



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXV°

COORDINATORE Prof. Luigi Beccaluva

**"Studio petrologico e geochimico delle vulcaniti della
porzione centro-orientale del Plateau Nord-Etiopico"**

Settore Scientifico-Disciplinare **GEO/07**

Dottorando:

Dott. Savo Andrea

(firma)

Tutore:

Prof. Beccaluva Luigi

(firma)

Anni: 2010/2012

Indice Analitico

Cap.1. INTRODUZIONE	pag.6
<i>Par.1.1 Introduzione generale ed obiettivi del progetto di tesi</i>	pag.6
<i>Par.1.2 Inquadramento geologico e vulcano-tettonico</i>	pag.8
<i>Par.1.3 Il Main Ethiopian Rift (MER)</i>	pag.10
<i>Par.1.4 I magmi primari e l'origine delle picriti</i>	pag.16
<i>Par.1.5 I Continental Flood Basalts (CFBs) e le Large Igneous Provinces (LIPs)</i>	pag.19
<i>Par.1.6 Il Plateau Etiopico-Yemenita: Inquadramento vulcano-tettonico</i>	pag.34
<i>Par.1.7 Inquadramento geologico del Plateau Nord-Etiopico</i>	pag.36
<i>Par.1.8 Inquadramento geologico del Plateau Yemenita</i>	pag.42
<i>Par.1.9 L'attività vulcanica oligocenica del Plateau Yemenita</i>	pag.44
<i>Par.1.10 Il sollevamento del plateau</i>	pag.45
<i>Par.1.11 L'Afar Plume</i>	pag.47
<i>Par.1.12 Cinematica del processo di rifting</i>	pag.48
<i>Par.1.13 Inquadramento geochimico-petrologico e zoneografia del Plateau Etiopico-Yemenita</i>	pag.48
Cap.2. CLASSIFICAZIONE PETROLOGICA E CHIMICO-MINERALOGICA DEI MAGMI CONTINENTALI OLIGOCENICI (CFBs) DEL PLATEAU ETIOPICO-YEMENITA	pag.53

**Cap.3. GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI MAGGIORI SU
ROCCIA TOTALE** pag.61

**Cap.4. GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI IN TRACCE SU
ROCCIA TOTALE** pag.69

**Cap.5. GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI MAGGIORI “IN SITU”
NELLE FASI MINERALI** pag.74

Par.5.1 Olivine pag.74

Par.5.2 Clinopirosseni pag.75

Par.5.3 Feldspati alcalini e Plagioclasti pag.79

Par.5.4 Ossidi ferro-titaniferi pag.81

Par.5.4.1 Spinelli pag.81

Par.5.4.2 Ilmeniti pag.84

Par.5.5 Fasi idrate pag.84

Par.5.5.1 Miche pag.84

Par.5.5.2 Anfiboli pag.85

Par.5.5.3 Apatiti pag.86

**Cap.6. GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI IN TRACCE “IN SITU”
NELLE FASI MINERALI** pag.87

Par.6.1 Clinopirosseni pag.87

Cap.7. LE INCLUSIONI FLUIDE	pag.93
<i>Par.7.1 Generalità</i>	pag.93
<i>Par.7.2 Processi di trasformazione delle melt inclusions posteriori all'intrappolamento</i>	pag.97
<i>Par.7.3 Processi di decrepitazione</i>	pag.98
<i>Par.7.4 Cristallizzazione</i>	pag.99
Cap.8. GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI MAGGIORI “IN SITU” DELLE MELT INCLUSIONS E DEI VETRI INTERSTIZIALI	pag.100
<i>Par.8.1 Melt inclusions</i>	pag.100
<i>Par.8.2 Vetri interstiziali</i>	pag.108
Cap.9. GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI IN TRACCIA “IN SITU” DELLE MELT INCLUSIONS E DEI VETRI INTERSTIZIALI	pag.112
Cap.10. CARATTERIZZAZIONE ISOTOPICA DELLE LAVE DEL PLATEAU ETIOPICO-YEMENITA	pag.116
Cap.11. CONCLUSIONI	pag.142
METODOLOGIE ANALITICHE	pag.145

BIBLIOGRAFIA

pag.152

APPENDICE: TABELLE DATI

pag.168

Ringraziamenti

pag.190

Cap.1 Introduzione

Par.1.1 Introduzione generale ed obiettivi del progetto di tesi

L'obiettivo di questa tesi di dottorato consiste nella caratterizzazione petrologica e geochemica delle vulcaniti che occupano la porzione del nucleo del Plateau Etiopico-Yemenita, ubicato nella parte centro-settentrionale dell'Etiopia, coincidente con la zona assiale di un plume di mantello profondo (Afar Plume). Tale zona è localizzata in corrispondenza del punto triplo o "aulacogeno" dell'Afar e di un'importante anomalia termica nel mantello superiore in grado di generare elevate quantità di basalti di plateau in ambiente intra-placca continentale (Continental Flood Basalts). Tali vulcaniti vengono eruttate in aree geologiche denominate Large Igneous Provinces (LIPs), i cui magmi sono caratterizzati da elevati arricchimenti in elementi quali HFSE, LFSE, REE (elevato frazionamento di terre rare leggere), e dalla presenza di fasi idrate e gas nobili. Questi espandimenti basaltici continentali vengono considerati legati a processi di assottigliamento e rifting continentale precursori dell'apertura di un bacino oceanico. In particolare l'area geologica presa in considerazione nel corso di questo progetto di dottorato, è collocata nella porzione costituente il nucleo dell'originario Plateau Oligocenico Etiopico ed è costituita da basalti transizionali e picritici molto "alti" in titanio (HT2) (*Beccaluva et. al., 2009*). Essi sono rappresentati dalla cosiddetta "Serie di Lalibela", caratterizzata da 1800 m di potenza di lave. In Yemen la "Serie di Manakhah" è composta invece da una successione di spessore variabile da quasi 2000 m nella porzione occidentale a poche decine di metri nella porzione orientale di basalti transizionali e picritici ultratitaniferi (ad affinità HT2) costituenti la porzione settentrionale del Plateau Yemenita. Gli obiettivi scientifici di questa tesi risiedono nella caratterizzazione petrogenetica delle sorgenti di mantello che hanno prodotto questi magmi, in particolare quelle ricollegabili alla presenza del plume di mantello noto come Afar Plume (Plume-CFBs), di possibile origine in corrispondenza del mantello inferiore. Negli ultimi decenni di ricerca che hanno riguardato i plume di mantello, in particolare in seguito agli studi effettuati da *Morgan (1970, 1971, 1972)*, sono state introdotte negli ambienti scientifici nuove ipotesi inerenti la profondità di provenienza dei principali plumes di ambiente intra-placca continentale ed oceanico, i meccanismi

