 3  |
| 1.1 Deccan Traps: localizzazione, composizione, origine | pg. 3  |
| 1.2 La collina di Phenai Mata                           | pg. 5  |
| 2. Geochimica   | pg. 7  |
| 2.1 Introduzione  | pg. 7  |
| 2.2 Il TAS  | pg. 7  |
| 2.3 La cristallizzazione frazionata                     | pg. 10 |
| 2.3.1 Serie subalcalina                                 | pg. 10 |
| 2.3.2 Serie alcalina                                    | pg. 11 |
| 2.4 Concentrazioni isotopiche                           | pg. 13 |
| 2.4.1 Il modello AFC                                    | pg. 14 |
| 3 Conclusioni   | pg. 17 |
| Bibliografia  | pg. 18 |

# Introduzione

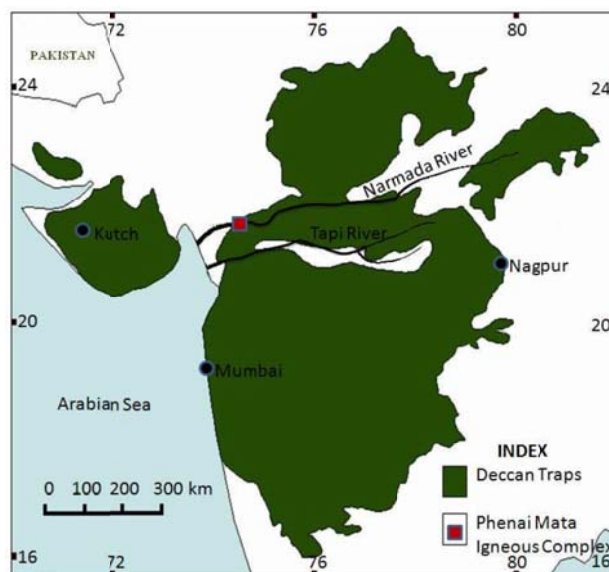
Lo studio della geochimica delle rocce è in grado di fornire importanti informazioni riguardo le caratteristiche composizionali dei campioni in analisi: conoscere le variazioni delle concentrazioni degli elementi maggiori, di quelli in traccia e degli isotopi, infatti, significa riuscire a ricostruire la storia evolutiva di un determinato tipo di magmatismo. Questo tipo di studio è stato condotto su dei campioni raccolti nell'India centro-occidentale, per la precisione nel distretto di Phenai Mata, localizzato nello stato del Gujarat a circa 360 km a nord di Mumbai, nella provincia magmatica dei Deccan Traps.

## 1. Deccan Traps

### ***1.1. Deccan Traps: localizzazione, composizione, origine***

La regione dell'India centro-occidentale è caratterizzata dalla presenza dei cosiddetti Deccan Traps, che rappresentano una delle più grandi province magmatiche del mondo: tale territorio, esteso per circa 500,000 km<sup>2</sup>, è composto principalmente da una serie di colate di basalto messo in posto circa 66 milioni di anni fa, al limite tra il Cretaceo e il Paleogene (Courtillet et al., 1988). L'area interessata da questo vulcanismo è situata al margine di un cratone Precambriano, dove la presenza di bacini e zone di rift più antichi ha in qualche modo limitato l'estensione dei Traps. A nord vi è il Narmada Rift, che mostra un andamento est-ovest e presenta rocce sedimentarie risalenti al tardo Cretaceo, mentre ad ovest in prossimità della costa esso si interseca con il Cambay Rift, che invece si sviluppa lungo nord-sud e si è formato all'inizio del Cretaceo. Il Kutch Rift, invece, risale al tardo Triassico-inizio Giurassico e all'interno vi sono litologie che sono state intruse e coperte dal magmatismo del Deccan. Gli spessori delle colate sono massimi lungo la costa occidentale dell'India, in un territorio chiamato "Western Ghats", dove essi raggiungono valori di circa 1500 m a causa della topografia del luogo precedente al vulcanismo. I basalti coinvolti sono di tipo tholeiitico (grandi gradi di fusione) e sono presenti insieme ad altre litologie quali rioliti, nefeliniti, lamprofiri, graniti, gabbri e carbonatiti (H. C. Sheth, 1999).

L'origine del magmatismo dei Deccan Traps rappresenta un argomento molto dibattuto in sede scientifica, in quanto due sono le teorie che potrebbero essere in grado di spiegare i grandi volumi di basalto formati in un breve lasso temporale: secondo Basu il meccanismo corretto prevede la presenza di un mantle plume legato all'hotspot delle Reunion, che circa 66 milioni di anni fa si ritrovava nella zona interessata dal vulcanismo del Deccan (A. R. Basu et al., 1993): tale mantle plume potrebbe essere la chiave per giustificare sia le alte temperature di fusione raggiunte dal mantello che ha dato origine ai magmi tholeiitici, sia l'attività alcalina che molto probabilmente ha preceduto la fase tholeiitica nella successione di basalti. Sheth, al contrario, collega la messa in posto di tali CFB con il rifting litosferico avvenuto prima, durante e dopo il vulcanismo, eliminando così l'ipotesi del mantle plume (H. C. Sheth, 1999, 2003). Secondo questo autore, inoltre, i meccanismi di fusione parziale non richiederebbero necessariamente un mantello più caldo del normale come invece previsto dalla teoria del mantle plume, e i grandi gradi di fusione potrebbero derivare dalla presenza di volatili dovuta ad una precedente subduzione che ha arricchito il mantello superficiale sovrastante. Nonostante tutto, però, la tesi di Sheth si trova in disaccordo con tutta una serie di dati paleomagnetici raccolti che confermano la teoria del mantle plume, soprattutto perché tale autore parla di un'attività vulcanica del Deccan Trap durata addirittura 8 o 9 milioni di anni, a contrario del range temporale universalmente accettato di circa 1 milione di anni.



