

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Dipartimento di Fisica e Astronomia
Corso di Laurea in Fisica

Le Grandi Effusioni Basaltiche

Relatore:
Prof. Michele Dragoni

Presentata da:
Nicoletta Minghetti

Anno Accademico 2018/2019

Sommario

Il seguente lavoro di Tesi è svolto con l'obiettivo di illustrare le "Grandi Effusioni Basaltiche" e le conseguenze di impatto ambientale che risultano da questo tipo di attività vulcanica. Le effusioni basaltiche sono fenomeni eruttivi sostenuti dalla possibilità del magma di muoversi dalla regione sorgente alla superficie, caratteristica dovuta alla minore densità del magma, che nel campo di gravità, subisce una forza di galleggiamento che lo spinge verso l'alto . Questi fenomeni eruttivi sono caratterizzati dall'effusione di enormi quantità di lava che si estendono per migliaia di chilometri con volumi dell'ordine di grandezza di alcune migliaia di chilometri cubi e disperdono aerosol nell'atmosfera dovuti al degassamento di magma. Per questi motivi, una grande effusione basaltica, ha il potere di causare cambiamenti ambientali, estinzioni ed ha effetti sull'evoluzione biotica.

Indice

1	Attività Effusiva	9
1.1	Composizione dei Magmi	13
1.2	Basalti	14
1.3	Modalità di Eruzione	15
1.4	Componente Gassosa dei Magmi	17
2	Reologia e dinamica delle colate di Lava	19
2.1	Equazione Del Moto	19
2.2	Equazioni Costitutive	20
2.3	Parametri a Confronto	24
2.4	Flusso Laminare e Turbolento	29
2.5	Modelli Termici	32
2.6	Raffreddamento di una Colata di Lava	36
3	LIP: Large Igneous Provinces	39
3.1	Dinamica: Convezione	39
3.2	Deformazioni Litosferiche	43
3.3	Origine	44
3.4	Correnti convettive nel Mantello	49
3.5	Flussi Basaltici	50
4	Conseguenze Ambientali	55
4.1	Implicazioni ambientali delle LIP	55
4.2	Connessione tra Clima e Vulcanismo	57

4.3	Le grandi eruzioni e gli effetti atmosferici	58
4.4	Le grandi eruzioni e l'inverno vulcanico	60
4.5	Effetti Ambientali delle Eruzioni Basaltche	62
4.6	Vulcanismo ed estinzioni di massa	64
5	Conclusioni	67
5.1	Bibliografia:	69

Introduzione

Le grandi province di flussi basaltici sono il prodotto dei più grandi eventi vulcanici conosciuti sulla Terra. Sono caratterizzati dalla produzione di enormi quantità di volume di magma basaltico tholeitico che viene eruttato in intervalli di tempo brevi. Queste province formano plateau estesi su tutti i continenti e sui fondali oceanici. La superficie dei plateau è il risultato di grandi volumi di magma basaltico eruttato molto rapidamente dalle fessure nella crosta terrestre, che formano flussi laminari, tipicamente spessi una decina di metri e che ricoprono aree vaste anche diecimila chilometri quadrati. Le province di flussi basaltici si sono formate tra i periodi Mesozoico e Cenozoico ed alcuni episodi risalgono ad un periodo ancora più antico: il Proterozoico. La tettonica delle placche prevede che la maggior parte della nuova crosta sia formata ai margini delle placche tettoniche da magmi prodotti dalla fusione parziale delle rocce nel mantello. Nelle placche con margini divergenti lungo le dorsali medio oceaniche, i materiali ascendenti del mantello sono fusi parzialmente dalla decompressione e vanno a formare così la nuova crosta oceanica con i basalti risultanti della dorsale medio-oceanica (MORB). Lungo le placche convergenti invece, la vecchia crosta oceanica viene parzialmente fusa quando una placca sprofonda sotto l'altra nel processo di subduzione, causando un aumento delle temperature ed una diminuzione dell'idratazione. I fluidi idrati che vengono trasportati, si comportano come un flusso, nello strato sottostante il mantello parzialmente fuso, spingendo verso l'alto il magma che si cristallizza formando la nuova crosta che andrà a costituire gli archi continentali ed oceanici al di sopra della zona di subduzione. La nuova crosta si forma continuamente lungo i confini delle placche con questi due processi. Le grandi effusioni basaltiche, tuttavia, non sono confinate lungo le placche, ma sono associate agli "hot spots" (punti caldi), o ai flussi basal-

tici del mantello e sono episodi eruttivi meno frequenti e più intensi. Un hot spot, nel mantello, è ancorato all'astenosfera sottostante la rigida placca tettonica della litosfera. Qui, le temperature più alte rispetto alle medie del mantello, producono una fusione parziale di materiale che si innalza verso la superficie. Catene di isole vulcaniche sono così generate dal movimento delle placche sopra gli hot spots, nei fondali oceanici, come la Emperor Ridge che si muove verso nord ovest dall'hot spot sottostante le Hawaii. La maggior parte delle grandi province basaltiche che presentano flussi basaltici continentali, sono associate quindi con gli hot spots. I punti caldi sono formati da flussi ascendenti di materiale caldo dal mantello inferiore e il loro contributo per questi processi è determinante. Infatti, per fare un esempio, il Plateau Basaltico di Ontong Java che si trova sotto la superficie dell'Oceano Pacifico, rappresenta una delle province basaltiche più vaste, ricoprendo l'1% della superficie terrestre e con un volume stimato di $10^7 km^3$. Inoltre, da eventi recenti quali l'eruzione del vulcano Pinatubo (Filippine, 1991), abbiamo la conferma che episodi di vulcanismo enormi come questo abbiano un enorme impatto ambientale, causando gravi effetti climatici. Si pensa quindi che le grandi eruzioni basaltiche della preistoria, molto maggiori di questa, abbiano avuto effetti climatici molto più importanti. Ciò è dimostrabile considerando anche gli effetti di carestia e climatici che si riscontrarono in tutta Europa, dopo l'eruzione del vulcano Laki in Islanda nel 1783, l'unica eruzione fissurale dei nostri tempi. Non è sorprendente infatti che le date di due delle più grandi eruzioni basaltiche continentali, i Trappi Siberiani (248 Ma, Siberia) ed i Trappi del Deccan (65.5 Ma, India) coincidano con le date di due estinzioni di massa rispettivamente nelle transizioni tra i periodi Permiano-Triassico e Cretaceo-Terziario. In particolare, le attività vulcaniche continentali di origine basaltica ed i flussi basaltici associati ad esse, hanno un ruolo di primo piano nella formazione della crosta terrestre e nell'evoluzione della vita sul pianeta. La natura di queste associazioni, tuttavia, rimane controversa, ma sappiamo per certo quanto l'origine dei flussi basaltici sia un fattore critico nello studio delle dinamiche del mantello e dei moti delle placche.

Capitolo 1

Attività Effusiva



Figura 1.1: Eruzione Effusiva del vulcano Etna

Un'eruzione vulcanica in cui il magma, durante il processo eruttivo, perde gran parte dei composti volatili disciolti in esso, prendendo il nome di lava. Tale modalità eruttiva è detta attività vulcanica effusiva.

I Vulcani Basaltici hanno la caratteristica di essere formati principalmente da rocce che hanno un contenuto di Silice relativamente bassa (tra il 45% e 52% in peso) e sono composte principalmente da minerali quali: plagioclasio, calcico e pirosseni (alcune di queste possono essere anche ricche in olivina). Tale tipologia di vulcano è quella più presente sulla superficie terrestre.

I sistemi di vulcani comprendono tutti gli elementi che contribuiscono alla composizione di un vulcano: sorgente, camera magmatica, tipologia del condotto, zone intrusive e geotermali.

Soffermandoci in particolare sui vulcani basaltici, possiamo distinguerne due varietà principali in base alla morfologia: i vulcani a scudo ed i vulcani lineari.



Figura 1.2: Eruzione del vulcano Kilauea nelle Hawaii. (MeteoWeb)

Vulcani a Scudo: Sono generati da eruzioni di enormi quantità di lava con una viscosità bassa. L'edificio vulcanico presenta un profilo esteso orizzontalmente ed un cono schiacciato come conseguenza della modalità di colata lavica, la quale tende a fuoriuscire dalle fenditure scorrendo facilmente lungo le pendici avendo così la possibilità di depositarsi più lontano rispetto ad una normale eruzione di magma. La formazione di questi vulcani si verifica nelle regioni in cui la crosta e la litosfera si trovano in condizioni tettoniche distensive (rift). Il risultato è un accumulo di lava che si solidifica generando un vulcano dalla forma a scudo, con pendici poco ripide e molto estese. Di questo

tipo di vulcani fanno parte quelli più grandi al mondo (Il più grande è Mauna Loa nelle Hawaii: 40000 km^3 di volume e 4169 ms.l.m. di altezza.)

Vulcani Lineari:

Sono caratterizzati dalla mancanza di un edificio vulcanico vero e proprio. La causa di tale connotazione è da attribuirsi ad un'attività eruttiva intensa in cui vengono emesse contemporaneamente colate laviche multiple, a viscosità basse. Tali vulcani sono provvisti di una serie di condotti allineati lungo una frattura della crosta terrestre.

Ne sono un esempio i vulcani di tipo islandese, dove la lava, molto fluida si espande su vaste superfici formando strutture tabulari, dette Plateau Basaltici.



Figura 1.3: Eruzione fessurale di un vulcano lineare Islandese (tuzhanyo.blogspot.com)

Hot Spots: I punti caldi sono aree vulcaniche dovute alle correnti ascendenti date dalla convezione del mantello. La loro attività è di tipo prevalentemente effusivo con eruzioni frequenti e lave a temperatura alta (1000-1100°C). La morfologia dell'edificio vulcanico è quella di un vulcano a scudo. Generalmente i punti caldi si possono trovare all'interno delle placche e mano a mano che la placca si sposta, generano catene di vulcani.

LIP (Large Igneous Provinces): Tale termine fu introdotto per la prima volta da Mike Coffin e Olaf Eldholm nel 1991, allo scopo di indicare regioni con un flusso magmatico elevato in maniera anomala. Le più importanti sono: province di plateau basaltici, plateau oceanici, margini con rift vulcanico e dorsali asismiche. Queste regioni sono la testimonianza di un'attività effusiva che ricopre aree fino a migliaia di chilometri quadrati con magma prevalentemente basaltico e coinvolgendo un'intensa attività termica. La loro importanza risiede nelle informazioni di vario tipo che si possono ottenere dallo studio del materiale eruttivo. Queste regioni hanno infatti un ruolo cruciale per quanto riguarda l'impatto ambientale in quanto conseguenza di tali attività vulcaniche.

Plateau Basaltici: Sono un caso particolare di LIP e fanno parte dei vulcani lineari che hanno prodotto le eruzioni più grandi avvenute sulla Terra. I plateau basaltici si formano grazie a fenomeni eruttivi di enormi volumi di magma di tipo basaltico, generalmente tholeitico ed omogeneo, che avvengono in un lasso di tempo relativamente breve: tipicamente il magma eruttato forma strati spessi una decina di metri coprendo aree vaste anche centinaia di km. Tale modalità di eruzione si genera, nelle regioni di "mantle plume", ovvero regioni in cui si crea un flusso convettivo di magma nel mantello. Questo tipo di moto si crea nelle regioni in cui si trovano rocce a temperature più elevate del normale, le quali tendono a raggiungere le parti più superficiali della crosta, generando i così detti "hot spots". Alcuni esempi di Plateau Basaltici si possono osservare nelle province del Keweenawan e nella regione del Dekkan (trappi del Deccan) (India) o nelle zone del Rio Paranà (Sud America) ed i Trappi Siberiani (Siberia).

La conseguenza più interessante di tali eruzioni è l'influenza sul clima: è straor-

dinario notare infatti, come le date delle eruzioni di questi due plateau basaltici (rispettivamente 248 Ma e 65.5 Ma) corrispondano con le date delle ultime due estinzioni di massa.

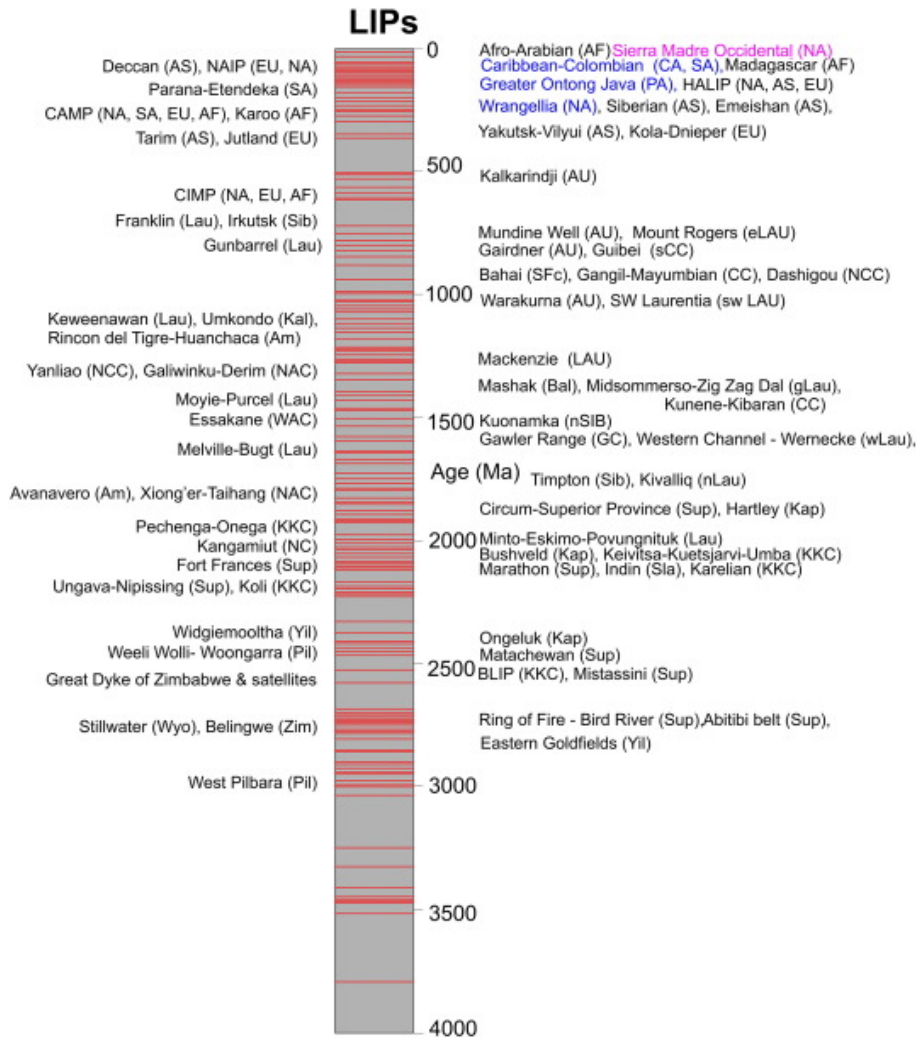


Figura 1.4: Distribuzione delle LIP in scala temporale.

1.1 Composizione dei Magmi

La composizione chimica dei magmi ha un ruolo cruciale nella determinazione delle sue proprietà fisiche, tra cui: viscosità, calore specifico e conducibilità elettrica. I magmi terrestri sono formati prevalentemente da silicati in fase liquida e composti volatili in soluzione. Il silicio (silicon) è un semimetallo con numero atomico $Z = 14$, nella tavola periodica fa parte del gruppo del carbonio il quale ha la particolarità di avere 4 elettroni nel guscio esterno che possono completarlo cedendo o acquisendo elettroni.