che li innescano, la forma e la dimensione degli stessi, mettendoli in relazione agli hotspots, alle Large Igneous Provinces (LIP) e al vulcanismo di rift (*Ernst & Buchan, 2001; Foulger et al., 2005*). Per alcuni basalti continentali di plateau, come quelli del Paranà-Etendeka, Karoo-Ferrar e Deccan (*Hawkesworth et al., 2000; Macdougall, 1988; Marques et al., 1999; Melluso et. al., 1997, 2006; Peate, 1996*) sono già state ipotizzate in precedenza delle relazioni con plumes di mantello e sono già state discusse le caratteristiche petrologiche e geochemiche delle lave eruttate in questi plateau in termini di arricchimenti in elementi in tracce incompatibili e contenuto in titanio (basalti di plateau alti in titanio HT e bassi in titanio LT) e sono state altresì ipotizzate le composizioni delle sorgenti, nonché la loro origine di natura litosferica e/o astenosferica (*Ellam & Cox, 1989, 1991; Sweeney et al., 1991; Hawkesworth & Gallagher, 2000*).

In particolare il sistema di rift dell’Africa Orientale è di fondamentale importanza per l’ingente quantità di basalti di plateau eruttati nel corso del Terziario, in particolare durante l’Oligocene per quanto riguarda il Plateau Etiopico-Yemenita ed associati ad un sollevamento regionale corrispondente ai Domi Etiopico e Keniano. Questi sono imputabili alla risalita di un singolo oppure di due ben distinti plumes di mantello (Afar Plume e Plume Keniano) (*Ebinger & Sleep, 1998; Rogers et al., 2000*) che hanno successivamente causato un processo di rifting di tipo “attivo” nelle aree interessate”.

L’originario Plateau Oligocenico Nord-Etiopico è caratterizzato da basalti “bassi” in titanio, “alti” e “molto alti” in titanio, disposti in funzione di una ben distinta zoneografia che sarà illustrata in seguito, eruttati in un periodo di circa un milione di anni (tra 29 e 30 Ma) durante l’Oligocene e successivamente ricoperti da sequenze riolitiche e maggiormente da lave alcaline quaternarie, che hanno esumato xenoliti di mantello i quali hanno consentito di indagare la natura del mantello litosferico subcontinentale sottostante il plateau. La provincia ignea del plateau etiopico rappresenta una regione geografica in cui l’emissione di questi ingenti volumi di espandimenti basaltici ha rappresentato un fenomeno precursore del processo di rifting continentale che ha provocato la separazione della Placca Africana dalla Penisola Arabica, comportando l’oceanizzazione dei due rami oceanici rappresentati dal Mar Rosso e dal Golfo di Aden; il proseguimento del processo di assottigliamento e spaccatura litosferica in ambiente continentale in corrispondenza dell’East African Rift System, si è propagato verso sud fino al Rift del Kenia ed al Mozambico; esso rappresenta una sorta di rift abortito che , insieme al Mar Rosso e al Golfo di Aden costituiscono la

cosiddetta “Giunzione tripla dell’Afar” e dell’omonimo plume (*Hofmann et al., 1997; Courtillot et al. 2003, Davaille et al., 2005*). Lo scopo di questo progetto di ricerca, quindi, prevede non solo l’identificazione delle componenti mantelliche che hanno contribuito alla formazione di queste vulcaniti di plateau, ma anche la valutazione del contributo del plume di mantello nel processo di arricchimento metasomatico che ha interessato le sorgenti dei magmi. Dal punto di vista composizionale il mantello sottostante il plateau Etiopico appare notevolmente eterogeneo a causa dei numerosi processi evolutivi susseguitisi nel corso del Proterozoico e del Fanerozoico, che hanno contribuito a modificare l’originaria composizione del mantello terrestre precedentemente alla formazione della crosta continentale (**Primordial Mantle - PM**).

I processi evolutivi hanno comportato degli impoverimenti dal punto di vista chimico-mineralogico a causa di eventi di fusione parziale ed estrazione di magmi basici primitivi e arricchimenti metasomatici imputabili a fluidi di origine profonda. In questo contesto i fluidi che hanno provocato l’arricchimento metasomatico delle sorgenti mantelliche dalle quali sono derivati i magmi del plateau Etiopico parrebbero, almeno in parte, collegati al Plume dell’Afar.

Par.1.2 Inquadramento geologico e vulcano-tettonico

La provincia magmatica oligocenica-quadernaria rappresentata dal Plateau Etiopico-Yemenita è una delle LIPs (Large Igneous Provinces) cioè una di quelle aree geologiche come ad esempio il Plateau del Paranà-Etendeka, il Karoo, i Trappi Siberiani, il Plateau del Deccan, la LIP centro-Atlantica ecc., nelle quali sono stati effusi espandimenti basaltici intra-continentali di enormi volumi in un brevissimo periodo di tempo (Continental Flood Basalts - CFBs). Il processo eruttivo parossistico che genera questi plateau basaltici di ambiente intra-placca appare relazionabile (*Morgan, 1972; Shen et al., 1998; Bijward & Spackman, 1999*) alla risalita di plume di mantello profondi, alcuni dei quali si generano in corrispondenza della discontinuità di Gutenberg (**Core-Mantle Boundary, CMB**) per cause non ben conosciute e che, divenendo gravitativamente instabili, risalgono il mantello terrestre fino alla litosfera terrestre, causando un’anomalia termica molto elevata nella zona interessata dalla risalita rispetto alle zone circostanti, provocando fenomeni di fusione parziale di elevata entità. Il magmatismo