K.R. Hari et al. (2011)

## **1.2. La collina di Phenai Mata**

Phenai Mata è un complesso magmatico a forma di tappo appartenente ai Deccan Traps, situato nell'India centro-occidentale, nei pressi del Narmada Rift (Stato del Gujarat). Questa collina rappresenta il resto di un vulcano attivo circa 66 milioni di anni fa, il quale ha formato la struttura che si vede oggi al di sopra di uno spesso strato di alluvioni. Qui si ritrovano rocce moderatamente sovrassature in silice quali basalti, gabbri stratificati e dicchi doleritici, altri differenziati acidi come granofiri e micrograniti e infine differenziati moderatamente saturi e sottosaturi, come sieniti alcaline e fonoliti (microlusitaniti, pulaskiti e tinguaiti, secondo una nomenclatura ormai in disuso) (R. N. Sukheswala and S. F. Sethna, 1973).

I differenziati acidi si presentano come rocce leucocratiche a grana media con minerali mafici (augite e orneblenda) circondati da feldspati (ortoclasio): sono presenti inoltre vene di quarzo pegmatitico, e tali tagliano i gabbri stratificati. Le litologie poco sature e sottosature come le microlusitaniti sono rocce di colore verde che spesso si possono confondere con i basalti (se sono a grana fine) o con le doleriti (se a grana media). Nelle microlusitaniti si ritrovano qui plagioclasio (oligoclasio), orneblenda e biotite.

Autori come Sukheswala e Sethna affermano che le rocce mediamente sature come le sieniti si sono formate a partire da magmi basici che non sono stati in grado di separare l'olivina durante il rapido raffreddamento, e perciò le fasi sviluppate successivamente non si sono molto arricchite in quarzo (R. N. Sukheswala and S. F. Sethna, 1973). Per quanto riguarda le rocce sottosature, invece, tali autori presuppongono che leggere differenze nello sviluppo chimico-fisico potrebbero essere responsabili della cristallizzazione di un residuo con questa composizione. Una di queste differenze potrebbe essere rappresentata dal frazionamento o dalle reazioni dell'ematite, a causa della quale uno stesso magma ha potuto cristallizzare un residuo sovrassaturo o uno più sottosaturo: il primo si è formato quando la mesostasi felspatica dei basalti ha avuto a disposizione sufficiente Fe, che si è ossidato e cristallizzato come magnetite ed ematite; il secondo residuo, invece, si è generato dal momento in cui non vi è stato più Fe da ossidare, perciò hanno potuto cristallizzare i feldspatoidi. Un'altra differenza nello sviluppo chimico-fisico potrebbe essere data dalla  $fO_2$ :

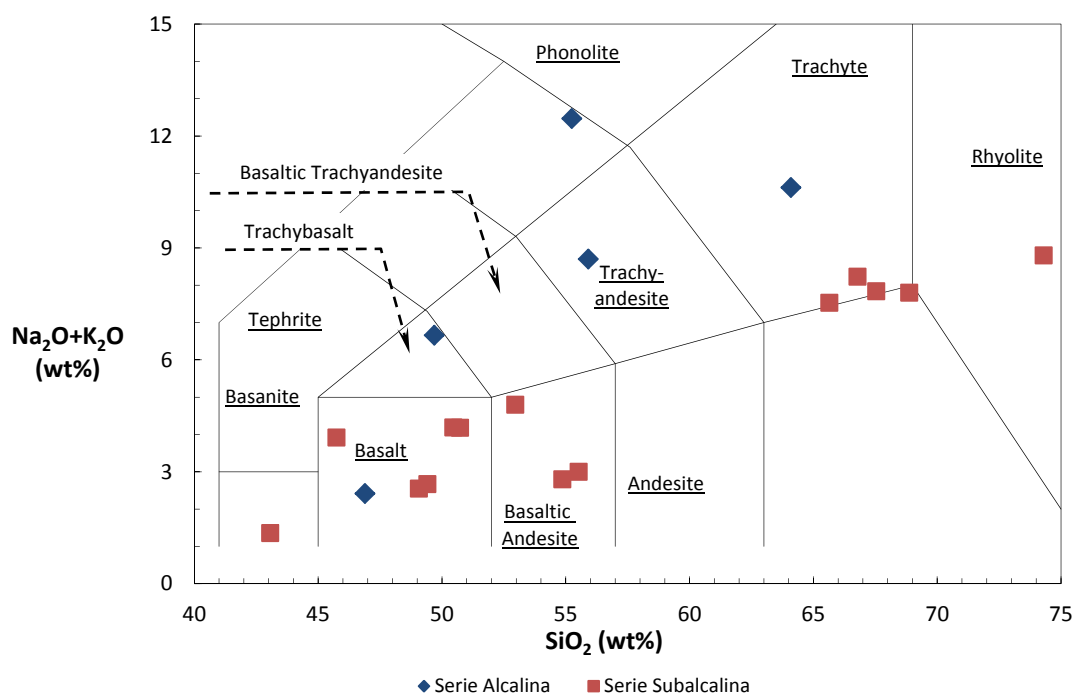
quando questa è stata abbastanza alta si sono formate sieniti sature, ma dal momento in cui è scesa il Fe non è stato più ossidato (è stato cristallizzato come barkevikite) e il contenuto di silice nel magma è divenuto così insufficiente per far precipitare tutti gli alcali come feldspati, rendendo possibile la formazione di nefelina.