Inoltre il legame tra silicio ed ossigeno è di tipo forte, con un'elevata energia di ionizzazione e stabilità termica e chimica. I silicati sono perciò in grado di assumere strutture cristalline complesse e formano una numerosissima famiglia di composti chimici che si può classificare in base ai gradi di idratazione dell'anidride silicica:

- *acido ortosilicico* H_4SiO_4
- *acido metasilicico* H_2SiO_3
- *acido disilicico* $H_2Si_2O_5$
- *acido trisilicico* $H_4Si_3O_8$

In oltre il biossido di silicio (SiO_2) nella sua forma cristallizzata presenta una struttura in cui ogni atomo di O è comune a due tetraedri contigui, con la particolarità di avere una temperatura di fusione molto alta ($1700^\circ C$). Tale struttura cristallina corrisponde al quarzo.

La ragione per cui il mantello terrestre sia formato prevalentemente da silicati riguarda l'abbondanza relativa degli elementi che compongono la Terra ed il loro processo di combinazione. Sappiamo infatti che gli elementi più abbondanti presenti al momento della formazione della Terra sono:

- *Ossigeno* (31%)
- *Silicio* (15%)

- Zolfo (4%)
- Ferro (33%)
- Magnesio (14%)

Tali elementi durante la formazione della Terra hanno subito processi di ricombinazione tra loro, generando miscele di silicati. I minerali più comuni tra questi sono i Feldspati (tectosilicati composti da trisilicati di alluminio e un metallo alcalino), che si suddividono in Feldspati ortoclasici (ortoclasia) e feldspati plagioclasici (plagioclasia).

Le rocce che si formano dalla solidificazione del magma dopo un'eruzione vulcanica vengono denominate *rocce magmatiche o ignee* e la loro composizione non coincide necessariamente con quella del magma a causa del processo di dispersione dei composti volatili che vi erano inizialmente disciolti al momento dell'eruzione e dell'accumulo, o perdita, di cristalli durante il raffreddamento. Possiamo avere una cospicua varietà di minerali differenti (tra cui Quarzo, Alcalifeldspati, Plagioclasia, Feldspati, Olivine e Pirosseni). Le rocce magmatiche possono essere classificate in base a diverse proprietà. Considerando la quantità di silice contenuta abbiamo:

- rocce acide (perisiliciche) $SiO_2 > 65\%$
- rocce neutre (mesosiliciche) $52\% < SiO_2 < 65\%$
- rocce basiche (iposiliciche) $SiO_2 < 52\%$

Le rocce acide sono sialiche mentre le rocce basiche sono femiche; queste ultime costituiscono le rocce vulcaniche effusive quali: Latiti, Andesiti e Basalti.

1.2 Basalti

I Basalti sono rocce effusive di origine vulcanica. La loro caratteristica principale è il basso contenuto di silice (45-52% in peso) che conferisce il classico colore scuro prevalentemente nero. In particolare i Basalti sono le rocce vulcaniche più abbondanti sulla Terra, formano infatti i fondi oceanici ed ampie zone continentali.

I minerali che costituiscono i Basalti sono plagioclasio, pirosseno e olivina. Possiamo perciò considerarli come miscele di silicati di Ca, Al, Na, Mg e Fe. I basalti sono il primo prodotto della fusione di una roccia ultrabasica che forma il mantello superiore: la peridotite. Questi sono infatti classificati come rocce femiche (basiche), proprio per la presenza di minerali femici. Riportiamo di seguito la composizione tipica, espressa nelle percentuali di ossidi presenti: (SiO_2 47%, Al_2O_3 14%, MgO 13%, FeO 11%, CaO 10% e altri 5%) Fanno parte dei fusi primari, prodotti per fusione parziale del mantello a composizione peridotitica. Questi si trovano allo stato di equilibrio chimico con il materiale sorgente del mantello (peridotite) al momento della sua formazione e mantengono la loro composizione senza subire processi di differenziazione che ne possano modificare la composizione iniziale. I fusi basaltici si possono formare in due modi: per fusione diretta su materiale del mantello primitivo, lasciando un residuo impoverito; oppure per differenziazione ovvero cristallizzazione dell'olivina da fusi primari picritici.

Magmi Tholeitici Nel corso di questa tesi verrà citato più volte il nome di "basalto tholeitico" ne approfitterò quindi per dare una breve spiegazione delle sue caratteristiche. Il basalto tholeitico o tholeiite è una roccia magmatica basica effusiva, con composizione iposilicica; $SiO_2 = 45-52$ in peso percentuale. Appartiene alle rocce magmatiche subalcaline ed i minerali presenti sono due clinopirosseni: augite e pigeonite. Inoltre è abbondante il plagioclasio, mentre l'olivina è presente solo nei basalti tholeitici in transizione che vengono emessi nei fondali oceanici dette olivin tholeiiti. Nelle rocce sub-effusive, è spesso presente anche il quarzo in cristalli allotriomorfi interdigitati a feldspato.

1.3 Modalità di Eruzione

Il processo di eruzione all'interno di un edificio vulcanico è determinato principalmente dall'aumento della pressione.

Tale circostanza si può verificare per due motivi:

- Se dai condotti di alimentazione si presenta un ulteriore afflusso di magma nella camera magmatica.

- Se si ha una transizione di fase dovuta al raffreddamento del magma.

Le conseguenze dell'aumento di massa del magma all'interno della camera magmatica sono, oltre all'aumento della pressione, la dilatazione della camera e la deformazione del mezzo circostante.

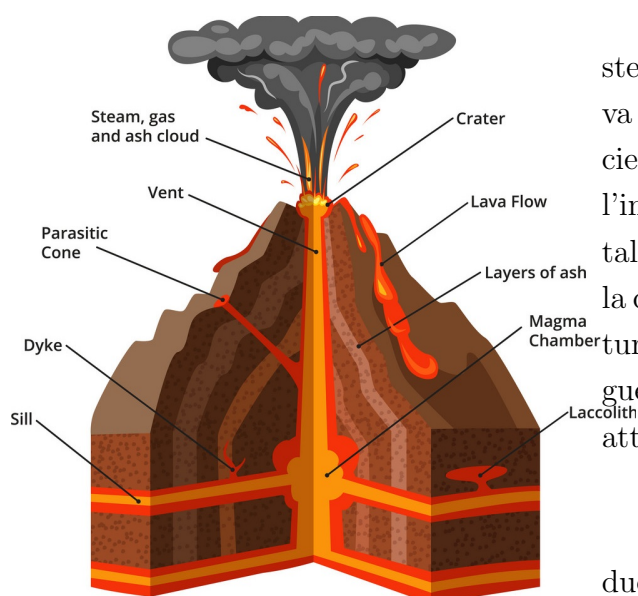


Figura 1.5: Sezione trasversale di un vulcano.

La conseguenza dello sforzo di taglio indotto dall'aumento della pressione in un vulcano formato da rocce basiche (Basalti) risulta nell'apertura di una o più bocche eruttive. In questo caso il magma con basse viscosità, risalendo, effonde sulla superficie terrestre ed il degassamento avviene in maniera graduale, rendendo lo scorrimento del magma laminare. Tale modalità eruttiva viene detta Effusiva. Al contrario, in un vulcano formato da rocce prevalentemente acide si hanno viscosità elevate. In questo caso il degassamento avviene in maniera molto rapida quando la pressione scende al di sotto di un certo valore, portando a un'eruzione esplosiva, le cui conseguenze principali riguardano il coinvolgimento dell'edificio vulcanico e l'alterazione della topografia del vulcano .

Il meccanismo di eruzione consiste nella fuoriuscita di magma o lava attraverso fratture della superficie crostale: la pressurizzazione all'interno della camera magmatica è tale da indurre uno sforzo tensile nella crosta terrestre che provochi la fratturazione delle rocce con la conseguente ascesa e fuoriuscita di magma attraverso le fratture.

Il processo eruttivo può essere di due tipologie differenti in base a vari fattori. L'influenza principale è data dalle proprietà reologiche dei magmi.

In particolare, nelle eruzioni effusive, il magma degassato prende il nome di Lava. La lava viene effusa a basse velocità sulla superficie terrestre e forma una colata di lava fluendo lungo le pendici del vulcano.

1.4 Componente Gassosa dei Magmi

Gli elementi o composti volatili contenuti nel mantello e nella crosta assumono un importante ruolo per quanto riguarda le proprietà reologiche dei magmi.

La componente gassosa è appunto data da questi elementi o composti volatili, i quali sono contenuti in soluzione nel magma e vengono rilasciati in fase gassosa durante le eruzioni. Il limite della concentrazione del soluto nel magma (saturazione) dipende da due fattori: temperatura e pressione, che generalmente sono basse.

I volatili rimangono quindi in soluzione nel magma fino a che questo sia sottoposto ad elevate pressioni, caratteristiche delle zone di formazione o di stazionamento all'interno della Terra. Durante un'eruzione ovvero durante l'ascesa del magma nell'edificio vulcanico, verso la superficie, ciò che si verifica è la fuoriuscita delle componenti volatili dalla soluzione come conseguenza di una progressiva diminuzione della pressione, in funzione della quota e la formazione di bolle di gas all'interno del magma liquido. Ad una ulteriore diminuzione della pressione le bolle di gas si espandono, con conseguente aumento del volume del magma (1 atm di pressione alle tipiche temperature dei magmi, una quantità di H_2O in soluzione pari a 1/1000 della massa totale produce una schiuma magmatica in cui le bolle occupano più del 90% del volume). Questa espansione esercita sul magma una forza che ha un ruolo centrale nell'avviare e sostenere le eruzioni vulcaniche. Alcuni dei gas coinvolti in tali processi possono essere:

- acqua: H_2O
- biossido di carbonio: CO_2
- acido fluoridrico HF
- acido cloridrico HCl
- anidride solforosa SO_2

Capitolo 2

Reologia e dinamica delle colate di Lava

2.1 Equazione Del Moto

La reologia è la scienza che studia i flussi e le deformazioni della materia. Riguarda gli studi sul raggiungimento degli equilibri, comprendendo tutti i comportamenti meccanici intermedi tra i casi limite solido e liquido.

Il comportamento reologico di un materiale si verifica in funzione delle condizioni termodinamiche e della scala temporale delle sollecitazioni cui è sottoposto.

Può essere descritto tramite un'equazione che deriva dall'equazione di stato termodinamica dei fluidi. Il moto dei fluidi è descritto dall'equazione di Navier-Stokes:

$$\rho \left[\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) \cdot \mathbf{v} \right] = \nabla p + \eta \nabla^2 \mathbf{v} + f \quad (2.1)$$

Dove t è il tempo, p la pressione, ρ è la densità, \mathbf{v} è la velocità e f è la forza di volume.

Le soluzioni all'equazione si possono trovare premettendo alcune assunzioni sulla reologia del fluido, sulle condizioni di contorno e sul regime del flusso.

Nell'equazione, il termine di sinistra rappresenta la dipendenza del flusso dal tempo. Il moto è formato da due velocità distinte: la velocità legata all'avanzamento del fronte del flusso, e quella legata all'intero flusso di lava. La seconda può avere un valore superiore a quella del fronte anche di tre ordini di grandezza, ciò è possibile perché l'area della sezione trasversale del fronte è maggiore dell'aria di sezione trasversale dell'intero flusso. (Keszthelyi and Self)

(La velocità considerata è quella del'intero sistema di trasporto).

2.2 Equazioni Costitutive

Riportando di seguito l'equazione del moto:

$$\rho \left[\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) \cdot \mathbf{v} \right] = \nabla \rho + \eta \nabla^2 \mathbf{v} + f \quad (2.2)$$

Il secondo termine a primo membro descrive l'avvezione del momento. Spesso tale termine è trascurabile, ma acquista importanza se si considerano flussi con una geometria più complicata, ad esempio un flusso attorno ad un ostacolo.

In generale il comportamento dei magmi ha le stesse caratteristiche di un fluido viscoso. Tali caratteristiche riguardano la presenza di attrito interno come conseguenza del fatto che in tale liquido sono presenti regioni diverse che si muovono a differenti velocità.

L'attrito interno genera quindi uno sforzo viscoso σ'_{ij} .
L'equazione costitutiva assume quindi la forma:

$$\sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + \sigma'_{ij} \quad (2.2.3)$$

Lo sforzo viscoso dipende dai gradienti della velocità, quindi dalla velocità di deformazione detta "strain rate" ($\dot{e}_{ij} = \frac{1}{2}(v_{i,j} + v_{j,i})$).
Può essere perciò espresso in funzione di tale velocità:

$$\sigma'_{ij} f_{ij}(\dot{\epsilon}_{kl}) \quad (2.2.4)$$

La linearità della funzione f_{ij} determina se il flusso sia Newtoniano (la funzione è non lineare) o meno (la funzione è lineare).

Possiamo ora definire l'equazione costitutiva di un fluido newtoniano in questo modo:

$$\sigma'_{ij} = V_{ijkl} \dot{\epsilon}_{kl} \quad (2.2.5)$$

Il termine V_{ijkl} rappresenta il **tensore della viscosità**: non dipende dalla velocità di deformazione e gode delle proprietà di simmetria che associano a tale tensore 21 componenti indipendenti.

In particolare se il Fluido Newtoniano è Isotropo (il cui comportamento non dipende dalla direzione), le componenti del tensore viscosità possono essere espresse tramite due sole quantità indipendenti:

$$V_{ijkl} = \xi \delta_{ij} \delta_{kl} + \eta (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2.2.6)$$

dove ξ e η sono dette costanti viscose ed esprimono la resistenza viscosa del fluido. Sono chiamate rispettivamente **viscosità di dilatazione** (parametro che riguarda la compressibilità del fluido) e **viscosità dinamica**.

Lo sforzo viscoso per un fluido newtoniano isotropo assume perciò la forma:

$$\sigma'_{ij} = \xi \dot{\epsilon}_{kk} \delta_{ij} + 2\eta \dot{\epsilon}_{ij} \quad (2.2.7)$$

Se il fluido è incompressibile, vale la relazione:

$$\dot{\epsilon}_{kk} = 0 \quad (2.2.8)$$

In questo modo lo sforzo viscoso è caratterizzato esclusivamente dalla viscosità dinamica η e l'equazione costitutiva assume la forma:

$$\sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + \eta(v_{i,j} - v_{j,i}) \quad (2.2.9)$$

La viscosità dinamica η rappresenta lo sforzo di taglio che si deve applicare al fluido per ottenere una deformazione di 1/2 in un secondo. Tale viscosità può avere un solo valore associato basandoci sull'assunzione che il fluido sia newtoniano, isotropo ed incompressibile.

La legge che descrive la viscosità in funzione della temperatura è la legge di Arrhenius:

$$\eta(T) = \eta_0 e^{\frac{E + pV}{RT}} \quad (2.2.10)$$

dove E è l'energia di attivazione per mole, V è il volume di attivazione per mole e R è la costante dei gas.

La conseguenza importante di questa legge è l'effetto sulle colate di lava, poichè comporta un aumento della viscosità dovuto al processo di raffreddamento.

Il terzo termine rappresenta invece la variazione di pressione che si verifica durante il moto del fluido. (Questo termine è trascurabile per il flusso all'esterno del condotto)

Il quarto termine include la forza di gravità. Avendo assunto che il moto del fluido non dipenda dalla pressione, consideriamo la gravità responsabile dell'avanzamento del flusso.