Etiopico è ubicato in corrispondenza del plateau oligocenico generatosi in seguito alla risalita del Plume dell'Afar o alla presenza di due plume ben distinti quali quello Etiopico ed il Plume Keniano (*Ebinger & Sleep, 1998; George et al., 1998*). Il plateau vulcanico Yemenita disposto in corrispondenza del fianco orientale del Mar Rosso è stato generato prevalentemente da un'attività basaltica di tipo fissurale, ricoprendo un'area di 80.000 km² con lave basaltiche da tholeiitiche a transizionali ed in minor quantità riolitiche di età oligocenica. Per quanto riguarda i CFBs del plateau etiopico, essi sono caratterizzati da basalti oligocenici di serie vulcanica da tholeiitica a transizionale, con associazioni di ignimbriti riolitiche intercalate e in parte sovrapposte; mentre al tetto di queste formazioni si rinvengono basalti di tipo transizionale. In base alle datazioni ⁴⁰Ar/³⁹Ar i basalti oligocenici del Plateau Etiopico risalgono a circa 29-31 Ma e sono stati eruttati in un'areale di circa 1000 km di diametro (*Baker et al., 1996; Hofman et al., 1997*). Il magmatismo intra-placca di plateau si è innescato appena ha avuto inizio il processo di rifting del Golfo di Aden ed ha preceduto il processo distensivo del Mar Rosso. L'inizio del processo di oceanizzazione con la formazione di crosta oceanica dapprima limitato soltanto all'area del Golfo di Aden, si è propagato da NE verso W fino a coinvolgere la Depressione dell'Afar intorno ai 25 Ma (*Manighetti et al., 1998*). Al contrario, il processo di "spreading" in corrispondenza del Mar Rosso è iniziato a partire da 4 Ma fa (*Cochran, 1983*). I due rami oceanizzati si sono successivamente congiunti propagandosi verso ovest in corrispondenza della depressione vulcano-tettonica etiopica. L'apertura del Main Ethiopian Rift (MER), disposto in direzione NNE-SSW, si è verificata a partire dal Miocene Superiore, successivamente alla messa in posto del Plateau Etiopico, considerato precursore del processo di rifting e di apertura oceanica ed attualmente caratterizzato da una velocità di espansione di circa 4 mm/anno (*Bilham et al., 1999*), orientata in direzione WNW-ESE. Dall'analisi di tomografie sismiche appare attualmente presente un'anomalia termica pronunciata coinvolgente il mantello superiore sottostante l'Afar e che può essere spiegata con la presenza di zone estese sedi di produzione di fusi magmatici, connessi alla presenza del plume risalente. In particolare in una zona molto vasta, che si estende dall'Africa meridionale fino al cosiddetto "Corno d'Africa", sono state riscontrate zone a bassa velocità delle onde S, imputabili alla risalita del plume dal CMB fino al mantello litosferico (*Ritsema & Van Heijst, 2000*). Il magmatismo etiopico che ha interessato dapprima l'area occupata dal Plateau Etiopico, unito al Plateau Yemenita precedentemente al processo di break-up continentale e successivo ocean-floor

spreading, instauratosi in corrispondenza del sistema Mar Rosso-Golfo di Aden, può essere distinto in tre fasi. Un primo evento magmatico di pre-rift, caratterizzato dalla messa in posto dei CFBs, è rappresentato da eruzioni di tipo fissurale di basalti tholeiitici e transizionali, alternati verso l'alto a depositi ignimbrici. Un secondo evento magmatico mio-pliocenico, connesso all'apertura del rift, è contraddistinto da una variazione delle modalità eruttive che ha comportato la formazione di apparati vulcanici a scudo, caratterizzati dall'emissione di basalti prevalentemente transizionali ed alcalini e da alcune vulcaniti differenziate. Durante la terza fase, infine, di età pliocenico-quadernaria, di sin-rift e post-rift, sono stati emessi prevalentemente prodotti differenziati a chimismo riolitico peralcalino e lave basiche fortemente alcaline talora includenti xenoliti di mantello. Tuttavia in tutte le fasi magmatiche si denota l'assenza di vulcaniti a chimismo intermedio (gap compositivo denominato "*Daly gap*").

Par.1.3 Il Main Ethiopian Rift (MER)

Il Rift Etiopico, che si estende per circa 1000 km in direzione NE-SW, si diparte dalla depressione dell'Afar fino ad oltrepassare il margine meridionale della depressione tettonica occupata dal Lago Turkana. Il limite meridionale è collocato ad una latitudine di 5°N, dove il rift si scinde in due rami ben distinti denominati Bacino di Chamo, ubicato a NW e Bacino di Galana, localizzato a NE.

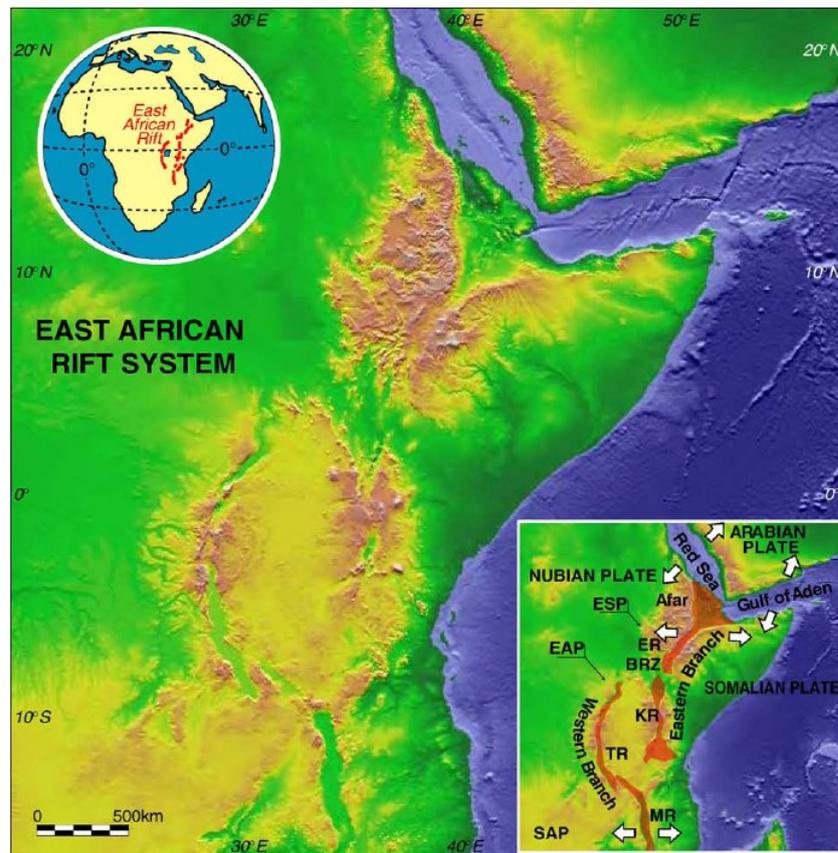


Fig. 1.1: Modello digitale altimetrico (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM) che mostra la topografia generale del Rift Est-Africano. BRZ: Broadly Rifted Zone; EAP: Est African Plateau; ER: Ethiopian Rift; ESP: Ethiopian-Somalian Plateau; KR: Kenya Rift; MR: Malawi Rift; SAP: Southern African Plateau; TR: Tanganyika Rift (Corti, 2009).