## 2. Geochimica

### 2.1. Introduzione

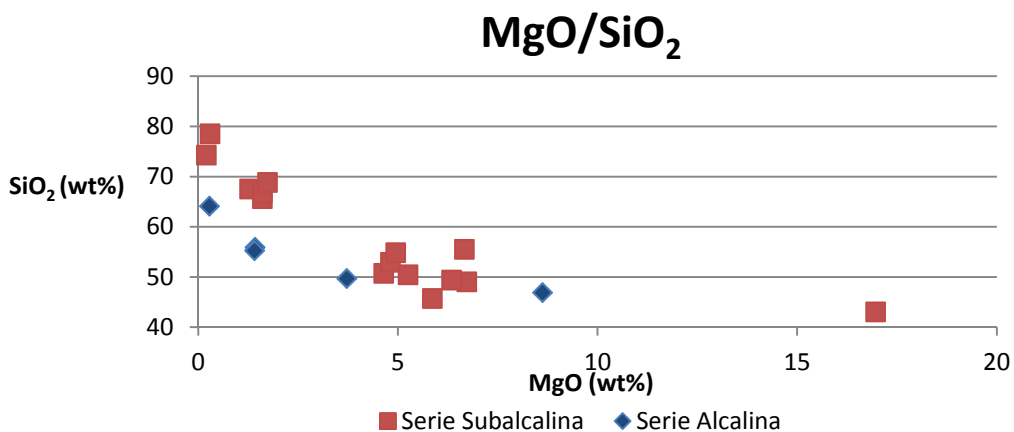
Lo studio dei campioni raccolti a Phenai Mata effettuato mediante Fluorescenza a raggi X (XRF) e ICPMS ha fornito dei dati che presentano una grande variabilità composizionale, per questo motivo è stato necessario concentrarsi sui gruppi di campioni con il maggior numero di affinità possibili: per caratterizzare e capire lo sviluppo delle rocce in questione si è proceduto quindi ad un'analisi delle varie proprietà geochimiche, che ha coinvolto lo studio della variazione degli elementi maggiori alla diminuzione di MgO, la variazione degli elementi in traccia rispetto alla concentrazione di La e l'analisi delle quantità di isotopi presenti all'interno delle rocce. Alla luce di questi dati, poi, sono stati testati alcuni modelli matematici per capire le dinamiche avvenute durante questo tipo di magmatismo.

### 2.2. II TAS



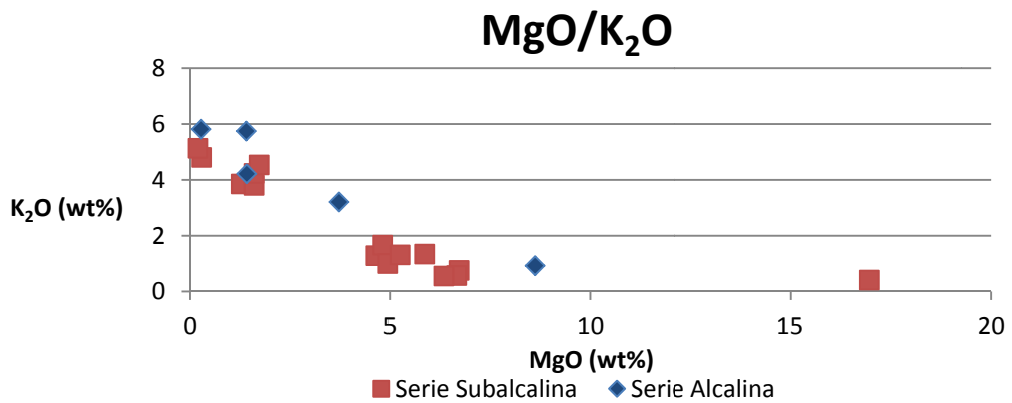
Il grafico TAS (Total Alkali vs Silica) risulta molto importante in quanto permette la classificazione delle rocce in studio ed è in grado inoltre di mettere

in evidenza particolari trend composizionali: si possono distinguere in questo caso due serie di campioni, una alcalina e una subalcalina, nello specifico tholeiitica. La prima comprende i campioni PL1 e PL2 (nefelin-sieniti), PL4 (un dicco che intrude il gabbro) e PL5 (altro dicco a grana fine), che geograficamente sono tutti uniti e sono situati a nord della collina di Phenai Mata, in prossimità del fiume. La seconda, invece, presenta i campioni da PL6 a PL20 (gabbri, basalti, doleriti e dicchi) ed è rintracciabile solamente all'interno della collina vulcanica (ad esclusione di un dicco più ad est, PL20). Già questa prima suddivisione geografica dei campioni e delle relative serie potrebbe far presupporre l'esistenza di due magmatismi differenti che avrebbero agito in due tempi altrettanto diversi: questi due trend, inoltre, potrebbero rappresentare la testimonianza delle avvenute fasi di passaggio di un mantle plume, che solitamente generano magmi prima alcalini e poi tholeiitici. Il campione PL3, un gabbro, rappresenta un dato anomalo, in quanto pur ritrovandosi geograficamente insieme alle rocce alcaline sembra non rispettare tale trend, poiché è impoverito in alcali ( $K_2O+Na_2O$ ) ed appartiene al campo dei basalti (è nefelin-normativo). Per capire meglio il trend di appartenenza di PL3, questo è stato comparato con PL9 (altro gabbro ricco in plagioclasio), in quanto i due sono composizionalmente simili: analizzando le concentrazioni degli elementi in traccia (Nb, Ta e da La a Lu) si è visto che in realtà PL3 è più alcalino di PL9, in quanto è più arricchito in elementi incompatibili (compresi Ti e P tra gli elementi maggiori, che hanno questo tipo di comportamento). Grazie a tali informazioni, quindi, si può concludere che PL3 appartenga effettivamente alla serie alcalina e ne rappresenti lo stadio iniziale, poi sviluppato fino agli altri campioni raccolti.