Numero di Reynolds

$$R_e = \frac{\rho LV}{\eta} \quad (2.2.11)$$

dove ρ è la densità, η è la viscosità, L la lunghezza e V la velocità caratteristiche del flusso.

Il numero di Reynolds deriva dall'equazione di Navier-Stokes e consente di determinare se il flusso di scorrimento del fluido considerato sia in regime laminare (valori bassi) o in regime turbolento (valori alti).

Reologia

Concentrandoci sul secondo termine dell'equazione di Navier-Stokes, per determinare le velocità a partire dallo sforzo dobbiamo fare alcune assunzioni per quanto riguarda la reologia del fluido.

Per flussi lunghi, assumiamo che la lava si raffreddi non più di 50°C dalla bocca eruttiva al fronte della colata, che il comportamento non Newtoniano della lava si verifichi dopo il raffreddamento e che questo sia associato alla cristallizzazione. Considerato ciò, deve essere quantificato un altro comportamento che si identifica effetto reologico della generazione di bolle nella lava. Per bassi valori di sforzo, le bolle rimangono informi ma si comportano come Sfere rigide che aumentano la viscosità del fluido ed introducono lo sforzo di snervamento (Pinkerton and Stevenson, 1992).

Questo effetto è dimostrato dal lento movimento dei lobi pahoehoe sul vulcano Kilauea, dove si è osservato che i lobi tipici con 50vol% di bolle, erano spessi 15-30 cm, mentre i lobi densi, che erano formati da una percentuale di bolle tra 5–20vol%, potessero formare lobi spessi 2cm. Tuttavia per valori di sforzo maggiori, il muro di bolle si lacerava causando un calo della viscosità effettiva del fluido. Assumendo quindi un 20 vol% di bolle nella nostra trattazione; tale numero è in accordo con le

osservazioni per quanto riguarda i grandi flussi di lava basaltica. (e.g., Keszthelyi and Pieri, 1993; Thordarson, 1995)

Ignorando l'effetto delle bolle, la viscosità della lava può essere stimata in base alla componente in stato di fusione, alla temperatura della lava ed al contenuto cristallizzato. Per lave tipicamente basaltiche con composizione (49-51 wt% SiO_2), temperatura (1050-1200°C) e percentuale di contenuti cristallizzati (0-25%), la viscosità calcolata, si può collocare in un intervallo tra (100-1000 Pa·s) (e.g., Keszthelyi and Pieri, 1993; Crisp et. al., 1994). Il risultato è che le viscosità di dilatazione stimata aveva valori superiori di quelli che vengono considerati nel modello e ciò è particolarmente vero per i flussi Aa (ad esempio la viscosità stimata per il flusso di Kilauea del 1983 aveva un range tra $10^5 - 10^7 \text{Pa} \cdot \text{s}$).

Le proprietà di dilatazione dei flussi aa includono anche una resistenza allo snervamento significativa. Sia l'aumento della viscosità di dilatazione che della resistenza allo snervamento sono probabilmente causate dalla rottura della crosta. (e.g., Hulme 1974; Chester et al. 1985; Dragoni, 1993).

2.3 Parametri a Confronto

Flussi di lava di larga scala dipendono quindi da quattro parametri principali. Esaminiamo di seguito come, tali parametri, influenzino la morfologia e la loro variazione rispetto agli altri parametri.

Viscosità

Gli effetti della viscosità rispetto alla densità, spessore ed area della lava sono riportati nella Figura 2.

Considerando lunghezza e spessore massime e densità media. La viscosità condiziona lunghezza finale della colata di lava perchè la velocità dipende da questa: viscosità minori determinano un flusso più lungo e meno spesso. Quando è più bassa la lava scorre più velocemente e con minore perdita di calore.

Inoltre la viscosità tende a variare influenzando in maniera significativa la lunghezza del flusso quando lo sforzo di snervamento ha un valore di 10^2Pa .

D'altra parte l'ampiezza del flusso di lava non è influenzata dalla viscosità. Questo si verifica perché la velocità lungo il flusso dipende dalle basse viscosità molto più significativamente rispetto alla velocità laterale: infatti alcuni studi hanno constatato che flussi di lava a bassa viscosità fluiscono molto più velocemente rispetto a quanto si espandono.

Sforzo di Snervamento

L'intervallo di snervamento considerato è: $10^2 - 10^4$ Pa. Lo snervamento è importante per la morfologia del flusso: bassi snervamenti portano ad un flusso di lava più ampio, lungo e sottile. Ciò si può spiegare considerando che più il valore di snervamento è basso, più si abbassa la densità critica, in questo modo la lava si può espandere di più rendendo maggiori la lunghezza e la larghezza grazie alla conservazione della massa. Possiamo spiegare tutto ciò tramite il **Modello Reologico di Bingham**. Il fluido alla Bingham rappresenta idealmente un materiale che si comporta come un solido o come un liquido a seconda che il livello di sforzo tangenziale sviluppato cada rispettivamente al di sotto o al di sopra di un valore limite, detto sforzo di soglia o yield stress. In particolare, la reologia della lava è pseudoplastica ed il modello di Bingham è un'approssimazione di tale comportamento. Si ha che lo sforzo di taglio sia zero finché non raggiunge valore di soglia σ_y che sia una funzione lineare dello sforzo sopra σ_y . Una conseguenza dello yield stress è che quando un fluido di Bingham si trova in un condotto ed è sottoposto ad un gradiente di pressione, la zona di taglio è delimitata dalla periferia del canale, mentre la zona centrale si muove come un corpo rigido a velocità uniforme. Una volta che la lava fuoriesce dal condotto ed inizia la discesa lungo le pendici del vulcano, inizia a raffreddarsi a causa della conduzione termica al suolo, dell'irraggiamento all'ambiente circostante e della conduzione all'atmosfera. Lo yield stress e la viscosità sono dipendenti dalla temperatura e anche con la presenza di un piccolo gradiente di temperatura, si crea un piccolo strato limite sulla superficie del liquido. Il raffreddamento è l'effetto principale che limita l'avanzamento della lava. L'equazione costitutiva di un fluido alla Bingham può essere scritta come:

$$\dot{\epsilon} = 0 \quad (2.3.1)$$

se

$$\sigma < \sigma_0 \quad (2.3.2)$$

$$\sigma = \sigma_0 + \eta \dot{\epsilon} \quad (2.3.3)$$

se

$$\sigma > \sigma_0 \quad (2.3.4)$$

Nell'equazione σ_0 è lo yield stress, σ è lo sforzo di taglio, $\dot{\epsilon}$ è la derivata della velocità ed η è la viscosità plastica.

Tasso di eruzione

I risultati con i vari tassi di eruzione sono riassunti in figura. Il tasso di eruzione influenza fortemente la morfologia del flusso. Con un tasso di eruzione in aumento, il flusso di lava è generalmente più ampio e sottile. Un tasso di eruzione alto infatti, può fornire alla lava una minor perdita di calore sul fronte e perciò aumentare la lunghezza e l'ampiezza della colata e per la conservazione del volume anche una minore velocità.

Tuttavia con tassi di eruzione maggiori di $10^7 \frac{m^3}{s}$ la lava non può essere meno spessa. Allo stato stazionario il profilo di una sezione di un fluido newtoniano dovrebbe avere una forma parabolica e lo spessore h sarà:

$$h = \left(\frac{3\eta q}{\rho g \sin \alpha} \right)^{1/3} \quad (2.3.5)$$

Nell'equazione considerando quindi lo spessore è determinato dal tasso di effusione q , dalla viscosità η , dalla densità ρ , dalla pendenza α e dall'accelerazione di gravità g .

Tale equazione si ricava a partire dalla portata, che riporto di seguito, sia per un flusso newtoniano, sia per il caso del flusso di Bingham.

Per un flusso Newtoniano la portata è:

$$q = \int_h^0 v_x(z) dz = h\bar{v} \quad (2.3.6)$$

che per un flusso newtoniano vale:

$$q = \frac{\rho g h^3 \sin \alpha}{3\eta} \quad (2.3.7)$$

In questo caso la portata q coincide con il tasso di effusione della lava alla bocca eruttiva.

La portata per un flusso di Bingham è:

$$q = \int_h^0 v_x(z) dz \quad (2.3.8)$$

e vale:

$$q = \frac{\tau h_p^2}{3\eta} \left[\left(\frac{h}{h_p} \right)^3 - \frac{3}{2} \left(\frac{h}{h_p} \right)^2 + \frac{1}{2} \right] \quad (2.3.9)$$

In questo caso invece, per ricavare lo spessore h della colata dal tasso di effusione q , è necessario risolvere un'equazione algebrica di terzo grado.

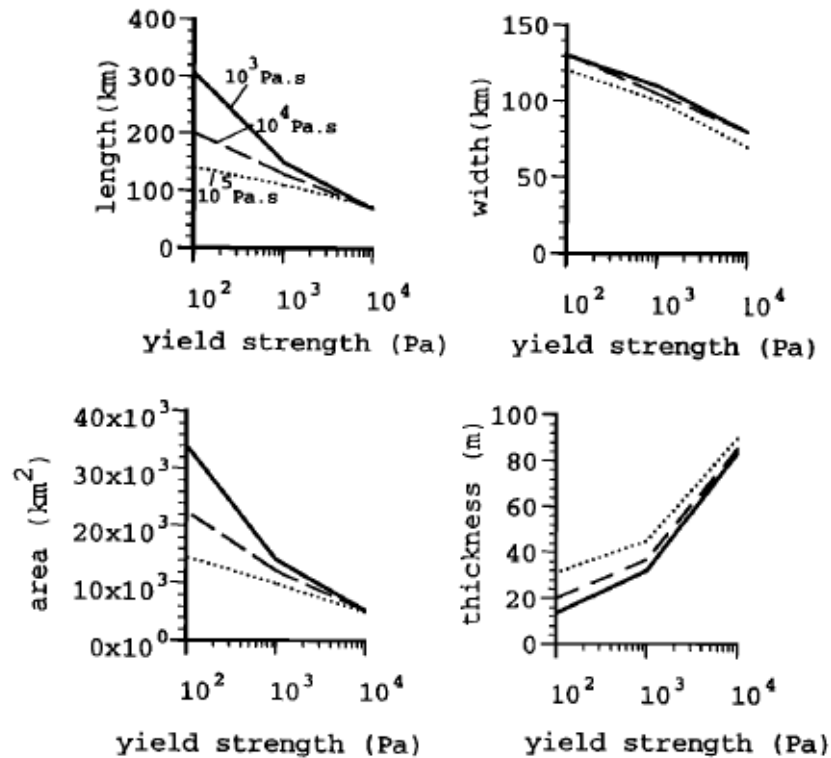


Figura 2.1: La lunghezza (length) finale, la massima profondità (width), l'area totale e lo spessore medio (thickness) in funzione dello sforzo di snervamento (yield stress) per diversi valori di viscosità. (Miyamoto and Sasaki, 1998)

Inclinazione

Nella figura i grafici mettono a confronto rette (in grassetto e a puntini) calcolate rispettivamente con valori di viscosità e sforzo di snervamento bassi e alti. La linea continua indica valori di viscosità dell'ordine di $10^3 Pa \cdot s$, e sforzo di snervamento $10^2 Pa$; la linea tratteggiata riguarda valori di viscosità dell'ordine di $10^5 Pa \cdot s$, e sforzo di snervamento $10^4 Pa$.

La lunghezza del flusso di lava aumenta significativamente in base all'inclinazione del suolo.

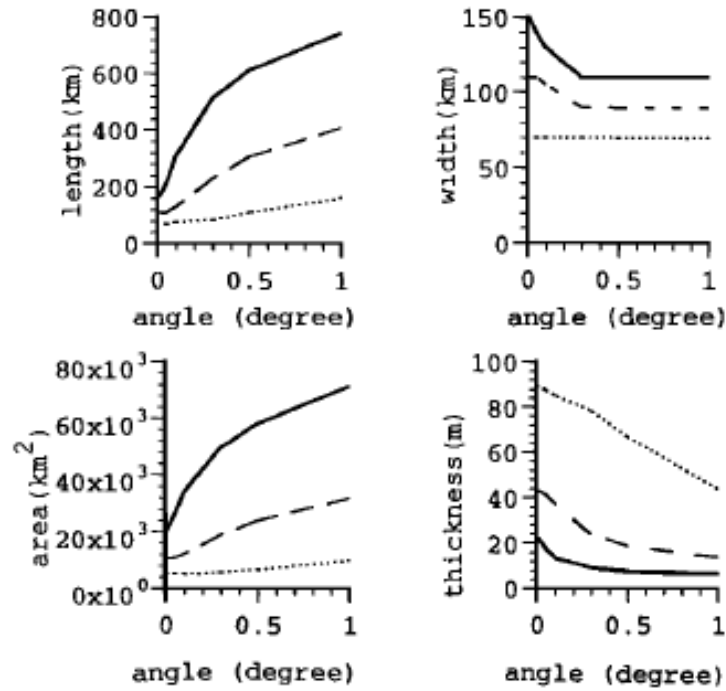


Figura 2.2: La lunghezza finale, la massima profondità l'area totale e lo spessore medio in funzione dell'inclinazione per differenti proprietà reologiche. (Miyamoto and Sasaki, 1998)

2.4 Flusso Laminare e Turbolento

Il flusso del fluido si può trovare in due differenti regimi: laminare o turbolento.

Il **flusso laminare** ha una velocità media che si può calcolare tramite l'equazione di Jeffrey:

$$\langle v \rangle = \frac{\rho g \theta H^2}{3\eta} \quad (2.4.1)$$

Dove θ è la pendenza, H lo spessore ed η la viscosità. Questa equazione vale per fluidi Newtoniani con geometrie semplici, che si trovano in canali aperti con pendenza piccola.

Il flusso turbolento invece è molto difficile da determinare. Poichè tale tipologia di flusso si verifichi, infatti, le forze inerziali devono prevalere sulle forze viscosive. Spostiamo l'attenzione perciò sul secondo termine dell'equazione di Navier-Stokes.

Il rapporto di questi due termini è espresso tramite il numero di Reynolds (Re):

$$Re = \frac{\rho r \langle v \rangle}{\eta} \quad (2.4.2)$$

Dove ρ è la densità, $\langle v \rangle$ è la velocità, η è la viscosità dinamica ed il parametro r rappresenta la scala della perturbazione che è in grado di propagarsi nel fluido. Consideriamo quindi lo spessore del fluido invece della sua lunghezza, per flussi ampi.

Il numero di Reynolds per flussi turbolenti è generalmente superiore a $Re = 2000$ nei condotti, oppure $Re = 500$ per flussi laminari e ampi e per canali le cui lunghezza e profondità sono uguali. (Bird et al., 1960) In laboratorio è possibile mantenere flussi laminari in un condotto con numero di Reynolds $Re > 50000$ (Reynolds, 1974).

Siccome i valori di velocità, dimensione e viscosità del flusso possono variare molto sia nello spazio che nel tempo, sono state riscontrate delle difficoltà nel calcolo del numero di Reynolds per flussi di lava reali. Esaminando le osservazioni svolte su flussi attivi di lava, si è notato che il flusso di piccoli lobi di pahoehoe, anche se spesso imprevedibile, abbia un regime laminare. Esaminando l'eruzione del 20 Agosto 1994 del vulcano Kilauea, assumendo viscosità tra $100-1000 Pa \cdot s$, e una densità di bolle di circa $1300 kg/m^3$, tali lobi avrebbero dovuto avere un numero di $Re < 10$. Tuttavia, per tale evento, con un flusso di velocità circa $2-4 m/s$ ed un canale di circa $3-5 m$ di larghezza e $1 m$ di profondità, sono stati riscontrati segni di turbolenze quali la diffusione di vortici. Tali flussi hanno $Re < 300$ ma ciò indica che in canali aperti, la transizione tra un flusso laminare ed uno turbolento possa avvenire anche per un numero di Reynolds con un valore di circa 500 . Perciò

per flussi di lava basaltica con viscosità tipiche di $100 - 1000 Pa \cdot s$ ed r di 5-20 m, la transizione tra moto laminare e turbolento è previsto che avvenga a velocità comprese tra 2.5 e 100 m/s.