A sud della biforcazione, ossia nella zona di congiunzione tra il Rift Etiopico e quello Keniano, la depressione vulcano-tettonica si espande e la struttura si accomoda generando un sistema ad horst e graben “Broadly Rifted Zone” (Baker et al., 1972; Moore et al., 1978; Davidson et al., 1980; Ebinger et al., 2000, Ebinger & Casey, 2001). Nella parte settentrionale del Plateau Etiopico, il Mar Rosso, il Golfo di Aden ed il Rift Etiopico formano un punto di giunzione tripla localizzato in corrispondenza di una latitudine di 11,5°N, dove in posizione centrale è presente la depressione dell’Afar, in cui un sistema quaternario di faglie trascensive a componente trascorrente sinistra (Tendaho-Goda’ad) delimita la parte meridionale estesa in direzione E-W, dalla porzione settentrionale con orientamento NE-SW (Wolfenden et al., 2004).

L'East African Rift System rappresenta un rift intraplacca continentale sviluppatosi nel corso del Terziario Superiore – Quaternario e costituente il prolungamento in dominio continentale dei due centri di espansione oceanizzati appartenenti al Sistema Mar Rosso – Golfo di Aden. Il Mar Rosso rappresenta un bacino marino interno molto stretto che divide la Penisola Arabica dal “Corno d’Africa”. Presenta un’estensione di 1900 km in direzione NW-SE, dal canale di Suez allo stretto di Bab Al-Mandab ed è caratterizzato da una larghezza massima di 354 km e da una profondità media di 3000 m. Si estende per un’area pari a circa 438.000 km². L’area occupata dalla penisola del Sinai separa il Mar Rosso settentrionale nel Golfo di Suez ed in quello di Aqaba; mentre il Canale di Suez connette il Mar Rosso al Mediterraneo, lo stretto di Bab Al-Mandab lo collega al Golfo di Aden, un ramo del mare Arabico, occupante la depressione della Rift Valley e strutturatosi circa 50 Ma fa in corrispondenza di una dislocazione tettonica. Le fumarole idrotermali presenti in corrispondenza dei fondali del bacino stesso, assieme alla formazione di nuova crosta oceanica, testimoniano un processo di espansione attualmente in vigore. L’apertura del Mar Arabico è legata a tre distinte fasi tettoniche: la prima si è sviluppata nel Miocene ed è caratterizzata dalla strutturazione di un sistema di graben, in regime tettonico estensionale con la formazione associata di dicchi orientati in direzione NE-SW (24-22 Ma fa); la seconda fase (14-12 Ma fa) è stata caratterizzata da un processo di rotazione antioraria del tratto meridionale del Golfo di Suez che ha comportato la formazione di un nuovo asse di propagazione con orientamento N-S. Infine la terza fase, più recente ed attualmente in atto, è contraddistinta da una basculazione dei graben occidentali dello Yemen, con conseguente approfondimento del Mar Rosso ed un aumento del tasso di espansione, al quale è collegata la produzione di crosta oceanica (Corti, 2009). In merito al processo di oceanizzazione del Mar Rosso, le sue rive si stanno attualmente allontanando con una velocità superiore ad 1 cm/a che potrebbe raggiungere anche i 3 cm/a (in base ai rilevamenti oceanografici effettuati dalla nave Urania nel 2005, in collaborazione con l’Istituto Ambiente Marino Costiero ed il CNR) ed in corrispondenza della dorsale medio-oceanica (Mid Ocean Ridge - MOR) dove risulta molto intensa l’attività sismica e dove vengono eruttati basalti di tipo MORB. Il rift del Golfo di Aden si è evoluto durante il Mio-Pliocene provocando l’oceanizzazione del bacino. Al contrario, in corrispondenza della Rift Valley Etiopica, si sta verificando la fessurazione della crosta continentale che si presenta notevolmente assottigliata con conseguente formazione di una depressione vulcano-tettonica occupata da bacini lacustri quali il Lago Vittoria;

tuttavia non è avvenuta la transizione tra rift continentale ed oceanico; di conseguenza, mentre per i bracci oceanici del sistema coniugato Mar Rosso – Golfo di Aden, il processo di break-up continentale è terminato e si è instaurato un processo di espansione oceanica, la zona della Rift Valley africana rappresenta il ramo abortito del Punto Triplo dell'Afar. Il processo distensivo attualmente in atto ha causato la formazione di un'estesa depressione nella zona occupata dal "Triangolo dell'Afar", dove avviene la continua separazione delle tre placche africana, araba e somala. Infatti, la piana dell'Afar è in continua espansione con una velocità di 1-2 cm/a. In corrispondenza del "Triangolo dell'Afar" al di sotto del quale è presente un plume di mantello in risalita, la crosta è costituita prevalentemente da magmi basaltici eruttati principalmente nell'Oligocene ai quali sono sovrapposti vulcani quaternari attivi come l'Erta Ale. Insieme ai sistemi coniugati di rift oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden, l'EARS costituisce il cosiddetto Afro-Arabian Rift System, denominato anche "Triangolo dell'Afar", del quale l'Ethiopian Rift (ER) rappresenta il tratto più settentrionale (*Ebinger et al., 1989*). Il Rift Etiopico è suddiviso in due settori fisiografici principali, uno settentrionale denominato Main Ethiopian Rift (MER) ad andamento NNE-SSW ed un ramo meridionale conosciuto come South Ethiopian Rift (SER), costituente il tratto settentrionale del Rift Keniano.