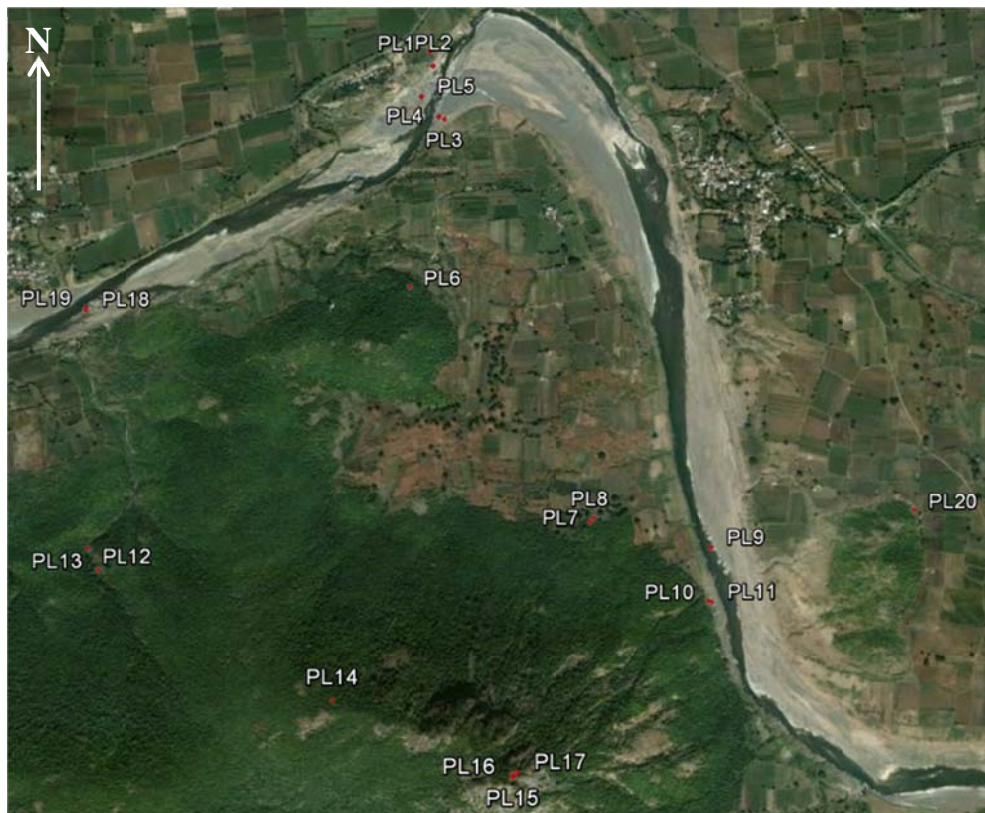




I due grafici presenti evidenziano i trend composizionali dei campioni raccolti, in particolare l'arricchimento in  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  con il procedere della differenziazione (rappresentata dalla diminuzione di  $\text{MgO}$ ). Il tenore in silice della serie alcalina aumenta a partire da PL3, passando per PL5, PL4, PL2 e terminando con PL1: tale percorso potrebbe dare già un'idea dell'evoluzione dei magmi interessati durante il processo di cristallizzazione.



In basso l'immagine ritrae la posizione dei campioni raccolti presso la collina di Phenai Mata, in India. Si può notare la particolare concentrazione di rocce alcaline vicino all'Heran River nella parte settentrionale del complesso.



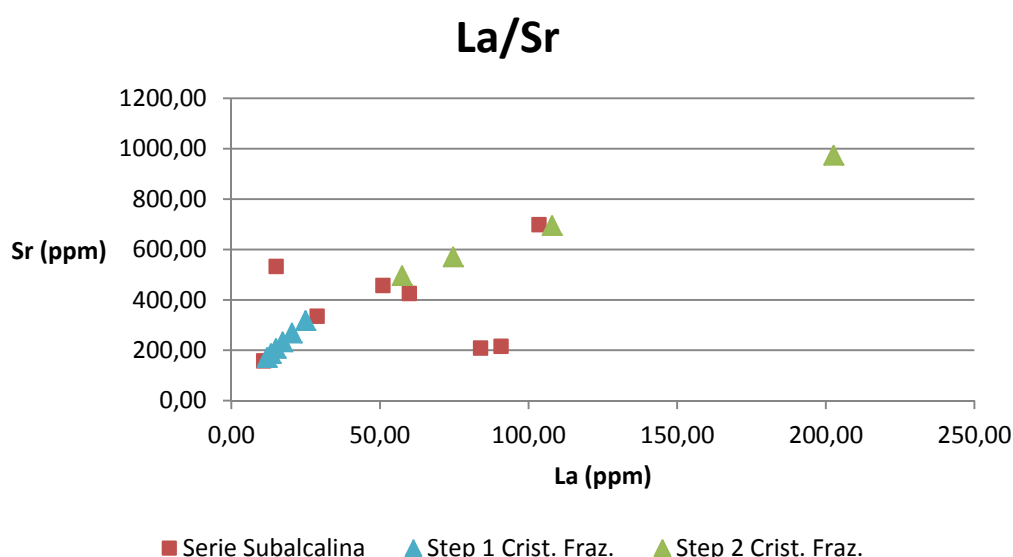
La posizione dei campioni di Phenai Mata rappresentata tramite Google Earth