Tale valore si ottiene tramite la formula:

$$\langle v \rangle^2 = \frac{gH\theta}{C_f} \quad (2.4.3)$$

Dove C_f è il coefficiente di attrito. La difficoltà riscontrata riguarda il valore di C_f , in quanto, per flussi molto turbolenti ($Re > 10^5$), C_f risulta essere costante e sembra dipendere della rugosità del fondo invece che delle proprietà del fluido. I valori di C_f variano da 0.0025 per canali lisci di acqua, ad 1 per flussi di lahar e detriti. Il valore di C_f stimato per l'eruzione del vulcano kilauea del 1823 è tra 0.0057 - 0.0128. (e.g., Jeffreys, 1925; Weir 1982; Baloga et al. 1995).

La dipendenza di C_f dalla rugosità del fondo si può calcolare empiricamente tramite la formulazione del coefficiente di attrito di Manning:

$$f = 116 n^2/r^2$$

$$C_f = \frac{f}{8} \quad (2.4.4)$$

Dove n rappresenta il fattore di rugosità.

Tuttavia il lavoro di Manning può essere applicato esclusivamente a flussi con un valore di Re alto in modo che C_f rimanga invariabile rispetto ai cambiamenti nel numero Re .

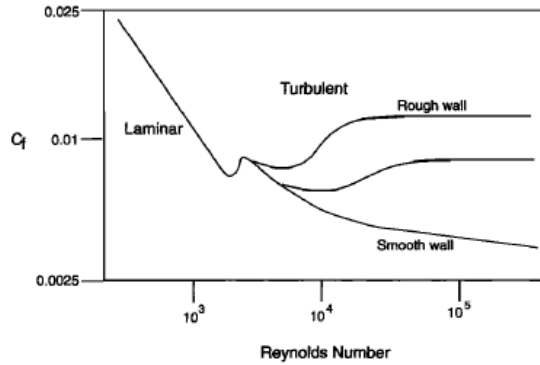


Figura 2.3: Grafico del coefficiente di attrito in funzione del numero di Reynolds (Keszthely ans Self, 1998)

flussi di lava spessi e con velocità elevate. In particolare, è importante notare la differenza tra le velocità: per quanto riguarda flussi laminari, la velocità del flusso aumenta all'aumentare dello spessore del flusso al quadrato; mentre per flussi turbolenti, la velocità aumenta all'aumentare della radice quadrata dello spessore del flusso.

2.5 Modelli Termici

Efficienza Termica

Il raffreddamento in una colata di lava può essere descritto dall'espressione:

$$\rho C_p \frac{\partial \Phi}{\partial T} = Q_{\text{out}} - Q_{\text{int}} \quad (2.5.1)$$

Per un moto moderatamente turbolento ($Re = 10^3 - 10^4$), il modo più appropriato per calcolare C_f è quello usato da Shawn e Swanson (1970) per esaminare il sito del Gruppo Basaltico del fiume Columbia. Considerarono un flusso turbolento laminare su superfici lisce, di cui calcolarono la velocità. In questo caso C_f dipende sia dalle dimensioni del canale che dalle proprietà del fluido.

Possiamo perciò concludere notando che la differenza tra flusso laminare e turbolento è molto importante per

dove ρ è la densità, C_p è la capacità termica, T è la temperatura, t il tempo e Q_{out} e Q_{in} sono rispettivamente il calore perso ed acquisito da un volume di controllo del sistema.

Possiamo ottenere il raffreddamento per unità di volume del sistema di trasporto dividendo questa equazione per la velocità:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{(Q_{out} - Q_{in})}{v_x \rho C_p} \quad (2.5.2)$$

Assumendo che le proprietà della lava siano immutabili, ci sono solo due metodi per ridurre $\frac{\partial T}{\partial x}$: aumentare v_x oppure diminuire $Q_{out} - Q_{in}$.

Le due equazioni descritte sopra hanno un unico cavillo: esse si possono applicare esclusivamente alla parte isoterma di un flusso di lava, perciò sono valide solo per volumi di controllo infinitesimi. (Bird et al., 1960). Si reputa quindi appropriato considerare che al primo ordine, la lava fluida abbia un comportamento isotermico. Inoltre il miscelamento, che può essere dovuto a moti turbolenti interni al flusso, oppure alla variazione della geometria di un moto laminare che incontra un ostacolo o dalla confluenza di due flussi, è molto comune in canali e tubi. Questo giustifica l'assunzione che il fluido sia ben miscelato e perciò essenzialmente isotermico. Il miscelamento avviene più raramente nei flussi laminari coperti a velocità bassa. Tale assunzione verrà utilizzata solo se si potrà dimostrare che il calore disperso sia uguale a quello che si genera internamente al fluido.

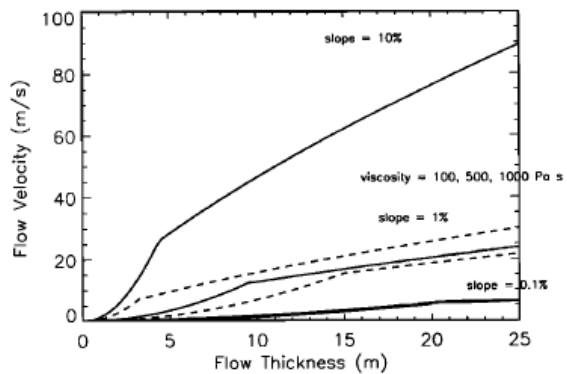


Figura 2.4: Velocità in funzione dello spessore, viscosità e pendenza. (White and McKenzie; 1995).

Il flusso di lava in un canale aperto ha un centro isotermico che è solo parzialmente coperto dalla crosta. Tale crosta è approssimativamente isoterma e ed è continuamente creata e distrutta dalle interazioni con il core.

Il bilancio termico per tale flusso è :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{L}{C_p} \frac{\partial \Phi}{\partial t} - \frac{\epsilon \sigma f T^4}{\rho C_p H} + \frac{(T_e - T)}{\tau_e} + \frac{L}{C_p} \frac{(\Phi - \Phi_e)}{\tau_e} \quad (2.5.3)$$

Detta espressione di Crisp and Balaga (1994). Dove L è il calore latente di cristallizzazione, C_p è la capacità termica, Φ è il volume % di cristalli nella lava fluida, f è la frazione di flusso non coperto dalla crosta, H è la profondità del canale, T_e è la temperatura della crosta, Φ_e è la cristallinità della crosta fusa e τ_e è la scala temporale di trascinamento della crosta nel nucleo fluido del flusso.

Applichiamo alcune modifiche all'equazione, al fine di ottenere una espressione più generale:

Innanzitutto consideriamo la velocità di raffreddamento dividendo per la velocità media. In secondo luogo si include il calore latente:

$$C_p^* = C_p + \frac{L \partial \Phi}{\partial T} \quad (2.5.4)$$

Essendo τ_e la scala temporale calcolata basata sull'eruzione di Mauna Loa (1894), tale espressione può essere resa generale in questo modo:

$$\tau_e = \tau$$

dove H e H_c sono rispettivamente lo spessore del flusso e della crosta.

Tramite la dissipazione viscosa, aggiungiamo il raffreddamento e riscaldamento atmosferici convettivi.

Perciò la versione modificata dell'espressione di Crisp and Balga sarà:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{(Q_{\text{visc}} - Q_{\text{rad}} - Q_{\text{atm}} - Q_{\text{entr}})}{(\langle v \rangle \rho C_p^* H)} \quad (2.5.5)$$

In particolare se il flusso non è in accelerazione, il calore viscoso eguaglia la perdita di energia potenziale:

$$Q_{\text{visc}} = \rho g H \langle v \rangle \theta \quad (2.5.6)$$

Q_{visc} è il calore viscoso.

Per la radiazione termica si ha:

$$Q_{\text{rad}} = \epsilon \sigma f (T^4 - T_a^4) \quad (2.5.7)$$

dove ϵ è l'emissività, σ è il fattore di Stefan-Boltzman, f è la frazione del nucleo esposta, T la temperatura del nucleo e T_a la temperatura dell'ambiente.

Per quanto riguarda la perdita di calore atmosferico si ha una espressione simile.

$$Q_{\text{atm}} = h f (T - T_a) \quad (2.5.8)$$

dove h è il coefficiente di trasferimento del calore (valore normale $70 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$).
Sostituendo tali espressioni si ottiene:

$$Q_{\text{entr}} = \rho C_p^* H_c \frac{(T - T_c)}{\tau} \quad (2.5.9)$$

2.6 Raffreddamento di una Colata di Lava

Il raffreddamento di una colata di lava dipende dai parametri reologici. Ciò si verifica in base alla presenza di elevati gradienti termici e reologici. Il cambiamento nella reologia del flusso è influenzato inoltre dal fatto che il nucleo liquido, essendo isoterma, si raffredda lentamente al crescere della distanza dalla bocca.

Il primo meccanismo responsabile della dispersione di calore nelle vicinanze della bocca eruttiva è il trasferimento tramite irraggiamento nell'atmosfera. Possiamo definire radianza di una superficie l'energia radiante emessa da tale superficie per unità di area e tempo.

Possiamo definire la radianza tramite la Legge di Stefan:

$$w(T) = \epsilon \sigma T^4 \quad (2.6.1)$$

dove ϵ è l'emissività (misura quanto la superficie differisce da un corpo nero), σ è la costante di Stefan.

Raffreddamento di una colata per irraggiamento

Consideriamo uno strato di lava di spessore h che si raffredda per irraggiamento lungo un pendio con inclinazione costante: Se consideriamo che il raffreddamento avvenga come conseguenza di un flusso di calore w , trascurando la dissipazione viscosa ed il calore latente, otteniamo:

$$\rho c_p = \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v_i T_{,i} \right) = w_{i,i} \quad (2.6.2)$$

se il moto è stazionario:

$$\rho c_p v_x = \frac{\partial T}{\partial x} = - \frac{\partial w_z}{\partial z} \quad (2.6.3)$$

dove T è il valore medio sullo spessore della colata.

Allora sulla base della legge di Stefan e considerando che w_z vari linearmente con z , otteniamo la perdita di calore dovuta alla radiazione:

$$w_{z,z}(x) = \frac{w_z(x, h)}{h} = \frac{\epsilon \sigma T^4}{h} \quad (2.6.4)$$

e l'equazione del calore risulta:

$$\rho c_p q \frac{\partial T}{\partial x} = \epsilon^4 \quad (2.6.5)$$

dove $q = vh$ rappresenta la portata (in volume) per unità di larghezza della colata.

Otteniamo come soluzione:

$$T(x) = T_0 \left(\frac{3\epsilon T_0^3}{\rho c_p q} x + 1 \right) \quad (2.6.6)$$

dove T_0 è la temperatura della lava in $x=0$ (posizione della bocca eruttiva).

Tale soluzione è valida solo per temperature al di sopra del Solidus T_s della lava.

La soluzione è valida fino a che la lunghezza della colata non supera un valore di distanza dalla bocca oltre il quale la temperatura T raggiunge il solidus.

$$Q_{\text{entr}} = \rho C_p^* H_c \frac{T - T_a}{\tau} \quad (2.6.7)$$

Capitolo 3

LIP: Large Igneous Provinces

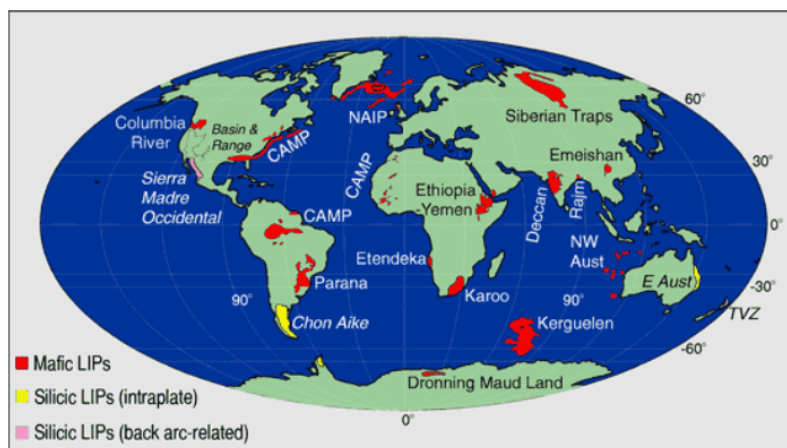


Figura 3.1: Il planisfero mostra le grandi province ignee su scala globale.

3.1 Dinamica: Convezione

La natura della convezione nel mantello si identifica con la creazione di flussi ascendenti e discendenti nel mantello. La caratteristica più comune è la capacità di un flusso di generare grandi quantità di materiale fuso dalla decompressione durante la risalita nel mantello in zone di anomalia termica.

Questi grandi volumi di lava che si trasformano in flussi basaltici, in tempi geologicamente brevi, vengono trasportati alla base della litosfera. Nelle zone in cui l'anomalia termica è associata con fratture continentali, si potrebbe formare un margine vulcanico con annesso flusso basaltico, distinguendosi dal magmatismo transiente. Se il flusso raggiunge la superficie attraverso la litosfera oceanica si ha la formazione di un Plateau.

Se invece la placca migra sopra al centro del flusso ascendente, si verificherebbe la possibilità di creazione di una dorsale oppure di un monte marino. Infine l'interazione tra le correnti ed una densa litosfera continentale, potrebbe creare, in certe circostanze, un flusso basaltico.

I flussi convettivi del mantello, nelle varie forme che possono assumere, risultano il meccanismo più plausibile per spiegare l'enorme quantità di energia termica richiesta dall'intensa attività di fusione anomala che avviene nel mantello (Coffin and Eldholm; 1994).

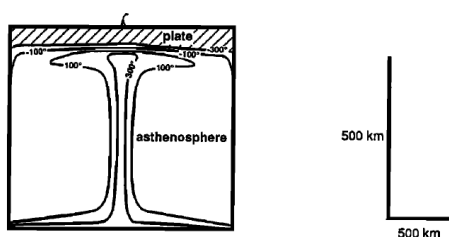


Figura 3.3: Flusso basaltico passivo (Coffin and Eldholm; 1994).

una distanza fissa tra loro tale per cui le placche tettoniche si possano muovere attraverso questi. Inoltre le correnti sono mantenute tali da differenze della densità

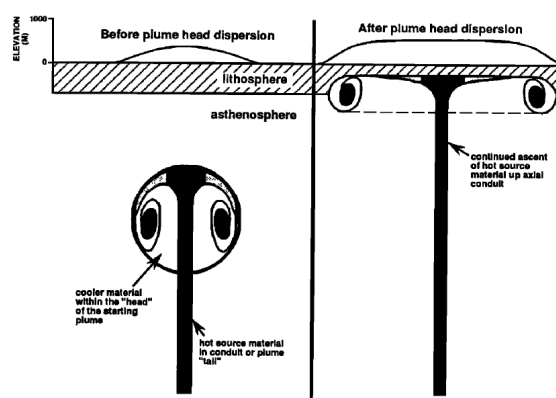


Figura 3.2: Moto di un flusso ascendente attivo verso la litosfera. (Coffin and Eldholm; 1994).