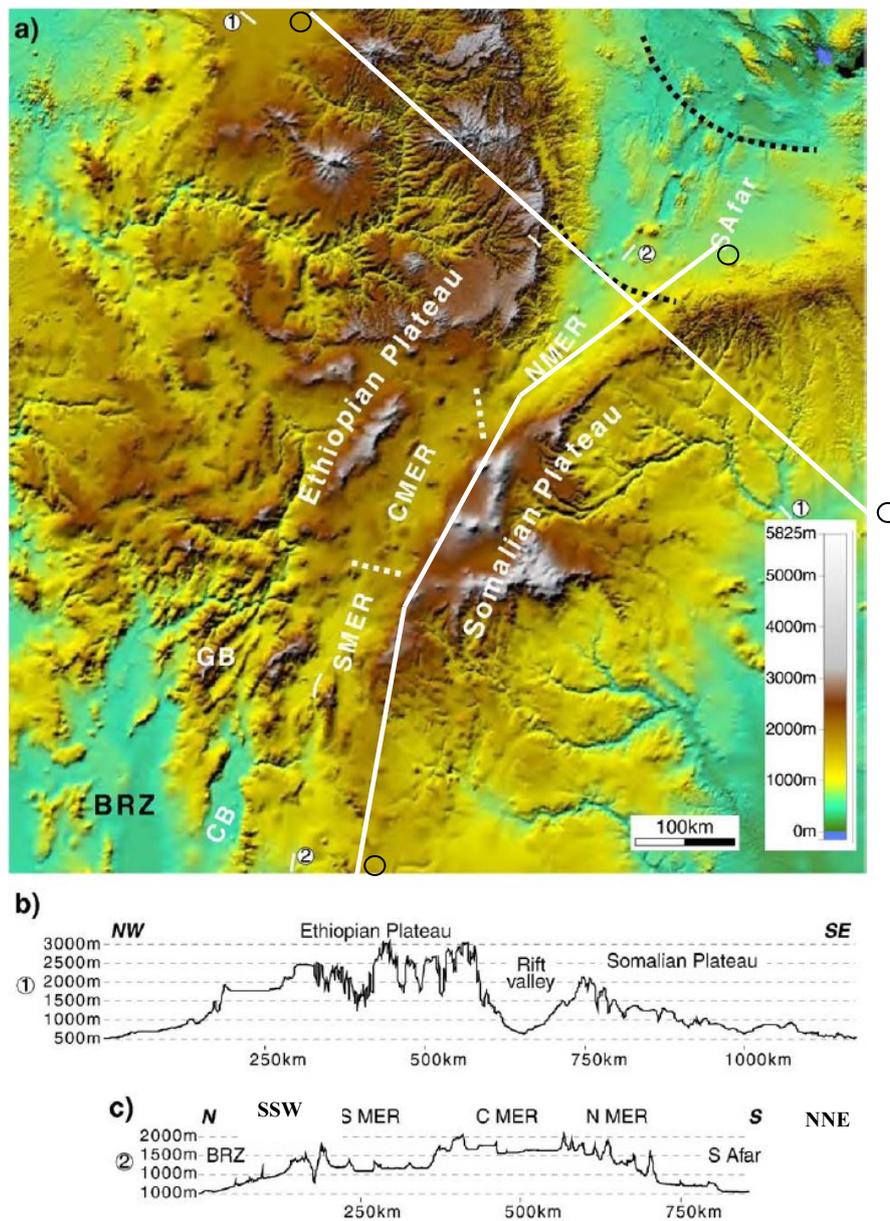


Fig. 1.2: Modello digitale dell'elevazione del Sistema di Rift dell'Etiopia (Corti, 2009). BRZ: Broadly Rifted Zone; CB: Chow Bahir Rift; GB: Gofa Basin. b) e c): profili topografici.

La morfologia del rift si è sviluppata in particolare in prossimità del settore meridionale, dove il plateau etiopico occidentale è separato dal plateau somalo orientale (Mohr, 1983). Il MER può essere distinto in segmenti differenti che testimoniano specifici stadi del processo di rifting continentale, caratterizzati da molteplici sistemi di faglie, diversa tipologia di vulcanismo, di tasso deformativo e di caratteristiche strutturali della litosfera (Hayward et al., 1996). Il MER settentrionale si protrae fino al Lago Koka, il cui limite con il MER centrale è rappresentato dall'alto strutturale di Boru Toru. Nella

zona meridionale, invece, il passaggio dal MER centrale al MER meridionale è ubicato a circa 7°N, in corrispondenza del Lago Awasa. In questa zona il bordo del rift subisce una rotazione che da un andamento NW-SE lo porta ad assumere una direzione N-S, in corrispondenza della linea tettonica Goba-Bonga (*Bonini et al., 2005*).

Il Main Ethiopian Rift è ubicato ad una latitudine compresa tra i 5°N ed i 9°N ed è caratterizzato da un'estensione di circa 800 km e da una larghezza variabile tra i 60 e gli 80 km, mentre l'altimetria media raggiunge i 1600 m. Sui bordi del rift stesso sono presenti svariati altipiani che raggiungono quote di circa 2000 m, ma che superano i 4000 m con gli apparati vulcanici sovrastanti (Chike, Chilallo, Kaka). Il MER rappresenta un graben asimmetrico compreso tra il Plateau Etiopico e il Plateau Somalo, che dal Lago Abbe nell'Afar si estende verso SSW fino al Lago Turkana; i bordi del rift sono caratterizzati da brusche dislocazioni e rigetti di faglia molto elevati, in particolare in corrispondenza del settore orientale. Il tasso di distensione attuale del Main Ethiopian Rift (20%, β factor: 1,2; *Ebinger et al., 1993*) risulta molto ridotto rispetto all'entità di quello dell'area della piana dell'Afar, caratterizzata da un β factor attorno a "2" (*Berckhemer et al., 1975*), dove il β factor rappresenta un'unità di misura del tasso deformativo, in particolare in regime estensionale o di "stretching"; questo parametro è una funzione del rapporto tra lo spessore della crosta continentale precedente e quello successivo ad un evento di rifting: ($\beta = h_i/h_f$), perciò è rappresentato da un numero puro.

Durante il Quaternario i bordi del rift formarono un angolo di circa 50° con la direzione di estensione, la quale è stata determinata tramite l'analisi di indicatori cinematici in corrispondenza dei piani di faglia (*Boccaletti et al., 1992, 1998*). Il sistema di faglie del Wonji Fault Belt è stato generato da un regime tettonico trassensivo con una componente obliqua di taglio sinistro (*Mohr, 1968; Gibson, 1969; Gibson & Tazieff, 1970; Boccaletti et al., 1992; Abebe et al., 1998b*). Dal punto di vista degli apparati vulcanici sviluppatosi nel rift floor, le caldere e le ignimbriti ad esse correlate sono disposte nel settore centrale mentre vulcani compositi e coni di scorie prevalgono lungo i margini del rift stesso (*Mohr, 1983, 1987; Kazmin, 1980*).