## 2.3. La cristallizzazione frazionata

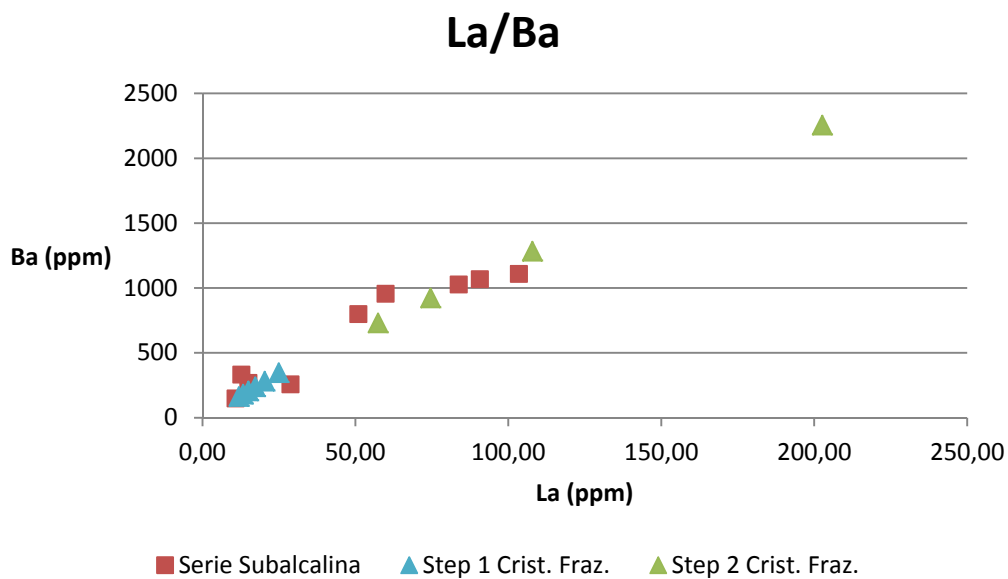
Date le due serie esistenti a Phenai Mata, è necessario capire se e quanto un processo come la cristallizzazione frazionata sia stato in grado di creare le variazioni di composizione riscontrate all'interno di ognuna delle due serie.

### 2.3.1. Serie Subalcalina

Prendendo in considerazione solo i termini della serie subalcalina, si può vedere come il modello matematico della cristallizzazione riesca a spiegare in maniera esaustiva le diverse composizioni dei campioni: tale frazionamento, secondo il procedimento operato, ha avuto inizio dal campione PL10 (un gabbro, la roccia più ricca in Mg) ed è stato suddiviso in due step, il primo in cui hanno cristallizzato il 50% di olivina, il 40% di clinopirosseno e il 10% di plagioclasio e il secondo in cui hanno cristallizzato il 40% di olivina, il 30% di clinopirosseno e il 30% di plagioclasio. I grafici sono stati plottati studiando le variazioni di Sr (compatibile nel plagioclasio) e di Ba, che nella serie risulta essere un elemento molto variabile.



L'elemento Sr durante i due step aumenta relativamente nel trend a causa della scarsa cristallizzazione di plagioclasio, e cresce via via rispecchiando la composizione di PL10, PL13 (dicco), PL18 (dicco), PL6 (dolerite) e PL12 (dicco a plagioclasio).

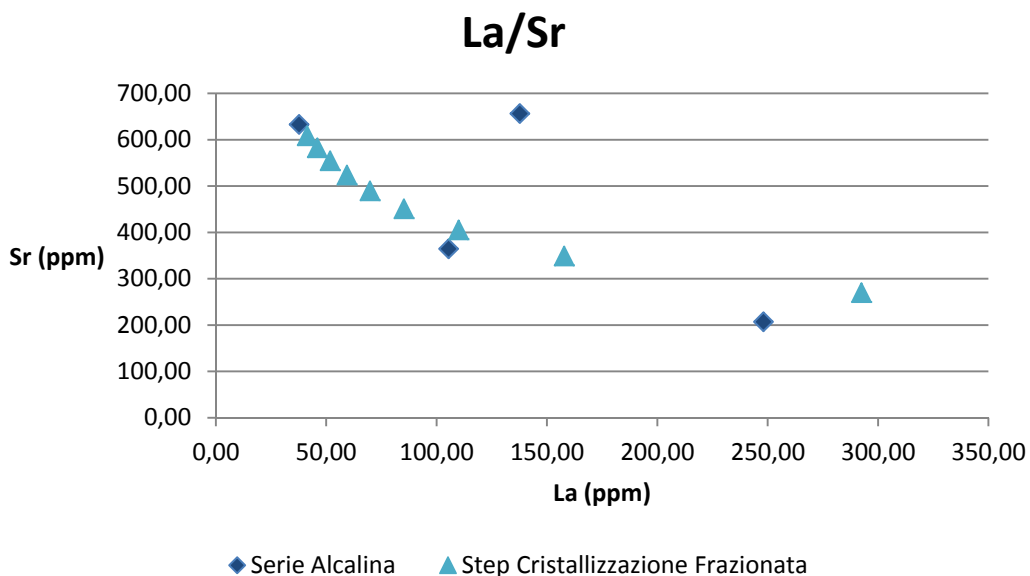


Anche l'elemento Ba cresce all'interno della serie, e inoltre si può constatare come il processo di cristallizzazione frazionata rappresenti la soluzione per dimostrare il collegamento esistente tra il gruppo di campioni poveri in Ba e quello di campioni ricchi in Ba.

Le percentuali dei minerali che frazionano durante questo processo (soprattutto nel primo step) sono confermate dall'analisi del campione PL10, un gabbro, che come calcolato contiene prevalentemente olivina, pirosseno e plagioclasio.