Tale attività ha origine a profondità di 110 km ed deriva da un aumento delle temperature nel mantello in un intervallo tra 1400-1500°C. Il processo di fusione continua fino a profondità di 70-30 km. In base a questo, si è potuto associare le lunghe catene lineari di isole nelle Hawaii, con la presenza di punti caldi (hot spots) nel mantello.

L'allineamento delle isole, può essere spiegato considerando che i punti caldi si trovino ad

date dalle variazioni di temperatura. Questo rende le correnti parte integrante della circolazione convettiva del mantello. Considerando numeri di Reynolds elevati, la convezione infatti, consiste in un flusso formato da correnti ascendenti e discendenti, che si collegano a stratificazioni di fluido calde e fredde. Il flusso è inoltre dipendente dal tempo (Busse e Whitehead, 1971). La dipendenza dal tempo si manifesta in due forme principali. La prima riguarda la circolazione oscillatoria data dai movimenti di masse calde e fredde che formano celle circolari con moto avvertivo (Krishnamurti, 1970). La seconda invece riguarda il fatto che i flussi discendenti tendono ad avvicinarsi e a congiungersi. Inoltre come risultato dell'instabilità dei confini degli strati, tendono a crearsi repentinamente nuove correnti. (Whitehead and Chen 1970)

L'importanza del momento avvertivo nei moti convettivi dipende dal numero di Rayleigh e dal numero di Prandtl:

$$P_r = \frac{\nu}{k} \quad (3.1.1)$$

dove ν è la viscosità cinematica e k la diffusività termica.

$$r_a = \frac{g\alpha\Delta T d^3}{k\nu} \quad (3.1.2)$$

Otteniamo inoltre una correlazione tra la velocità e lo spessore del confine di uno strato, al numero di Rayleigh:

$$\delta \sim \frac{(R_a)^{-1/3}}{R_{ac}} d \quad (3.1.3)$$

$$\delta \sim \frac{(R_a)^{2/3} k}{R_{ac} d} \quad (3.1.4)$$

Dove R_{ac} è il numero di Rayleigh critico per avere convezione.

La viscosità dipende fortemente dalla temperatura: diminuisce all'aumentare della temperatura di un fattore di 10 ogni 100°C . Al centro di un flusso, troviamo valori della viscosità anche 100 volte inferiori rispetto a quelli caratteristici delle zone superficiali. Questo comporta che le celle convettive nel mantello assumano strutture squadrati o esagonali con un'alta concentrazione di correnti al centro delle celle. (Richter, 1978)

Tuttavia all'aumentare del numero di Reynolds, la differenza tra convezione dipendente dal tempo e convezione costante è minima. Le strutture che si formano in funzione di un tipo di convezione dipendente dal tempo, ricordano il modello laminare dato dalla convezione costante. (Whitehead 1981) Possiamo quindi affermare che la variazione di viscosità con la temperatura nella regione convettiva del mantello abbia un'influenza minima sulle placche tettoniche.

Per quanto riguarda invece le forze di galleggiamento, notiamo innanzitutto che la viscosità cresce e quindi all'aumentare della profondità nel mantello: perciò il galleggiamento diminuisce e la densità del flusso aumenta al diminuire della profondità. La combinazione di questi due effetti rappresenta la ragione per cui il flusso sia dominato da alcune larghe regioni di risalita che provengono dal confine inferiore, e molte correnti discendenti che provengono dal confine freddo superiore. (Hansen et al. 1993)

La convezione nel mantello superiore è quindi data per la maggior parte da un riscaldamento proveniente dal basso, producendo correnti provenienti dalla regione di cambiamento di fase a 670 km.

Quando una zona di rift nella litosfera si trova sopra un flusso ascendente l'anomalia termica acquista grande importanza a causa del volume del fuso generato sotto alle fratturazioni, che è molto sensibile a piccoli cambiamenti di temperatura del mantello.

3.2 Deformazioni Litosferiche

Il modello di flusso convettivo del mantello prevede innanzitutto l'uplift e subsidence della litosfera associati con la creazione delle LIP e con la loro evoluzione. I dati sperimentali che riguardano il modello di flusso "attivo", prevedono un uplift della superficie con lunghezza d'onda confrontabile con il diametro del flusso, l'uplift che ha inizio a prima dell'estensione, circa 25 m.y. prima del uplift massimo, come in figura. (Griffiths and Campbell, 1991) L'uplift è controllato dalla forza di galleggiamento del materiale caldo del flusso ascendente, dalla variazione laterale nella reologia litosferica e dalla densità. Un uplift massimo può raggiungere quote di 1000m in regioni sia continentali che oceaniche della litosfera e predice un'attività vulcanica di tipo basaltico da 3 a 30 m.y. (Hill et al., 1992).

Il modello di flusso convettivo di White and McKenzie (1989) vede l'attività vulcanica come una risposta passiva all'assottigliamento litosferico. Tale modello prevede che la maggior parte delle LIP si siano create in concomitanza con le fratture (rifting) principali. Infatti l'uplift e la subsidence sono influenzate dall'assottigliamento litosferico, dal fenomeno di decompressione adiabatica del materiale igneo della crosta, dal supporto dinamico del flusso del mantello e dalla riduzione della densità del mantello residuo dopo la rimozione del fuso.

Molti LIP sono associati con fratture oceaniche e continentali. I flussi ascendenti attivi flussi allo stato stazionario o modelli di mantello caldo possono giustificare tutti i LIP, mentre il modello di convezione secondario può spiegare solo i margini vulcanici passivi. La tomografia del mantello suggerisce tuttavia che la subduzione sia il processo dominante del mantello superiore e non l'upwelling. Ciò suggerisce che non tutti i flussi ascendenti abbiano origine nel mantello superiore. L'origine del flusso nel mantello inferiore è supportata anche dall'enorme volume calcolato per le LIP, anche se alcune si potrebbero benissimo creare anche dal mantello superiore.

3.3 Origine

Le grandi province basaltiche sono caratterizzate da rocce mafiche. Le rocce più abbondanti presenti sono tipicamente flussi subaerei e suborizzontali di basalti theolitici. Molti di queste colate basaltiche si estendono per migliaia di chilometri ed hanno volumi dell'ordine di grandezza di alcune migliaia di chilometri cubi.

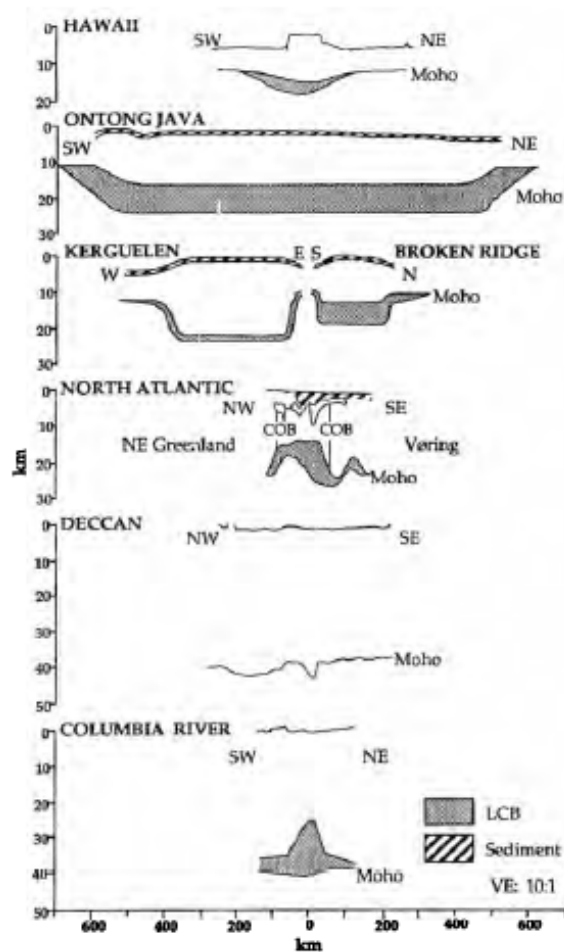


Figura 3.4: Schema di 5 strutture di LIP e le Hawaii (Coffin and Edholm; 1994)

quello inferiore. In particolare si stima siano quattro: mantello MORB impoveri-

Le rocce felsiche e intermedie fanno parte delle lave intrusive e sono associate agli stadi iniziali e finali del posizionamento della lava, mentre le colate basaltiche che rimangono maggiormente incontaminate, sono riconducibili al periodo più intenso dell'eruzione. I MORB (basalti della dorsale medio-oceanica) sono i più primitivi tra i basalti e rappresentano fusi primari, il quale è stato esaurito dalla formazione dei continenti. L'arricchimento del magma può essere prodotto facilmente aggiungendo piccoli volumi di materiale sciolto dalla litosfera. La composizione di elementi predominante, nei flussi basaltici continentali, è molto più variegata, comprendendo frazioni di componenti sia alcaline che theolitiche (Coffin and Eldholm, 1994). Studi della petrologia e geochimica delle rocce nei LIP hanno confermato che la creazione di magma abbia sorgenti sia nel mantello superiore, che in quello inferiore. In particolare si stima siano quattro: mantello MORB impoveri-

to, un alto tasso di U/Pb e mantello arricchito 1 e 2 (EM1, EM2) (Zindler and Hart, 1986). Le LIP (Grandi Provincie Basaltiche) sono distribuite in tutto il globo trovandosi, sia per quanto riguarda la crosta continentale che per quella oceanica, nelle placche, sui precedenti e presenti margini delle placche, oppure lungo i confini continentali. I LIP più studiati sono i "Plateau Basaltici". Essi rappresentano la stragrande maggioranza di magma tholeitico eruttato sulla crosta continentale in un lasso di tempo di 10 circa $10^5 - 10^6$ anni e sono formati per la maggior parte da flussi orizzontali e suborizzontali. Possiamo distinguere tra due tipologie di Plateau Basaltici: quelli relativi ai bacini oceanici e quelli continentali. I Plateau Basaltici sono i bacini oceanici più profondi e sono caratterizzati da una sommità piatta che generalmente si trova a 2000 m o più al di sopra del fondale marino circostante. La loro formazione avviene grazie a fenomeni di vulcanismo femico ed è associata con un'attività vulcanica di tipo intrusivo. La loro copertura estrusiva si può trovare sia in ambienti subaerei (Kerguelen Plateau), sia in regioni sottomarine (Ontong Java Plateau) (Coffin, Tarduno; 1992). I Plateau Basaltici oceanici sono comunemente isolati dai continenti. In queste zone, la crosta è generalmente più densa rispetto a quella delle regioni oceaniche adiacenti, e l'età potrebbe essere simile. I LIP non sono rappresentati esclusivamente dai Plateau Basaltici, bensì ne abbiamo altre tre tipologie: Dorsali Sottomarine ovvero elevazioni del fondale allungate e con fianchi ripidi; Montagne Sottomarine cioè elevazioni locali del fondale; ed in fine i Flussi Basaltici, ovvero flussi densi ed estensivi e strati rocciosi sottomarini che si trovano al di sopra di fondali oceanici di origine vulcanica. Durante la formazione delle LIP una delle attività più documentate è il magmatismo transitorio per flussi basaltici continentali e margini vulcanici passivi. Ad esempio il periodo di eruzione per i Trappi del Deccan e Siberiani durò 1 m.y. periodo indistinguibile tra i confini delle ere Cretaceo-Terziario e Permiano-Triassico. Allo stesso modo le provincie vulcaniche del Nord Atlantico ed altri margini vulcanici furono creati nel periodo seguente alla fratturazione continentale. Tutti questi eventi transitori, includendo anche i plateau oceanici, sono spesso collegati con la presenza di "Plume Heads" ovvero flussi ascendenti che hanno la forma di un pennacchio, i quali si manifestano nella crosta provenendo dal mantello. Il magmatismo persistente invece, da cui otteniamo la formazione delle LIP è prevalentemente legato al movimento della litosfera

sopra "Plume Tails" flussi più o meno statici del mantello. (Richards et. al.; 1989) Attraverso una ricostruzione delle placche più giovani e dell'era del Cretaceo, si è capito che ogni sorgente di flusso del mantello (o hotspot) corrisponde ad un gruppo delle LIP che includono le sorgenti:

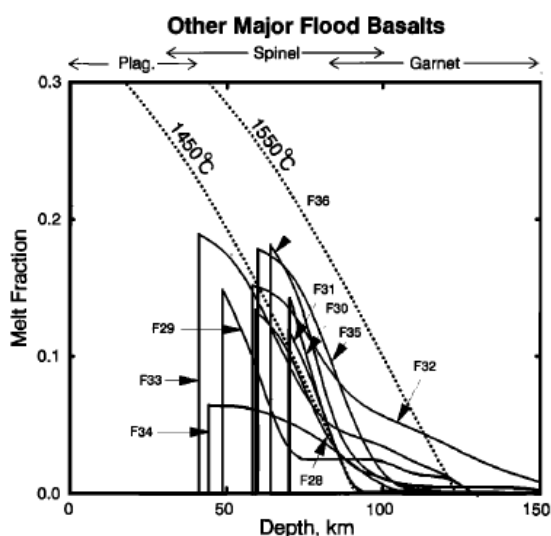


Figura 3.5: Distribuzione dei fusi basaltici delle province basaltiche di Columbia River (F28, F29), Deccan (F30, F31), Etendeka (F32), Paranà (F33), Karoo (F34, F35) e Coppermine River (F36) (White and McKenzie; 1995).

Iceland (racchiude le provincie vulcaniche del Nord Atlantico comprendendo i margini vulcanici Nord Atlantici e la dorsale di Scozia e Groellandia; periodo di attività 60 m.y.), Kerguelen (comprende i basalti di Bunbury (Australia), il Plateau Naturaliste (Australia), i trappi di Rajmahal (Bengala), il Plateau e la frattura nella dorsale di Kerguelen (Oceano Indiano) e la dorsale di Ninetyeast (Oceano Indiano); periodo di attività 135 m.y.), Rèunion (comprende i trappi del Deccan, i margini vulcanici dell'India occidentale, la dorsale Chagos-Laccadive ed i Plateau di Mascarene e Mauritius; periodo di attività 65 m.y.) e Tristan da Cunha (basalti di Paranà e Etendeka, i margini vulcanici del Sud-Atlantico, la dorsale oceanica di Rio Grande e

la dorsale di Walvis; periodo di attività 120 m.y.). Tutti questi hotspots furono connessi, durante la loro evoluzione, temporalmente e spazialmente con una frattura continentale. La valutazione di come le provincie delle LIP possano aver influenzato la storia del pianeta Terra dipende da alcuni parametri chiave, specialmente grandezza, composizione chimica, velocità di creazione e l'ambiente circostante. La composizione, il volume e la velocità di produzione delle rocce ignee sopra i flussi nel mantello e nelle provincie di plateau basaltici vincolano il processo di fusione

del mantello, e perciò sulla circolazione convettiva del flusso. Essendo il tasso di fusione una funzione del tempo e dello spazio, vincola temperatura e velocità della circolazione convettiva come in funzione del tempo. Petrologicamente i plateau basaltici manifestano composizioni basaltiche tholeitiche uniformi, spesso con secondari basalti picrite. Il volume e la composizione del materiale fuso prodotti dalla decompressione isentropica, è estremamente sensibile alla temperatura del mantello. Al di sotto del centro di diffusione oceanico, un aumento di temperatura dei 150°C , circa l'11% sopra la norma, triplica il volume del materiale fuso prodotto dalla decompressione causano un aumento della densità della crosta da 7 km fino a superare i 20 km. Nella crosta oceanica si possono riscontrare anomalie termiche che, nella zona circostante il flusso nel mantello, hanno la forma della testa di un fungo e sono responsabili dell'aumento di temperatura attraverso regioni anche di 2000km. Questo significa che grandi sezioni di dorsale medio-oceanica dovrebbero mostrare una densità maggiore nella crosta e composizioni chimiche modificate.