Par.1.4 I magmi primari e l'origine delle picriti

La maggior parte delle lave basaltiche eruttate non è rappresentativa di magmi primari, in quanto questi si sarebbero evoluti in seguito al frazionamento dell'olivina, come sostenuto da *O'Hara (1968)*, derivando da magmi primari precursori molto "alti" in magnesio di composizione picritica originatisi per una fusione parziale di una sorgente lherzolitica anidra. Sebbene molti Autori ritengano che tali magmi primari ultramagnesiati siano eccessivamente densi per essere eruttati o che addirittura le rocce di composizione picritica rappresentino delle cumuliti ultramafiche di crosta inferiore o litosfera sub-continentale anziché dei fusi parziali di derivazione mantellica; tuttavia in alcune aree vulcaniche, specialmente all'interno delle LIPs (Large Igneous Provinces), si rinvencono magmi di composizione picritica. La rarità di magmi picritici emessi dipende da vari fattori quali: l'esteso frazionamento dell'olivina al quale vengono sottoposti i fusi picritici all'interno del mantello per produrre magmi basaltici, il mixing tra fusi picritici e magmi più evoluti nelle camere magmatiche cristalli, l'estrema densità dei fusi picritici che inibisce la risalita verso la superficie e ne causa lo stazionamento alla base della crosta e la conseguente differenziazione. La risalita è resa possibile dalla riduzione di densità che permette al magma picritico di migrare verso la superficie in seguito al contrasto di densità che si viene a creare ed alla forza di galleggiamento stessa del fuso che nel corso della risalita tende a nucleare un significativo quantitativo di cristalli di olivina che contribuisce comunque a variarne la composizione. Innanzitutto i magmi picritici sono fusi parziali estremamente arricchiti in magnesio (**MgO = 12-17%**), caratterizzati da un **mg#** ($(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})) > 0,70$), da una concentrazione di **Ni > 400-500 ppm**, da un contenuto in **Cr > 1000 ppm**, da un tenore in silice (**SiO₂**) notevolmente **inferiore al 50%** (mediamente **38-42%**) e sono contraddistinti dalla presenza di cristalli di olivina notevolmente **forsteritica (Fo fino a 90-91)** e di clinopirosseni di composizione augitica con **mg#** superiore a **0,70**, fino a raggiungere valori di **0,86-0,87**. In particolare sembra che per tenori in forsterite pari a **Fo = 89-90** nelle fasi olivine dei magmi picritici, le profondità di equilibratura corrispondano a **P = 1,5 ÷ 2,5 GPa**; mentre a tenori in **Fo ~ 86-87** corrispondono **P ≤ 1 GPa**. In generale i magmi primari sono in equilibrio con la tipica associazione mineralogica di mantello superiore che consiste in **olivina + clinopirosseno + ortopirosseno** con la fase alluminifera rappresentata da **plagioclasio, spinello** o

granato in funzione della profondità della sorgente mantellica dalla quale si formano questi fusi primari. La paragenesi mineralogica comunemente osservata nelle picriti, per quanto riguarda l'associazione fenocristallina, comprende: **Olivina ± Spinello Cr-Mg ± Plagioclasio** (generalmente **labradoritico-bytownitico**) + **Clinopirosseno (augite)**. Nel caso di sorgenti metasomatizzate da fluidi e fusi di origine mantellica, possono comparire anche fasi idrate esotiche quali **flogopite**, **anfibolo** ed **apatite**, o anidre come l'**ilmenite**, a seconda del chimismo degli agenti metasomatici. La petrogenesi dei magmi primari coinvolge processi di fusione parziale a variabile pressione e profondità mantelliche. I magmi primari sono piuttosto rari perché non devono essere stati sottoposti a fenomeni differenziativi durante la loro risalita come la cristallizzazione frazionata, la contaminazione crostale ed i processi di AFC, il mixing ecc... Tutti i magmi primari derivati da un mantello ricco in olivina, dovrebbero mostrare come fase predominante l'olivina assieme alle altre fasi presenti nel fuso magmatico compatibili con le pressioni corrispondenti alla profondità di segregazione del magma. Inoltre le sperimentazioni basate sulla fusione parziale di sorgenti peridotitiche hanno dimostrato che magmi basaltici tholeiitici si formano per un grado di fusione parziale moderato (20% – 30%) da qualsiasi tipologia di sorgente mantellica a pressioni inferiori a 15 – 20 kbar (50-60 km di profondità); mentre in condizioni di pressione maggiore (fino a 30 kbar, circa 100 km di profondità) ma con grado di fusione parziale simile si generano le picriti; invece in condizioni di pressione superiore a 10 kbar e per un grado di fusione parziale inferiore al 20% di una sorgente mantellica arricchita si formano i basalti alcalini. Infine fusi komatiitici si genererebbero per gradi di fusione parziale compresi tra il 40% ed il 50% da una lherzolite fertile, oppure per gradi di F variabili tra il 30% ed il 40% da una lherzolite impoverita; tuttavia le condizioni di temperatura necessarie a provocare una fusione parziale così estesa non si verificano attualmente nel mantello terrestre, ma tali condizioni necessarie per la generazione di magmi komatiitici sussistevano durante l'era Archeana. I magmi picritici possono essere considerati come fusi parentali di altre tipologie di magmi basaltici che si originano in seguito al frazionamento polibarcico esteso dell'olivina nel corso della risalita verso la superficie (*O'Hara, 1968*). Alcuni Autori (*Green et al., 1979; Stolper, 1980*) hanno dimostrato che fusi magmatici di composizione picritica sono saturati nelle condizioni di liquidus dalle fasi di olivina ed ortopirosseno a pressioni di 10-12 kbar corrispondenti alla profondità di segregazione. Da studi sperimentali (*Takahashi & Kushiro, 1983*) sulla fusione parziale di xenoliti lherzolitici anidri a spinello, è stato inoltre dimostrato che a

pressioni maggiori di 25 kbar si genererebbero **picriti alcaline**, ma aumentando il grado di fusione parziale fino a circa $F = 30\%$, si produrrebbero **picriti tholeiitiche**. Perciò questi esperimenti indicano che si potrebbero formare sia magmi primari tholeiitici che alcalini da una medesima sorgente di mantello, soltanto variando la profondità e la pressione di segregazione oppure in seguito a cambiamenti del grado di fusione parziale. Vengono distinte su base composizionale (*Francis, 1995*) tre categorie di magmi picritici indicati come: **MORB Picrites**, **Subduction-Zones Picrites** e **Intraplate Picrites**. La prima tipologia corrisponde a picriti formati in equilibrio con una lherzolite di mantello residuale a pressioni di 1-2 GPa, in condizioni di $F \sim 20\%$, la seconda categoria di picriti, invece, deriva da sorgenti refrattarie harzburgitiche maggiormente impoverite alle medesime condizioni di pressione di formazione e comprende magmi picritici variabili composizionalmente da picriti simili alle picriti MORB fino alle picriti ankaramitiche (**ankaramitic picrites**) del Pacifico sud-occidentale; infine nell'ultima categoria rientrano le picriti di dominio intra-placca oceanica o continentale arricchite in Fe e Ti, equilibrate con una sorgente residuale harzburgitica refrattaria per il Ca e l'Al. In particolare all'interno della categoria delle picriti intraplacca si distinguono ulteriormente le **Hot spot-Picrites** e le **Plume-Picrites**; quest'ultime riflettono una condizione di equilibratura con sorgenti harzburgitiche coesistenti con granato residuale. Inoltre l'elevata entità del rapporto Ce/K nelle picriti tholeiitiche hawaiane testimonia il coinvolgimento nella petrogenesi di questi magmi di una fase idrata arricchita in K (fase residuale anfibolica). Plausibilmente la sorgente delle picriti intra-placca, in particolare di quelle di ambiente oceanico, è identificabile come un reservoir "**piclogitico**", piuttosto che come una sorgente lherzolitica, nella facies di stabilità del granato, in condizioni di assenza di olivina residuale. Conseguentemente le picriti da hot spot o da plume si formano ad elevate pressioni, generalmente superiori a 3GPa, da sorgenti mantelliche in facies a granato; quest'ultima caratteristica è supportata dall'impoverimento in HREE (terre rare pesanti) nei magmi picritici derivanti da queste sorgenti, in quanto le terre rare pesanti sono altamente compatibili con la fase granatifera). In base a modelli petrologici (*Herzberg & O'Hara, 1998*) che prendono in considerazione la genesi delle picriti legate a plume di mantello più o meno profondi, questi magmi primari si formerebbero in condizioni di pressione comprese tra 3GPa e 4,5GPa, in corrispondenza della porzione sommitale della plume-head che si espande, assottigliandosi, alla base della litosfera ed in prossimità della zona assiale più profonda ed anomala termicamente e