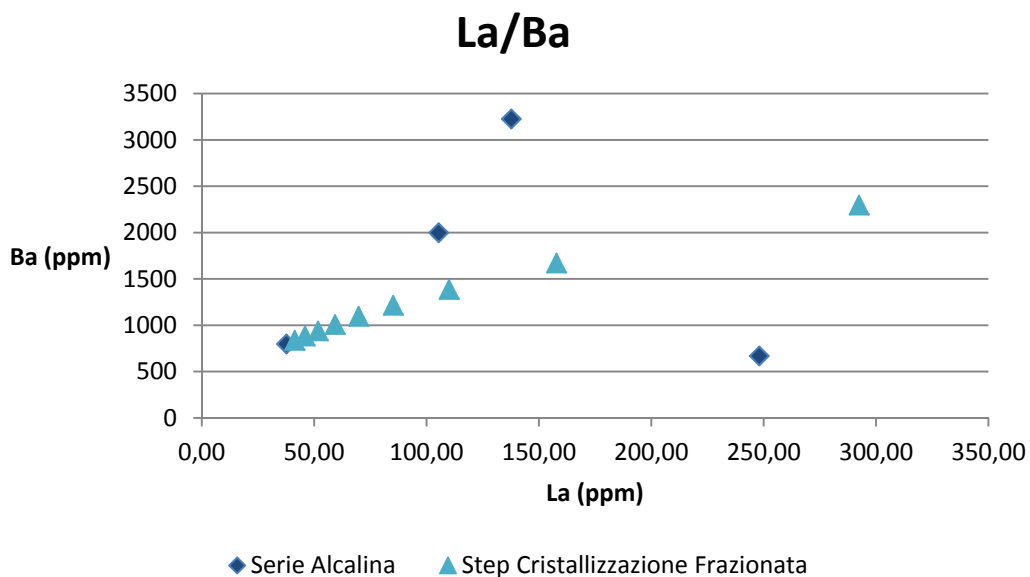
### 2.3.2. Serie Alcalina

Per quanto riguarda la serie alcalina, invece, il modello della cristallizzazione frazionata non risulta essere applicabile come per la serie subalcalina: in questo caso è stato calcolato un unico step di frazionamento che ricalca l'andamento composizionale delle rocce raccolte, e questo prevede la cristallizzazione di 90% di plagioclasio e del 10% di clinopirosseno. Il diagramma La vs Sr dimostra che i campioni potrebbero effettivamente essere legati dalla cristallizzazione (da PL3 a PL1 a PL2), ma gli stessi dati non sono confermati dal grafico La vs Ba, dove non si riscontra una grande relazione tra composizione e cristallizzazione.



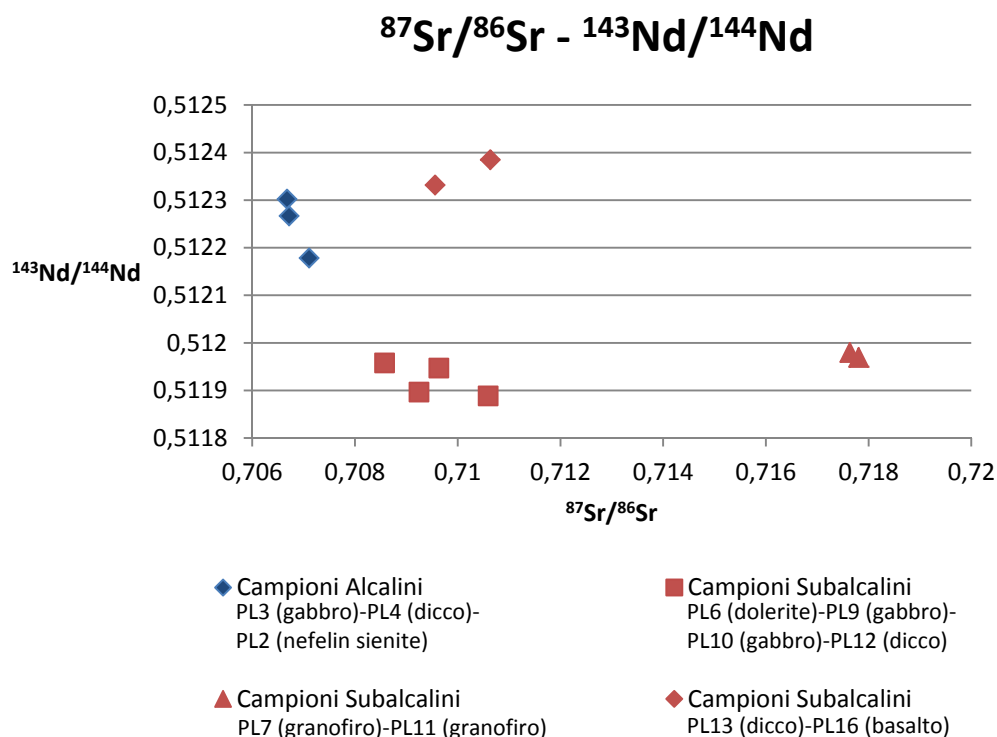
Come si evince dai due grafici riportati, inoltre, vi è sempre un campione che si discosta da entrambi i trend, con contenuto di La di 137,7 ppm: tale è PL4, il cui alto arricchimento in Ba potrebbe far presupporre la presenza di altri fattori che hanno determinato un accumulo di questo elemento all'interno del campione.

La serie alcalina deve perciò aver subito un altro tipo di processo, in quanto la concentrazione degli elementi in questione non è del tutto compatibile con il meccanismo di cristallizzazione frazionata.



## 2.4. Concentrazioni isotopiche

Allo scopo di risalire ai meccanismi di formazione dei campioni raccolti è stato analizzato il contenuto in isotopi radiogenici: i valori dei rapporti  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sono stati ricalcolati ai loro valori iniziali (a 66 milioni di anni) e plottati nel grafico sottostante.