Definiamo due casi limite:

Il primo riguarda un flusso che giace al di sotto di una placca intatta, quando la decompressione è guidata da movimenti convettivi al centro del flusso.

Un esempio di questo comportamento si può trovare nel "Hawaiian plume", di cui conosciamo il grado di produzione del materiale fuso grazie alle misurazioni sismiche di rifrazione e riflessione.

Essendo il tasso di produzione del fuso così sensibile alla temperatura del mantello, ciò mantiene costante la temperatura all'interno del flusso. Tuttavia, il grado di scioglimento è relativamente basso (il 7%) in confronto a quello che tipicamente si trova al di sotto dei normali centri di diffusione oceanici (15-20 %). Questo si verifica perché la litosfera, sotto alle Hawaii, è spesso 70 km evitando così una maggior decompressione del flusso ascendente, limitando la produzione di materiale fuso ad una piccola regione all'interno del flusso. Nonostante ciò, si riscontra comunque una cospicua produzione di fuso che raggiunge $0.16\text{km}^3\text{yr}^{-1}$, perché l'alta densità di flusso nella regione centrale del flusso ascendente, circola velocemente attraverso la regione fusa.

Il secondo caso limite riguarda invece il rapido assottigliamento della litosfera al di sopra di un flusso che permette al mantello con temperature sopra la media, di

innalzarsi passivamente innescando la decompressione.

Un esempio di questo comportamento è associabile invece a molte regioni di plateau basaltici associate con fratture continentali come i Trappi del Deccan in India ed il Paranà nel Sud America. Se la frattura si presenta direttamente sopra un flusso del mantello, allora grandi quantità di materiale fuso si genererebbero in breve tempo. Il volume del materiale fuso può quindi essere aumentato sia da una crescita delle temperature del mantello, sia in seguito ad un aumento dei movimenti distensivi ed estensivi.

La fusione è generata anche dal flusso convettivo. Quindi è possibile che a partire da un aumento di temperatura e della portata, alcuni plateau basaltici diano inizio a nuovi flussi nel mantello. Tali attività infatti, determinerebbero un aumento del tasso di generazione del flusso nella regione di decompressione del mantello.

L'equilibrio tra questi tre fattori: decompressione passiva del mantello ascendente sotto la dorsale, decompressione attiva al centro del flusso ascendente e le condizioni transienti che accompagnano la nascita di un nuovo flusso, possono variare in base alle differenti regioni di plateau basaltici. La concentrazione di elementi rari ed oligoelementi nelle rocce ignee da informazioni sul grado di scioglimento e sulla profondità in cui il materiale fuso si separa dal mantello.

Inoltre, in base alle concentrazioni di elementi delle terre rare, presenti nei fusi basaltici, che si formano nel centro di diffusione oceanico, possiamo determinare la temperatura raggiunta dal flusso (circa 1550°C) con un fattore di assottigliamento litosferico di circa 5. Tali dati sono consistenti con la temperatura del flusso e fattore di assottigliamento suggeriti da Hutchinson (1990) sulla base di altri dati geologici.

La concentrazione delle terre rare si riferisce alla presenza di elementi appartenenti al gruppo dei Lantanidi che nella crosta sono presenti con abbondanza relativa > 1 , mentre nel mantello l'abbondanza relativa di tali elementi è < 1 .

3.4 Correnti convettive nel Mantello

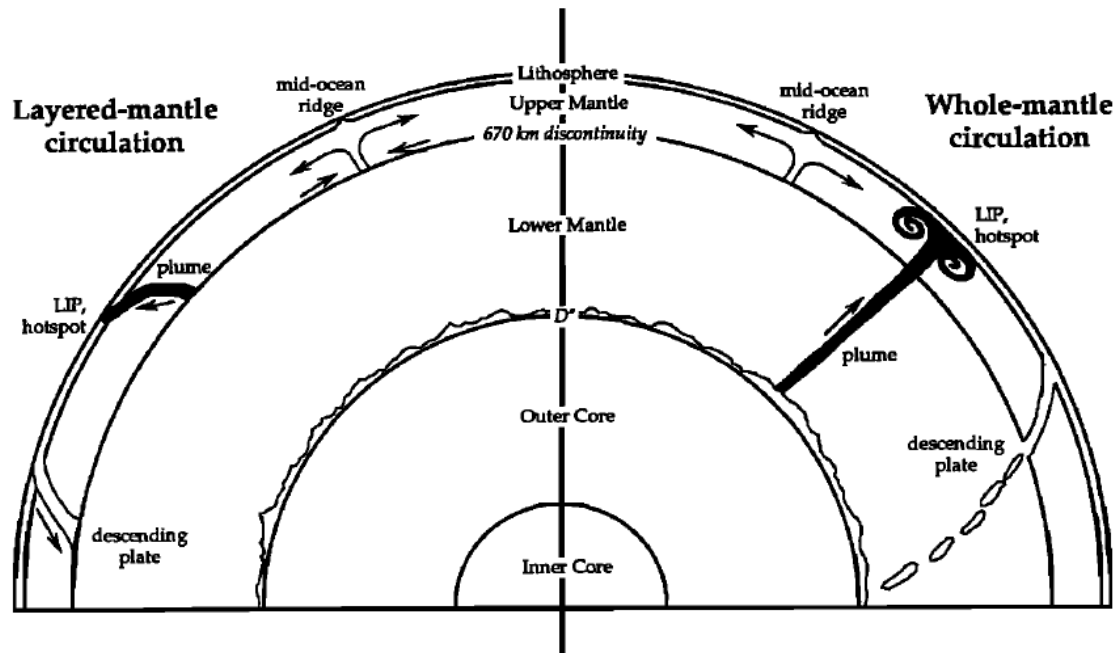


Figura 3.6: Schema della circolazione del magma nel mantello (Coffin and Edholm; 1994)

Possiamo dimostrare che il moto del flusso ha inizio ad una profondità di circa 120 km ed è molto più profondo rispetto a quello che si crea al di sotto della dorsale medio-ocanica (che si forma a circa 70 Km). Il limite superiore dell'intervallo di fusione e la massima percentuale di materiale fuso ottenuta è governata dalla densità dello strato sovrastante il limite litosferico. Quando al di sotto di un centro di diffusione si ha un flusso, come nel caso dell'Islanda, la fusione del mantello avviene a basse profondità (20km) e viene frenato solo dalla densità delle rocce cristalline. Tuttavia quando un flusso si trova a giacere sotto una litosfera più vecchia e spessa, la fusione è fermata dalla placca sovrastante che nel caso delle Hawaii ha uno spessore di 75km. I grafici sottostanti mostrano l'intervallo di scambio di elementi rari e il fatto che la fusione delle regioni più superficiali sia controllata dalla presenza di alte concentrazioni di elementi rari.

3.5 Flussi Basaltici

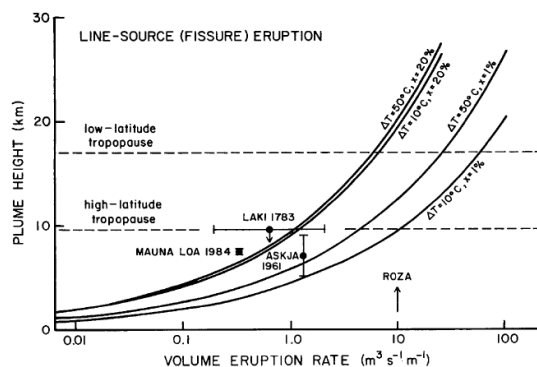


Figura 3.7: altezza del flusso convettivo sopra la bocca de vulcano in funzione della quantità di volume eruttata. (Rampino and Self; 1988)

altitudine si sono formati in condizioni in cui la litosfera si sia deformata abbastanza per creare un bacino oceanico.

Consideriamo alcune provincie di plateau basaltici:

Trappi Siberiani

I Trappi Siberiani sono una delle regioni la cui geochimica è stata studiata molto in dettaglio. Si stima che abbiano eruttato 1 m.y. a 248 ± 3 Ma (vicino al Permiano-Triassico), e che abbiano coperto una zona vasta più di $2.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Renne and Basu 1991).

Queste zone hanno una densità media di circa 1 km e producendo un volume estrusivo totale di 2 milioni di km^3 (Zoluthkhin and Al'mukhamedv 1988). La maggior parte delle rocce estrusive sono formate da flussi basaltici tholeitici con la presenza di picriti. Le provincie di plateau basaltici che si trovano nel bacino Tunkuska, nella regione a nordovest del margine della piattaforma Siberiana Precambriana presentano basalti in un regime in tensione. La mancanza di rocce sedimentarie o paleosuoli, suggerisce che tra eruzioni successive passasse un breve lasso di tempo. Considerando il fattore ϵ_{Nd} , che rappresenta la frazione di materiale, il flusso, nella regione di Noril, può essere suddiviso in due sezioni: una superiore, con valori di

Nei plateau basaltici, come avviene per i flussi nel mantello, la fusione avviene a profondità di 110 km, molto più elevata rispetto a quella cui inizia sotto le dorsali medio-oceaniche.

Questo indica che i plateau basaltici si sono formati da un mantello più caldo del normale. Le profondità più superficiali alle quali il mantello continua a fondere variano in un range di 30-70 km, ciò è accompagnato dall'assottigliamento della litosfera. Tuttavia non tutti i plateau ba-

ϵ_{Nd} vicini allo zero o lievemente positivi; ed una sezione inferiore, con valori di ϵ_{Nd} minori di zero. (Sharma et al., 1991) Valori negativi di ϵ_{Nd} nella parte inferiore del flusso suggeriscono che la fusione ha incorporato materiali arricchiti dalla litosfera in tempi antecedenti. La dimostrazione di ciò viene dal fatto che lo scambio di elementi delle terre rare per flussi con ϵ_{Nd} negativi, richiede un arricchimento a multistadi. Invece il flusso superiore con valori di ϵ_{Nd} vicini allo zero o positivi proviene dalla fusione primaria dell'astenosfera.

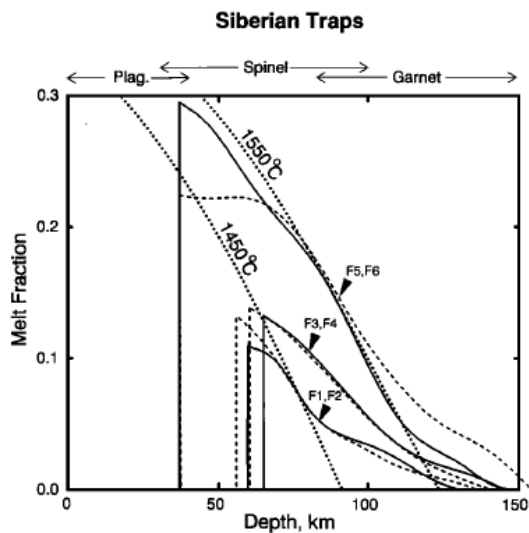


Figura 3.8: Distribuzione del fuso delle province dei Trappi Siberiani (White and McKenzie; 1995).

Trappi Siberiani è dovuta a un flusso del mantello con una temperatura di circa 1500°C alla base della litosfera. Allo stesso tempo, lo strato di confine del Precambriano è stato assottigliato di circa 100 km dal suo normale spessore di 150 km.

Le prime lave mostrano evidenze di scioglimento del più vecchio mantello litosferico che ha passato fasi di precedente fusione ed arricchimento.

I Trappi Siberiani furono formati perciò, da uno stadio iniziale di fusione del mantello, fino alla creazione del flusso di materiale fuso formatosi con scioglimento a

La regione delle lave di Noril comprende solo il 10% del volume totale dei Trappi Siberiani. I Basalti di Noril si distribuiscono in tutta l'attività vulcanica, dalla prima, con evidenze isotopiche di arricchimento proveniente dalle eruzioni più datate, fino alle ultime, che sono equivalenti alle sequenze estensive di Putorana, per quanto riguarda la posizione stratigrafica, che per la composizione isotopica. (Sharma et al., 1991) Perciò questo modello rappresenta bene l'intera sequenza di vulcanismo dei Trappi Siberiani. Quindi per quanto riguarda questa particolare regione, si ha che l'ondata di vulcanismo nei

singolo-stadio nella parte astensferica del mantello. Questo ha creato un assottigliamento dello strato di circa 50 km che viene mantenuto tale, senza assottigliamenti ulteriori, da una condizione di contorno meccanica dovuta all'alta temperatura del flusso.

Quando la litosfera densa si mosse al di sotto dello scudo Sieriano-Precambriano attraverso il flusso basaltico, la fusione iniziò a diminuire finendo per terminare in funzione dello spessore della litosfera che aumentava allontanandosi dalla dorsale. (White and McKenzie; 1995)

Provincia del Keweenawan

La provincia del Keweenawan si è formata circa in 1.1 Ga lungo la dorsale Medio-Continentale durante il periodo dell'Archeano. Si stima che ci fosse un volume pari a $1.3 \times 10^6 km^3$ di rocce vulcaniche lungo 2000 km di dorsale. La maggior parte dei basalti furono effusi in circa 2-3 m.y.. L'evidenza dell'attività ignea proviene da un flusso basaltico del mantello che si trova al di sotto della dorsale. Ciò si manifesta con estesi strati di rocce estrusive, aumenti ed abbassamenti di temperatura, eruzioni vulcaniche estremamente rapide e voluminose, anomalie di gravità che indicano una intrusione ignea sotto la crosta e picriti contenenti il 23% di MgO.

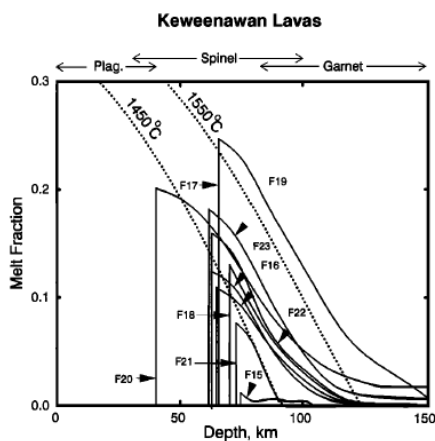


Figura 3.9: Distribuzioni di fuso nella provincia del Keweenawan (White and McKenzie; 1995)

La percentuale di mantello fuso raggiunge a questo punto il

I flussi basaltici si formarono dalla fusione del mantello che si fuse ad una profondità compresa tra 150 e 70 km dalla superficie. (curve F16-F19, figura)

Con lo sviluppo della dorsale, il mantello in decompressione, si innalzò fino a profondità più superficiali. I flussi nella parte più alta della sezione vulcanica, si generarono in maniera simile alle stesse profondità, ma il materiale continuò a fondersi fino a profondità di circa 40 km sotto la superficie, più vicino alla base della

20%. Nella figura è possibile vedere questo comportamento nella curva F21 che risulta con un flusso volumetricamente minore nella sezione più vicina alla superficie. Comparando questa curva con le curve di fusione anidra (a puntini) si ottiene che la temperatura del mantello, in questo caso, era compresa tra 1500-1550°C.