geochimicamente del plume in risalita. I plume di mantello più caldi e di origine più profonda, segregano magmi di natura picritica ad elevate profondità nel mantello, che si mostrano notevolmente arricchiti in enstatite normativa e variabilmente impoveriti in Al_2O_3 ; tali caratteristiche composizionali varieranno in funzione delle differenti profondità e temperature di inizio fusione all'interno del plume in risalita.

Par.1.5 I Continental Flood Basalts (CFBs) e le Large Igneous Provinces (LIPs)

Le **Large Igneous Provinces (LIPs)** sono rappresentate da vaste aree della superficie terrestre di dominio intraplacca continentale, interessate da intensi espandimenti di lava basaltica (plateau basaltici) nel corso dell'ultimo miliardo di anni, apparentemente eruttati da fessure crostali piuttosto che da edifici vulcanici centrali. I prodotti vulcanici eruttati in queste aree sono definiti "**Continental flood basalts**", anche denominati **CFBs**. Le Large Igneous Provinces che includono plateau basaltici continentali occupano superfici di centinaia di migliaia di km^2 e costituiscono volumi di basalti dell'ordine di centinaia di migliaia di Km^3 , con spessori della coltre basaltica fino a 2 km. La caratteristica fondamentale di questi plateau basaltici non è soltanto la dimensione molto estesa del fenomeno eruttivo ma soprattutto il periodo temporale in cui avvengono le eruzioni parossistiche che si presenta molto ristretto in quanto concentrato nell'arco di 1-2 Ma.

Originariamente si riteneva che i CFBs fossero omogeneamente caratterizzati dall'eruzione di basalti tholeiitici arricchiti in ferro (*Kuno, 1969*), tuttavia studi recenti hanno testimoniato una notevole disomogeneità composizionale tra i basalti continentali dei differenti plateau. Nonostante molti CFBs assomiglino come chimismo degli elementi maggiori ai basalti MORB, il loro contenuto in elementi in traccia rivela particolari caratteristiche composizionali ed anche un'alcalinità maggiore rispetto anche agli Enriched MORB ed alle tholeiiti di isole oceaniche.

Tuttavia, così come i basalti MORB, i CFBs vengono generati in ambienti geodinamici caratterizzati da tettonica estensionale. I plateau vulcanici continentali di maggior rilievo si sono strutturati in un periodo di formazione compreso tra il Precambriano ed il

Quaternario ed in ordine temporale risultano i seguenti, incluso il Plateau Etiopico-Yemenita, (tratto da “*Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*”; Wilson, 1989 – pag.288):

- Keweenawan (Lago Superiore): Tardo Precambriano (1200 – 1100 Ma)
- Piattaforma Siberiana: Permiano-Triassico (248 – 216 Ma)
- Karoo (Africa meridionale): Giurassico (206 – 166 Ma)
- Kirkpatrick CFBs – Ferrar CFBs e doleriti (Antartide): Giurassico (179 ± 7 Ma)
- Paranà (Brasile): Giurassico Superiore – Cretacico Inferiore (140 – 110 Ma)
- Etendeka (Namibia): Giurassico Superiore – Cretacico Inferiore (140 – 110 Ma)
- LIP Nord-Atlantica: Cretacico Superiore – Eocene (65 – 50 Ma)
- “Trappi” del Deccan (India): Cretacico – Limite KT (Cretacico-Terziario)
- Plateau Etiopico-Yemenita: Oligocene (31 - 29 Ma)
- Columbia River LIP (USA nord-occidentale): Miocene (17 – 6 Ma)
- Snake River Plain (USA nord-occidentale): Quaternario (17 Ma – Recente)

Tutti i plateau basaltici continentali appaiono legati a processi di rifting continentale talora precursori della formazione di bacini oceanici. Alcuni CFBs (es: Keweenawan e Piattaforma Siberiana) sono associati a processi di rifting intra-continentali abortiti (aulacogeni) a seguito dei quali non è avvenuto il processo di oceanizzazione, mentre nel caso di altri come il Plateau Etiopico-Yemenita, il Karoo-Ferrar, il Paranà, l’Etendeka, la LIP Antartica e quella del Nord Atlantico (Cox, 1978) è avvenuta la frammentazione continentale con successiva formazione di litosfera oceanica. Diversi Autori, tra i quali (Cox, 1978; Froidevaux & Nataf, 1981) sottolineano il fatto che le LIPs mesozoiche formino una banda approssimativamente parallela al margine Pacifico del Gondwana, in prossimità della quale si sono verificati dei processi subduttivi risalenti almeno al Devoniano e perdurati fino alla frammentazione del supercontinente.

In particolare i plateau del Karoo-Ferrar, del Paranà-Etendeka e delle Province Ignee Antartiche sono associati alla frammentazione del supercontinente Gondwana; i primi legati alla separazione del continente africano dall’Antartide (Marsh, 1987), mentre i