Come si può notare esistono quattro firme isotopiche diverse: sono presenti due gruppi di campioni con alti valori del rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (un gruppo con bassi valori di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - PL3, PL2 e PL4 - e l'altro con medi valori di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - PL13 e PL16 -) e altri due gruppi con bassi valori del rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (un gruppo con medi valori di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - PL6, PL9, PL10 e PL12 - e l'altro con alti valori di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - PL7 e PL11 -).

Sulla base di una prima analisi, questi quattro gruppi potrebbero rappresentare il tipico trend isotopico che si riscontra quando un magma in via di cristallizzazione è in grado di assimilare parti di crosta: quest'ultima, infatti, a contrario di quanto concerne il mantello, è caratterizzata da alti valori del rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e da bassi valori del rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Si potrebbe quindi presupporre che durante la fase di cristallizzazione parte del calore generato dal raffreddamento del magma sia stato utilizzato per fondere porzioni di crosta che,

mescolandosi allo stesso magma, hanno contribuito a rendere i campioni ricchi in Sr isotopico e poveri in Nd isotopico. Per i campioni alcalini, inoltre, questa teoria sarebbe avvalorata dal grafico MgO vs. SiO<sub>2</sub> precedentemente analizzato, poiché una certa assimilazione comporterebbe anche un aumento in silice: tale trend di aumento in SiO<sub>2</sub> e <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr e di diminuzione di <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd è riscontrabile proprio nella serie di campioni ordinati PL3, PL4 e PL2. Per studiare questo processo è stato perciò usato il cosiddetto modello “AFC”, ossia “assimilation and fractional crystallization”.

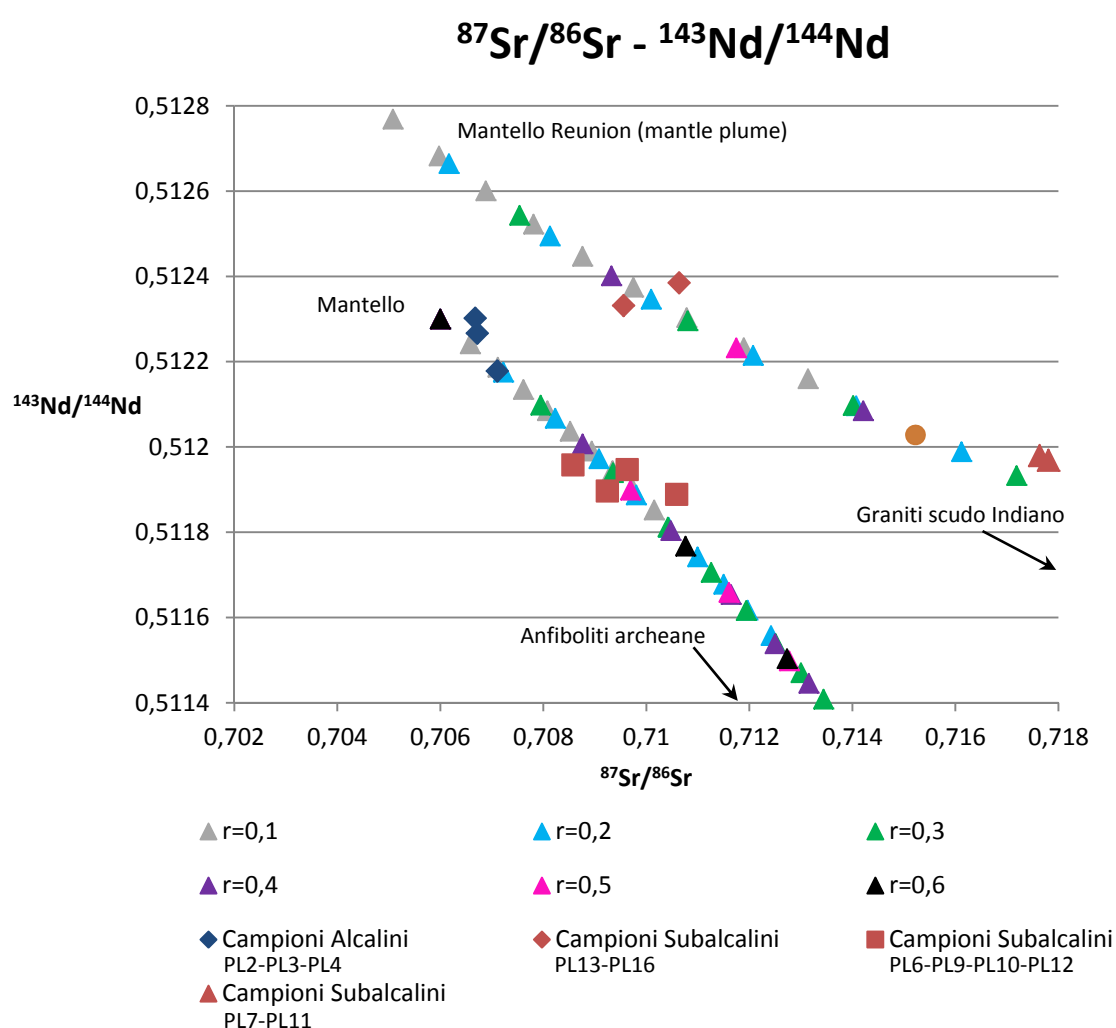
#### **2.4.1. Il modello AFC**

Il modello AFC (che prevede assimilazione e cristallizzazione frazionata) è stato utilizzato mediante le formule matematiche di DePaolo (1981). Queste ultime permettono di prevedere le varie composizioni isotopiche di un magma iniziale che venga contaminato dalla crosta al diminuire della quantità di fuso: le serie di dati ottenute, inoltre, possono assumere vari valori a seconda di  $r$ , che rappresenta il rapporto tra massa assimilata e massa cristallizzata, generalmente compreso tra  $0,1 \leq r \leq 0,6$ . Per poter utilizzare le equazioni è quindi necessario disporre delle concentrazioni assolute ed isotopiche di Sr e Nd, sia del magma iniziale, sia della crosta in questione.