In conclusione la regione del Keweenawan non si è sviluppata per diventare un bacino oceanico, com'è avvenuto per i Trappi Siberiani, ma la deformazione cessò prima dell'inizio dell'espansione del fondale marino. Inoltre, per quanto riguarda i Trappi, l'attività vulcanica minore continuò per molti milioni di anni; ciò può essere spiegato dall'allontanamento della dorsale dal flusso sottostante causato dal movimento delle placche. Il modello di distribuzione del materiale fuso, basato sull'analisi degli scambi di elementi rari, suggerisce che la temperatura del mantello nel flusso fosse di circa 1550°C con fattore di deformazione di circa 5. Nella regione del Keweenawan l'estremo allungamento ed l'estensione del bacino della dorsale, ha portato allo sviluppo di sequenze vulcaniche distinte in aree differenti della dorsale Medio-Continentale (White and McKenzie; 1995).

Capitolo 4

Conseguenze Ambientali

4.1 Implicazioni ambientali delle LIP

TABLE I Flood Basalt Provinces of the Last 250 Ma

<i>Province</i>	<i>Age (Ma)</i>	<i>Volume (10^6 km³)</i>	<i>Paleolatitude</i>	<i>Duration (m.y.)</i>
Columbia River	16 ± 1	0.25	45°N	≤1 (for 90%)
Ethiopian	31 ± 1	≤1.0	10°N	≤1
North Atlantic	57 ± 1	>1.0	65°N	≤1
Deccan	66 ± 1	>2.0	20°S	≤1
Madagascar	88 ± 1	?	45°S	≤6?
Rajmahal	116 ± 1	?	50°S	≤2
Serra Geral/Etendeka	132 ± 1	>1.0	40°S	≤1 or ~ 5?
Antarctica	176 ± 1 or 183 ± 1	>0.5	50–60°S	≤1?
Karoo	183 ± 1	>2.0	45°S	0.5–1
Newark	201 ± 1	>1.0	30°N	~0.6
Siberian	249 ± 1	>2.0	45°N?	≤1

Figura 4.1: LIP degli ultimi 250 Ma (Rampino and Self; 1988)

La creazione di una LIP ha il potere di causare cambiamenti ambientali, estinzioni ed ha effetti sull'evoluzione biotica. Per quanto riguarda le estinzioni, le ragioni possono essere associate a cambiamenti geometrici della superficie della Terra, in particolare cambiamenti geodetici dei bacini oceanici, cambiamenti fisici e chimici

dell'idrosfera causati dall'interazione tra la lava e le acque marine, aumento del trasferimento dei gas e sostanze particellari nell'atmosfera durante le eruzioni. Il fatto che molti plateau oceanici siano isolati di detriti continentali e che spesso si trovino al di sopra del fondale marino circostante e molto sopra la profondità di compensazione dei carbonati, fa di questi contenitori di sedimenti che si sono depositati. Inoltre le LIP che sono attive nella formazione o nel cambiamento dell'ambiente, danno l'opportunità di studiare i cambiamenti ambientali servendoci dei depositi di sedimenti.

Correlazioni temporali

Tre eventi spettacolari segnano il sincronismo delle più grandi estinzioni sulla Terra: il primo riguarda l'estinzione nel periodo di transizione tra il Permiano ed il Triassico (Permo-Triassic boundary circa 248 Ma), il secondo riguarda i trappi siberiani ed i cambiamenti biotici nella transizione K-T tra cretaceo e terziario; il terzo invece riguarda le eruzioni del flusso basaltico del Deccan e le province del Nord Atlantico durante la transizione tra Paleocene ed Eocene. I dati geologici evidenziano cambiamenti nelle popolazioni marine e terrestri durante la transizione K-T (Raup and Sepkoski, 1986). Le estinzioni erano particolarmente elevate per gli organismi planctonici calcarei e molte specie di rettili anche se non si riscontra alcun cambiamento per quanto riguarda gli organismi bentonici, i quali subirono una enorme estinzione di massa 10 m.y. dopo. Infatti c'è una corrispondenza temporale tra il posizionamento della provincia vulcanica nel Nord Atlantico ed i cambiamenti paleoceanografici che compongono l'evento della transizione Paleocene-Eocene.

Tra tutti gli eventi più significativi, abbiamo le enormi estinzioni degli organismi che vivono nelle profondità oceaniche e mammiferi terrestri, un grande cambiamento negli isotopi di carbonio oceanici, un'attività idrotermale largamente aumentata e una riduzione della circolazione atmosferica.

La transizione Paleocene-Eocene corrisponde quindi con un aumento della temperatura degli oceani che risultò in un picco di temperature segnando il periodo più caldo sulla Terra che durò per gli ultimi 70 m.y. dell'Eocene. Un'altro esempio può essere fatto con il picco eruttivo del Columbia River che è correlato con l'estinzione del primo e medio Miocene. Tuttavia non tutte le nascite di larghe province ignee hanno avuto dei riscontri negativi. Per quanto riguarda il Plateau di Ontong Java,

l'impatto sull'ecosistema fu di diversificazione del nanoplancton dato dal fenomeno igneo che ha causato un aumento di CO_2 nell'atmosfera ed il conseguente aumento della temperatura. Ciò ha inoltre causato un innalzamento del livello del mare provvedendo così ad un aumento dei nutrienti. Questo processo fu perciò del tutto positivo per l'ecosistema marino.

4.2 Connessione tra Clima e Vulcanismo

Il Vulcanismo ha origine grazie al calore interno dei pianeti, che genera la formazione del magma. Tale fenomeno ha quindi luogo ed è sostenuto dalla possibilità del magma di muoversi dalla regione sorgente alla superficie ed è dovuto al fatto che esso ha una minore densità della roccia solida incassante, subendo una forza di galleggiamento che lo spinge verso la risalita nel campo di gravità. L'attività vulcanica nella storia dei pianeti terrestri del sistema terrestre, ha un ruolo di primo piano che riguarda vari aspetti quali: contribuisce al raffreddamento dei pianeti, produce una differenziazione chimica delle rocce, contribuisce alla formazione delle atmosfere, influisce sul clima globale e sull'evoluzione biologica.

Il vulcanismo ha generato infatti l'atmosfera terrestre grazie al degassamento dei magmi. Inizialmente si aveva un'atmosfera composta prevalentemente da CO_2 ed H_2O , che nelle emissioni vulcaniche rappresentano le componenti dominanti. Nella fase successiva la maggior parte dell' H_2O è condensata formando gli oceani e la CO_2 si è disciolta negli oceani. La composizione attuale è formata dal 21% di ossigeno, prodotto dalla fotosintesi dalle piante verdi con tale percentuale raggiunta 270 Ma fa e da altri due elementi che provengono dalla composizione iniziale: azoto (78%) e argo (1%). Per questo motivo possiamo attribuire al vulcanismo il titolo di "culla della vita", esso infatti ha dato inizio alla creazione delle fondamenta della vita, favorendo l'assemblamento di sostanze come acidi grassi, amminoacidi e basi azotate che formarono le prime cellule procariote.

A sostenere l'ipotesi che il vulcanismo sia responsabile della nascita della vita sulla Terra abbiamo diversi dati: Innanzitutto la vita sulla Terra è nata circa 4 Ga fa, durante l'epoca di maggior diffusione di attività vulcanica con proprietà fisiche e chimiche stabili per tempi dell'ordine di 100 Ma. In secondo luogo alla creazione

della vita, oltre ai quattro elementi base H, C, N, O, hanno contribuito in maniera significativa anche il fosforo e lo zolfo i quali si possono trovare abbondantemente solo nelle zone vulcaniche. Inoltre i primi batteri erano termofili. Infine considerando il ruolo basilare che assume l'acqua, negli organismi viventi, e considerando che mancando lo strato di ozono, la superficie era esposta alla radiazione ultravioletta del Sole che distrugge gli amminoacidi, ciò suggerisce che le prime forme di vita devono essersi sviluppare in aree vulcaniche sottomarine, probabilmente a ridosso di sistemi idrotermali profondi.

4.3 Le grandi eruzioni e gli effetti atmosferici

Gli effetti dell'eruzione del vulcano Tambora e l'anno senza estate

Una ricerca della documentazione europea ha portato alcune evidenze di perturbazioni atmosferiche significative come oscurazioni di sole e luna, fenomeni atmosferici ottici inusuali ed insolite temperature fredde con la conseguenza di perdita nei raccolti e periodi di carestia. Ad esempio l'anno seguente al 1816 è stato registrato come "l'anno senza estate" oppure "ottocento e congelati a morte". Infatti l'intera decade tra 1810 e 1820 fu un periodo di notevoli temperature sotto la media nell'emisfero boreale con il minimo delle macchie solari nel 1816. Tale minimo di temperature nel 1816, fu la conseguenza dell'eruzione del vulcano Tambora (Isole Sumbawa, Indonesia), con una delle più grandi produzioni di cenere registrate negli ultimi 10000 anni. (150km^3 di cenere e pomice). (Stoother and Self 1984) Le conseguenze registrate furono piogge acide su un'area di $4 \times 10^5\text{km}^2$. L'oscurità rimare per due giorni nelle aree circostanti a distanze di 600 km dal vulcano. Il tasso di eruzione l'area delle polveri disperse suggeriscono che la colonna eruttiva possa essersi innalzata di 50 km nella stratosfera. Così la nube vulcanica viaggiò attorno al globo per 3 mesi ed i suoi effetti ottici furono visibili in tutta Europa. Attorno al mese di giugno, e più tardi in settembre alcuni abitanti di Londra riportarono di aver visto tramonti ed albe di colori molto intensi. L'anno seguente al 1816, nella parte a nord est degli USA, fu caratterizzato da una nebbia secca continua e sole coperto e siccome questa non venne dispersa dai venti superficiali, né dalle piogge, l'eclissi

lunare tra il 9 ed il 10 di giugno risultò estremamente oscura. La massa calcolata degli aerosol dell'eruzione del Tambora è in accordo con le stime basate su l'aumento di acidità in Creta e Groenlandia. Le piogge acide, di questa eruzione, sono state rilevate anche nei ghiacci dell'Antartico (Thompson and Moseley-Thompson 1981).

Le condizioni metereologiche eccezionali generate da questa eruzione, iniziarono con masse d'aria calda seguiti da masse d'aria fredda, direttamente sotto alle nuvole di polveri nella troposfera e continuarono con temperature basse in India (Madras) per due settimane. (Sothers 1984) Altri studi, riguardanti gli incendi in Canada nel 1950 ed in Siberia nel 1915 mostrano che le temperature superficiali di quel periodo erano calate di alcuni gradi Celsius in aree coperte da alte e dense nuvole di fumo attenuando il flusso solare.

L'estate del 1816 nell'Europa dell'est fu fredda ed estremamente umida; vennero registrati molte perdite di raccolti, carestia e malattie. Il giornale "The Post" (1977) si riferisce a quel periodo come "L'ultima grande sussistente crisi dell'Occidente". Kelly et al. (1984) suggerisce che un importante effetto degli aerosol vulcanici è di produrre un calo marcato della pressione superficiale attraverso le latitudini medie del Nord Atlantico portando ad uno spostamento della traiettoria dei cicloni delle latitudini medie. La conseguenza è un'anomalia che si estese dall'Inghilterra alla maggior parte dell'Europa dell'est dando inizio ad una estate fredda ed umida. L'ondata di temperature basse e piogge durante i mesi estivi del 1816 può essere dimostrata con una serie di altri indicatori climatici in tutto il globo; dai ritardi nel raccolto dell'uva in Francia, ai danni da gelo agli alberi in America e Sud Africa. (LaMarche and Hirschboeck 1984).

L'eruzione fissurale del Vulcano Laki

Le osservazioni di Franklin della "nebbia secca" prodotta dal vulcano Laki (Islanda, 1783) hanno canalizzato l'attenzione degli esperti per le conseguenze generate. L'eruzione del vulcano Laki ebbe inizio nel giugno del 1783 e durò 8 mesi; fu un'eruzione di tipo fissurale con un flusso lavico di circa 12.3km^3 di volume. L'evento, durante i primi giorni, inoltre fu caratterizzata da eruzioni molto violente con enormi fontane di lava che richiamano lo stile eruttivo dei vulcani Hawaiiiani. Gli effetti di

tale eruzione furono disastrosi in Islanda. I gas e aerosol tossici crearono una foschia blu che si diffuse in tutta l'Islanda e portò alla distruzione dei raccolti. Circa il 75% degli animali da allevamento morirono e la così detta carestia della foschia blu, decimò il 24% della popolazione. La foschia blu venne riportata anche in altre parti dell'Europa, Asia e Nord Africa nonostante i cambiamenti di direzione dei venti e le piogge, poichè buona parte delle polveri avevanon raggiunto, dalla bassa troposfera, la parte più alta. Evidenze dell'entità di tale episodio eruttivo furono trovate da Hammer (1980) in tre Ice-cores in Groenlandia grazie all'acidità estremamente alta degli strati di ghiaccio corrispondenti alla data del 1783. Tuttavia la colonna eruttiva dei gas del vulcano Laki deve aver raggiunto al massimo la tropopausa. Le temperature registrate dell'emisfero Boreale segnarono un declino dall'autunno del 1783 ad un minimo da dicembre 1783 al febbraio del 1784. In questo periodo vennero registrate le temperature più basse in 225 anni: 4.8°C sotto la media a lungo termine. Inoltre vennero registrate temperature sotto la norma anche nella primavera, autunno ed inverno del 1784 e 1784.

Igneous Province	Main Age, m.y.	Duration, Ma	Area, $\times 10^3$ km ²	Volume, $\times 10^3$ km ³
Columbia River ^a	17.2–15.5	1.7 (90%)	164	174
Coppermine River and Mackenzie ^b	1267 ± 2	< 5	10	230
Deccan ^c	66 ± 1	~ 1 (80%)	> 1000	1000–2500
Keweenaw ^d	1095 ± 5	2–3	> 350	1300
North Atlantic Tertiary Province ^e	57.5–54.5	~ 3	> 1300	1800
Paraná ^f	137–127	~ 2	> 1200	> 1500
Siberian Traps ^g	248 ± 3	0.9 ± 0.8 (75%)	> 2500	> 2000

Figura 4.2: Durata e volume delle più grandi Effusioni Basaltiche (White and McCandize; 1995).

4.4 Le grandi eruzioni e l'inverno vulcanico

Il dibattito riguardo l'inverno nucleare (condizione per cui gli aerosol di un'eruzione, che raggiungono posizioni alte nell'atmosfera, formerebbero uno scudo per i raggi solari diminuendo le temperature mondiali) ha posto le basi per dare una stima

degi effetti che avrebbe una grande eruzione vulcanica come per esempio l'intensità della diminuzione delle temperature dovuta a delle nuvole di fumo di questo tipo.

Le eruzioni vulcaniche nella storia hanno prodotto aerosol relativamente piccoli, ma possono essere usate come la base per la stima dei possibili effetti atmosferici di eruzioni vulcaniche più grandi.

Un esempio di ciò può essere l'eruzione del vulcano Toba, circa 75000 anni fa, che è la più conosciuta "supereruzione" con un volume di piroclasti eruttati di circa 2000 km^3 di magma (Rose and Chesner, 1986). Lo strato di polveri poteva essere circa lo 0.8% del materiale eruttato con un diametro minore di $2 \mu\text{m}$, per un totale di 20000 Mt di polveri vulcaniche. Se solo il 10% di questa polvere fossero state iniettate nella stratosfera, si sarebbe presentata una condizione di oscurità totale, su una vasta area, per settimane o mesi. Tale esempio potrebbe essere comparabile allo scenario di inverno nucleare. Tuttavia siccome vulcani come il Toba sono in grado di produrre quantità tra i 1000 e 5000 Mt di aerosol di acido solforico, c'è la possibilità che grandi immissioni di SO_2 in un range tra i 10 e i 200 Mt dia origine ad un processo di condensazione e coagulazione che produca particelle più grandi che escono dall'atmosfera più facilmente. Inoltre il tasso di ossidazione di SO_2 può essere limitato dalla conversione di OH in radicali HO_2 che potrebbero impedire la formazione di aerosol. Perciò la creazione di aerosol di H_2SO_4 potrebbe essere autolimitante.