Il primo modello è stato calcolato considerando come magma iniziale quello dell’hotspot delle Reunion, con dei valori dei rapporti isotopici <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd di 0,51286 e <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr di 0,7042; i dati relativi ai graniti dello scudo indiano invece hanno fornito l’estremo crostale, con <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd pari a 0,51055 e <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr pari a 0,8204 (Z. X. Peng et al., 1994). Facendo variare il rapporto  $r$  e tracciando i risultati calcolati mediante il procedimento di DePaolo, si è visto che il trend del processo AFC è in grado di spiegare la differente firma isotopica dei due gruppi di campioni subalcalini PL13-PL16 e PL7-PL11, rispettivamente il primo meno contaminato e il secondo più contaminato da una porzione crostale.

Il secondo modello è stato invece fondamentale per capire le relazioni tra le altre due firme, quella comprendente le rocce alcaline (campioni PL2-PL3-PL4) e quella comprendente alcune delle rocce subalcaline (campioni PL6-PL9-PL10-PL12). In questo caso le composizioni estreme considerate nei calcoli sono diverse, in quanto il mantello iniziale ha <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd di 0,5123 e <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr di

0,706 (composizione simile a PL3) e la crosta è rappresentata da anfiboliti archeane, con valori del rapporto isotopico  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  di 0,51080 e del rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  di 0,7170 (Z. X. Peng et al., 1994). Anche in questo caso, come si evince dal grafico, la differenza tra i due gruppi di campioni è interpretabile come un passaggio graduale da una composizione isotopica di mantello ad una di crosta. Poiché le rocce subalcaline in questione sono soprattutto gabbri, la massima differenziazione avvenuta si attesta attorno al 10% circa, di conseguenza il rapporto  $r$  da considerare (tasso di massa assimilata/tasso di massa cristallizzata) si avvicina al valore di 0,4.



Il modello AFC ha quindi permesso la distinzione di questi due tipi di trend, che sono molto diversi uno dall'altro: il primo, infatti, che come detto contiene i campioni PL13, PL16, PL7 e PL11, potrebbe rappresentare delle rocce del mantle plume dell'hot-spot delle Reunion via via contaminate da delle porzioni di crosta superficiale. Il secondo modello, invece, potrebbe essere caratterizzato

da un mantello di partenza diverso dal precedente ma comunque profondo (PL3 in particolare contiene un clinopirosseno con numero di magnesio pari a circa 96), contaminato in questo caso da parti di crosta profonda e antica (sono stati presi in considerazione valori isotopici medi della crosta Lewisiana archeana).



### 3. Conclusioni

L'analisi geochemica dei campioni raccolti nella regione di Phenai Mata, in India, ha permesso la comprensione dell'origine di tali rocce e dei processi magmatici subiti da queste ultime prima dell'affioramento in superficie. Innanzitutto i campioni sono suddivisi in due serie, una alcalina e una subalcalina: i modelli matematici applicati hanno permesso di capire che buona parte delle differenze composizionali all'interno delle serie stesse sono state controllate dalla cristallizzazione frazionata, che naturalmente in nessun caso è in grado di correlare la composizione della serie alcalina con quella della serie subalcalina. Ciò che si è visto mediante lo studio di Sr e Nd radiogenici, invece, è che alcuni campioni risultano isotopicamente legati gli uni agli altri: è presente, infatti, un certo rapporto tra i campioni alcalini e alcuni di quelli subalcalini, che ha permesso di capire che essi derivano da uno stesso magma parentale che ha subito due eventi di fusione a gradi e pressioni differenti (alti gradi a bassa pressione per le rocce subalcaline e bassi gradi ad alta pressione per le rocce alcaline); nella fase di cristallizzazione, in un secondo momento, questi magmi hanno intaccato e assimilato parte della crosta profonda. Una seconda relazione isotopica riguarda esclusivamente la serie subalcalina, che invece ha avuto origine da un secondo mantello ancor più primitivo del precedente, molto più ricco in Nd isotopico e povero in Sr isotopico: tale mantello durante la differenziazione ha assimilato non più crosta profonda, bensì crosta superficiale, assumendo così rapporti di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  simili a quest'ultima. Poiché nei modelli utilizzati questo mantello primitivo ha valori di Sr e Nd isotopici corrispondenti al magma dell'hot-spot delle Reunion, si può concludere che almeno per questa serie di campioni (PL13, PL16, PL7 e PL11) è chiara l'origine a partire da un mantle plume, concordamente a quanto affermato da Basu et al. nel 1993.

## Bibliografia

Courtillot et al. (1988) “Deccan flood basalts And The Cretaceous/Tertiary boundary”, Nature Vol. 333.

H. C. Sheth (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.

A. R. Basu 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.

H. C. Sheth (2003) “The Deccan Beyond The Plume Hypothesis”, Department of Earth Sciences, Indian Institute Of Technology, Bombay

R. N. Sukheswala and S. F. Sethna (1973) “Oversaturated and unsaturated differentiates in the tholeiitic igneous complex of Phenai Mata, Baroda District, Gujarat State, India”, Neues Jahrbuch für Mineralogie Vol. 118.

K. R. Hari et al. (2009) “Orthopyroxene bearing gabbro from Phenai Mata Igneous Complex: further evidence of crustal contamination from Deccan flood basalts”, Geological Magazine

K. R. Hari 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

Z. X. Peng et al. (1994) "A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan Traps", *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 58, pp. 267-288