Gli episodi di vulcanismo di flussi basaltici nel passato hanno coinvolto fenomeni effusivi fino a 10^6 km^3 di magma basaltico in picchi di periodi di tempo tra il milione e qualche milione di anni. (Bellieni et al., 1984) Le effusioni basaltiche, anche le più piccole eruzioni fessurali, hanno prodotto nuvole di aerosol diffuse in larga scala. Il modello dei moti dei flussi di tali eruzioni indica che con una elevata velocità di eruzione, i volatili di zolfo sono rilasciati efficientemente e possono raggiungere altitudini elevate nei flussi convettivi che si innalzano dalle fontane di fuoco. (Fig.4) Ad esempio, una grande eruzione basaltica come quella del Roza appartenente al Columbia River Basalt Group, produsse 700 km^3 di lava basaltica in circa 7 giorni. (Swanson et al. 1975) La velocità di eruzione stimata è tra i 10^4 ed i $10^5 \text{ m}^3/\text{s}$, tale episodio si pensa abbia prodotto delle fontane di fuoco di tipo Hawaiiiano dell'altezza di circa 1 km e colonne eruttive stratosferici ($> 10 \text{ km}$). La quantità di aerosol

atmosferiche prodotta da effusioni basaltiche può essere stimata considerando l'ammontare di aerosol generati dalle grandi eruzioni fessurali, come quella del vulcano Laki. Il rilascio di zolfo dall'eruzione del Roza flow sembra essere stata di circa 2000 Mt, l'equivalente di 6000 Mt di aerosol di H_2SO_4 . Nuvole di aerosol così dense distribuite su tutto il globo, permetterebbero a solo una piccola frazione di raggi solari di raggiungere la superficie della Terra. In questo caso gli effetti atmosferici sarebbero comparabili con i modelli di inverno nucleare ma con una tempistica più ampia.

4.5 Effetti Ambientali delle Eruzioni Basaltiche

Gli effetti ambientali dovuti alle eruzioni basaltiche che sono stati ipotizzati includono il raffreddamento climatico dovuto agli aerosol di acido solforico, l'effetto serra dovuto ai gas di CO_2 e SO_2 e le piogge acide. Gli effetti ambientali indiretti sono dovuti a cambiamenti chimici, di circolazione e ossigenazione degli oceani, che si riscontrano soprattutto nei fenomeni di vulcanismo basaltico associati con i grandi plateau basaltici oceanici. Esaminiamo la natura dei flussi basaltici concentrandoci sugli effetti climatici principali.

Raffreddamento Climatico

Il raffreddamento climatico sulla superficie della Terra è associato all'attività vulcanica come risultato della formazione e diffusione di aerosol di H_2SO_4 nella stratosfera. Queste piccole goccioline sono formate dagli elementi volatili solforici (maggiormente SO_2) che vengono iniettati nella stratosfera, dai flussi convettivi ascendenti, sopra le bocche e fessure del vulcano. Gli aerosol di acido sulfurico possono restare nella stratosfera anche alcuni anni, dove retrodiffondono i raggi solari entranti. Le polveri sottili che vengono immesse nella stratosfera, escono dall'atmosfera in meno di tre mesi. Le eruzioni basaltiche sono comunemente di carattere effusivo, durano più a lungo e hanno tassi di eruzione molto alti. Per fare un esempio, il tasso di eruzione del vulcano Laki (Islanda, 1783) è stimato circa 15 km^3 con una produzione di fontane di fuoco alte tra i 600 ed i 1450 m; perciò il flusso convettivo che si innalza sopra alle fontane, potrebbe avere raggiunto altitudini fi-

no a 13km sopra il livello del mare. Questo esempio indica come per fenomeni di questa portata, sia possibile che i flussi eruttivi ricchi in zolfo, possano raggiungere la stratosfera. Inoltre, i magmi basaltici sono molto ricchi di zolfo disciolto, perciò il rilascio di gas sulfurei per un'eruzione basaltica può essere molto maggiore rispetto a quello di un'eruzione silicica della stessa quantità di volume. Le conseguenze atmosferiche dell'eruzione del vulcano Laki furono infatti abbastanza importanti. Gli aerosol raggiunsero la stratosfera e le conseguenze furono evidenti nella maggior parte del globo tra il 1783 ed il 1784. In Europa vennero registrati fenomeni come foschia e copertura dei raggi solari ed in America e in Cina ci fu la così detta "dry fog" nebbia secca. L'inverno tra il 1783 ed il 1784 è stato registrato come il più freddo degli ultimi 225 anni negli USA. Le osservazioni sui contenuti sulfurei del magma basaltico e le evidenze di degassamento dei flussi di lava, suggeriscono che eruzioni basaltiche con volumi maggiori di 10^3 km^3 , come quella del Columbia River, possono portare all'immissione nell'atmosfera di enormi quantità di SO_2 , HF e HCl, tanto grandi da produrre un effetto di opacizzazione dell'atmosfera globale, con la conseguenza di un calo delle temperature. (Rampino and Self;1988)

Effetto Serra

Il surriscaldamento globale dovuto all'effetto serra, causato da grandi emissioni di diossido di carbonio, potrebbe far parte di una delle cause che hanno portato alle estinzioni di massa. Basandoci su alcune stime della componente di CO_2 nei magmi basaltici, dalla frazione di CO_2 degassata considerando il volume totale di magma effuso, si può fare una stima delle moli di diossido di carbonio rilasciato nell'atmosfera che, in un periodo della durata di alcune centinaia di migliaia di anni, risulta essere circa 2×10^{16} mol. Questo corrisponderebbe ad un aumento delle temperature globali di 2°C durante il periodo dell'eruzione, perciò non può essere la causa di una estinzione di massa. Un'altra possibile sorgente dell'effetto serra sono le emissioni di gas di SO_2 . L'eruzione del vulcano Laki, con l'emissione di gas SO_2 ed aerosol di H_2SO_4 , fornisce un esempio delle conseguenze possibili: sono stati riportati, durante il periodo dell'eruzione ed anche nel periodo successivo, casi di nebbia secca solforosa, caldo soffocante, odore di acido, difficoltà respiratorie, deposizioni di solfato secco, e danni alla vegetazione. Tutto questo indica una concentrazione elevata di

SO₂ nell'atmosfera inferiore. Durante il mese di luglio, inoltre, le temperature erano di 3°C sopra la media ed il tempo era descritto come caldo, molto secco, nebbioso e con nubifragi e grandinate frequenti e molto intense.

Piogge Acide

Le piogge acide sono un altro possibile effetto delle effusioni basaltiche. Dopo l'eruzione del vulcano Laki, infatti, la concentrazione elevata di acido solforico della nebbia sopra l'Islanda ha causato lesioni gravi alla pelle di animali e umani, bloccò la crescita dell'erba, uccise alberi ed il 50% del bestiame morì per avvelenamento da fluoro. La carestia conseguente portò alla morte del 20% della popolazione Islandese e gli effetti delle piogge acide vennero riscontrati in tutta Europa. I calcoli sui flussi basaltici, suggeriscono che il rilascio di H₂SO₄, HF e HCl di una eruzione tipica di circa 10³ km³ potesse essere di circa 10⁻⁴ mol/m², perciò l'ammontare giornaliero di deposizione di acido sarebbe di 5 × 10⁻⁵ moli di acido.

4.6 Vulcanismo ed estinzioni di massa

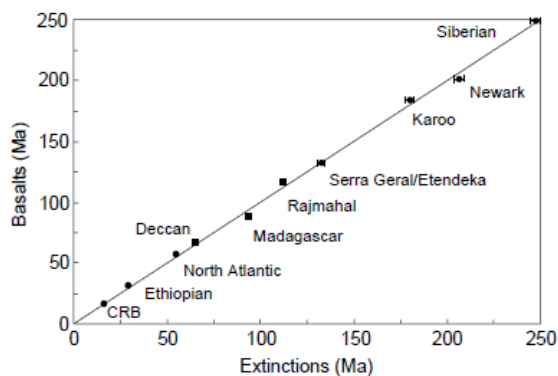


Figura 4.3: possibile correlazione tra i flussi basaltici e le estinzioni (Rampino and Self; 1988).

Uno dei più grandi dibattiti nella geologia attuale riguarda la causa delle estinzioni di massa. Prove evidenti attribuiscono la causa delle estinzioni all'impatto di comete o asteroidi nel tardo Cretaceo (66 Myr). (Alvarez 1987) Tuttavia studi recenti suggeriscono un ruolo importante delle eruzioni vulcaniche. Innanzitutto consideriamo che i flussi basaltici dei trappi del Deccan in India e quelli del nord Atlantico avessero eruttato allo stesso tempo. Episodi

di colate basaltiche di questo tipo con picchi eruttivi della durata di qualche milione di anni si sono verificati più volte nella storia della Terra. Durante gli ultimi 250

Myr, ci furono nove grandi episodi di colate basaltiche, alcuni coinvolgendo eruzioni in più di un'unica aria geografica. (White and Mckenzie, 1995)

Quello che può essere dedotto da questa analisi è che tali effusioni basaltiche siano il risultato dell'impatto di oggetti extraterrestri con la Terra, oppure che possano essere stati innescati dalle dinamiche interne al mantello. Le estinzioni di massa quindi potrebbero essere il risultato dell'attività vulcanica.

Capitolo 5

Conclusioni

I flussi basaltici sono intensi episodi di effusione vulcanica che sono stati riconosciuti tramite lo studio delle età del Proterozoico e Fanerozico e potrebbero essere responsabili della nascita della cintura di rocce verdi nel periodo dell'Archeano. Tipicamente un episodio eruttivo comprendeva volumi di $1 - 2 \times 10^6 \text{ km}^3$ di basalto estrusivo e l'intervallo temporale in cui questi volumi di lava venivano eruttati era di qualche milione di anni. Per spiegare la produzione di fuso ed i volumi totali effusi, bisogna considerare i flussi del mantello. La temperatura normale non sarebbe in grado di produrre dei così grandi volumi di fuso, infatti, la geochimica e petrologia delle rocce ignee suggerisce che le temperature del flusso fossero tipicamente tra i 150°C e i 200°C superiori alla media del mantello astenosferico e tali valori sono consistenti con i modelli teorici dei flussi nel mantello. Una problematica importante, invece, riguarda l'assottigliamento della litosfera. Alcuni esperti sostengono che i flussi basaltici possano essere spiegati solo dalla presenza di fusi con temperature anormale, e senza l'effetto dell'assottigliamento della litosfera. Sappiamo invece che, da alcuni dati petrologici riguardanti gli elementi delle terre rare nelle colate, la generazione di flussi sia spesso associata con un assottigliamento della crosta fino a 50 km e che la spaccatura continentale non sia una necessaria conseguenza di questo. Perciò la combinazione tra flussi del mantello ed assottigliamento della litosfera possono essere prodotte in due modi ed i flussi basaltici sono una conseguenza delle varie combinazioni di questi. Prima di tutto è facile che si crei un flusso basaltico se c'è movimento orizzontale di una placca dove la litosfera è assottigliata a causa

di un flusso nel mantello. Infatti, se questo movimento si dovesse verificare, allora si genererebbero grandi volumi di fuso per la decompressione. Per quanto riguarda i flussi di lava lunghi, che possono aver luogo in termini di velocità ed isolamento abbiamo investigato due modelli in particolare. La modalità rapida può produrre colate di lava maggiori di 100 km con raffreddamento di $0.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a velocità di flusso tra 2-15 m/s e profondità maggiori di 2-19 m. Per quanto riguarda il modello isolato, esso richiede velocità maggiori di 0.1-1.4 m/s con profondità del flusso di 2-23 m. Considerato questo possiamo affermare che la pendenza sia uno dei fattori più importanti, infatti pendenze maggiori producono flussi più veloci e meno spessi, richiedendo più bassi tassi di effusione. I flussi basaltici che interagiscono con la tettonica delle placche e la convezione del mantello hanno generato le LIP. La creazione di queste regioni ed i conseguenti cambiamenti geometrici chimici e fisici che l'accompagnano potrebbero avere effetti sulla idrosfera e sull'atmosfera. Il raffreddamento delle temperature, ad esempio, è frutto dell'immissione e circolazione nell'atmosfera di aerosol di H_2SO_4 . Il rilascio di zolfo contenuto nei magmi basaltici tramite il degassamento nel momento dell'effusione, può essere di 10^4 kg di SO_2 con una quantità significativa di HF e HCl per una grande eruzione basaltica che raggiunge volumi di $> 1000\text{km}^3$. Questo sarebbe abbastanza per produrre un aumento dell'opacizzazione dell'atmosfera circostante o anche globale. Perciò le supereruzioni portano davvero ad un calo prolungato delle temperature? Innanzitutto attività vulcaniche di questa entità costituirebbero una vera e propria minaccia per molte persone, considerando gli effetti di un calo delle temperature, tra cui perdita di raccolti e carestie. Probabilmente in seguito ad una supereruzione, il calo delle temperature momentaneo potrebbe essere reso permante o quasi, dall'aumento di ghiaccio e neve alle alte latitudini che contribuirebbero a raffreddare la Terra. Infine per quanto riguarda i dati provenienti dalle grandi eruzioni della storia della Terra, come quella del Columbia river, riportano temperature abbassate in tempi relativamente brevi, ma nessuna connessione certa è stata ancora dimostrata.

5.1 Bibliografia:

Katharine Cashman and Jon Stephenson (1998) Introduction to special section: Long lava flows. *Journal of Geophysical Research*, Vol.103 , No.B11, Pages 27,281-27,289.

Millard F. Coffin, Olav Eldholm (1994) Large Igneous Provinces: Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences. *Reviews of Geophysics*, 32, 1 pages 1-36.

Dragoni, Bonafede e Boschi (1986) Downslope Flows Models of a Bingham Liquid: Implications for Lava Flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pag.305-325.

Douglas H. Erwin (1994) The Permo-Triassic Extinction Nature, vol.367, pag.231-236.

Peter R. Hooper (2000) Flood Basalt Provinces. *Encyclopedia of Vulcanos*, pag.345-359.

Matthew G. Jackson Richard W. Carlson (2011) An ancient recipe for flood-basalt genesis. *Nature*, Vol.476, pag. 316-319.

L. Keszthelyi and S. Self (1998) Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No.B11, pag. 7,447-27,464.

Hideaki Miyamoto and Sho Sasaki (1998) Numerical simulations of flood basalt lava flows: Roles of parameters on lava flow morphologies. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No.11, Pag. 27,489-27,502.

Michael R. Rampino, Stephen Self (2000) Volcanism and Biotic Extinctions. *Encyclopedia of Vulcanos*, pag.1083-1091.

Michael R. Rampino, Stephen Self (1998) Volcanic Winters. Annual Reviews Inc. Provided by NASA Astrophysics Data System. pag.73-99.

Andrew D. Saunders (2005) Large Igneous Provinces: Origin and Environmental Consequences. Elements , Vol.1, Pag. 259-263.

R. S. White and D. McKenzie (1995) Mantle plumes and flood basalts. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. B9, Pag. 7,543-17,5.