secondi all'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale in corrispondenza dell'hot-spot di Tristan da Cunha centrato sulla Dorsale Medio-Atlantica. La LIP Nord-Atlantica appare collegata all'apertura dell'Oceano Atlantico Settentrionale mentre i "Trappi" del Deccan, messi in posto successivamente alla frammentazione del Gondwana, sembrano essere associati ad un plume di mantello ubicato nella litosfera sottostante l'arcipelago delle Isole Reunion. L'eruzione parossistica dei CFBs del Deccan (in corrispondenza del limite K/T) ha rappresentato un evento catastrofico associato ad altri eventi anomali avvenuti simultaneamente ad esso, tra i quali una delle estinzioni di massa più ingenti della storia del pianeta, probabilmente collegata anche ad un impatto di un asteroide. L'attuale hot-spot delle Reunion rappresenterebbe il residuo di un plume di mantello che avrebbe causato l'eruzione dei CFBs del Deccan. Invece i CFBs del Plateau Etiopico-Yemenita sono legati alla risalita del plume di mantello profondo dell'Afar e sono considerati i precursori del processo di formazione dei bacini oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden in corrispondenza del punto triplo dell'Afar, che prosegue in dominio continentale con il Main Ethiopian Rift. La più recente manifestazione di vulcanismo tholeiitico di plateau continentale è rappresentata dal Plateau del Columbia River, provincia vulcanica collegata alla recente attività vulcanica di natura bimodale basaltico-riolitica, impostasi all'interno della regione geografica dello Yellowstone Park e della Snake River Plain. L'attività eruttiva in questa zona geografica sembra da imputare al passaggio della Placca Nord-Americana al di sopra dell'hot spot situato al di sotto di Yellowstone. In questo contesto, il vulcanismo di plateau appare collegato alla presenza di anomalie termiche localizzate all'interno del mantello superiore sovrastante una zona di subduzione e può essere considerato come un esempio di attività vulcanica in ambiente geodinamico di bacino di retro-arco ensialico. Tutti i CFBs menzionati sono associati a tettonica estensionale che può essere conseguenza di un processo di assottigliamento litosferico collegato alla risalita da domini sub-litosferici di materiale mantellico molto caldo e di origine profonda, in cui il processo di upwelling causerebbe l'erosione termica alla base della litosfera. Questo meccanismo viene preso in considerazione anche per spiegare il vulcanismo intra-placca oceanica imputabile alla presenza di hot spot. Tuttavia, nel caso dei rift intra-placca, questo concetto sembra inappropriato in quanto essi rappresenterebbe l'espressione di un insieme lineare di hot spots, che può essere denominato "hot-line"; mentre per quanto riguarda i plateau basaltici continentali, l'anomalia termica può essere rappresentata da un plume di mantello molto esteso sia arealmente che in termini di profondità.

Generalmente, infatti, i CFBs sembrano essere quasi sempre collegati a fenomeni di risalita di plumes di mantello più o meno profondi (da domini astenosferici fino ad ambienti di mantello di transizione o addirittura di mantello inferiore) o alla presenza di punti caldi “hot spots” che contribuiscono inoltre alla formazione di catene lineari di isole oceaniche (OIB).

La maggior parte delle LIPs sono caratterizzate da elevata estensione areale, da ingenti volumi di vulcaniti emesse durante la messa in posto dei plateau, dalla presenza di unità eruttive di grandi dimensioni, da un'attività vulcanica sub-aerea impostata su un basamento continentale e da un chimismo prevalentemente sub-alcalino tholeiitico dei prodotti emessi. In generale i basalti di plateau sono associati ad intrusioni basiche superficiali, spesso stratificate, che includono anche complessi di dicchi e di sills doleritici ed a sedimenti di origine continentale. In questo contesto vulcanico l'attività eruttiva di tipo piroclastico è pressoché insignificante ed edifici vulcanici a carattere centrale sono molto rari, in quanto risultano prevalenti strutture di tipo lineare. Nonostante prevalgano basalti di composizione tholeiitica, alcuni CFBs possono essere costituiti da ridotti ma significativi volumi di vulcaniti acide riolitiche (solitamente < 10%), specialmente nelle porzioni superiori della sequenza eruttiva, mentre le lave di composizione intermedia tendono ad essere assenti. L'origine dei CFBs di plateau è tuttora molto controversa, in quanto questi particolari sequenze vulcaniche, pur presentando caratteristiche chimiche e di modalità eruttiva molto simili, molti CFBs si mostrano più evoluti di altri, che riflettono una composizione affine ai magmi primari. Riguardo la genesi dei magmi di plateau più differenziati, diversi Autori (principalmente *Wilkinson & Binns, 1977*) hanno valutato l'ipotesi che questi peculiari magmi rappresentino magmi primari abbastanza insoliti, derivanti dalla fusione parziale di sorgenti di mantello arricchite in ferro, mentre altri Autori (es. *Cox, 1980*) hanno considerato la possibilità che essi rappresentino dei prodotti differenziati per cristallizzazione frazionata di magmi picritici alla base della crosta. Tuttavia la profondità di equilibratura è variabile per ogni provincia vulcanica, ma nel caso di espandimenti basaltici di plateau prodotti in seguito a cristallizzazione frazionata a bassa pressione di grande entità, si possono rinvenire in associazione ai CFBs estesi corpi cumulitici all'interno della crosta. A tal proposito *Cox (1980)* suggerisce che queste cumuliti formino strutture dicchiformi in prossimità dell'interfaccia crosta/mantello, che agiscono come sistemi di alimentazione per l'attività eruttiva. I

CFBs forniscono informazioni rilevanti inerenti la natura del mantello litosferico sub-continentale e sui meccanismi di contaminazione crostale durante la risalita dei magmi primari verso la superficie. Infatti sembra comprovato che i magmi di plateau emessi durante le fasi eruttive iniziali in ambienti continentali con regime tettonico estensionale, siano quelli più sottoposti a processi di contaminazione crostale; di conseguenza i CFBs più contaminati compaiono solitamente alla base di una successione vulcanica di plateau.

I CFBs generalmente presentano valori dell' mg\# mediamente ridotti [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) < 0,70$], in particolare per quelli che hanno subito processi di differenziazione a basse profondità e che sono stati coinvolti da contaminazione crostale; a testimonianza che questi magmi non sono in equilibrio con normali sorgenti di mantello lherzolitiche anidre. I magmi primari che si generano in questo contesto petrologico da sorgenti anomale, probabilmente arricchite in ferro, non sono rappresentati da basalti, bensì da picriti ultra-magnesiache, sottoposte successivamente ad un processo di frazionamento a bassa pressione. Un'altra possibilità per spiegare la formazione di questi magmi primari di composizione insolita è da ricercare nella presenza di sorgenti eterogenee, anomalmente arricchite ed in condizione idrate. Inoltre magmi primari di composizione più sialica e ferrifera si formano per fusione parziale di sorgenti di mantello contaminate da antiche subduzioni. Quest'ultimo meccanismo di genesi interagisce notevolmente nella petrogenesi della maggior parte dei CFBs. La paragenesi mineralogica fenocristallina caratteristica della maggioranza dei CFBs è costituita da olivina, clinopirosseno e plagioclasio, suggerendo che la genesi dei CFBs è collegata a cristallizzazione frazionata a bassa pressione da magmi primari ultra-magnesiaci, differenziatisi in prossimità della base della crosta (ad una profondità compresa tra 25 e 40 km) all'interno di un complesso sistema di sills, in cui i magmi possono evolversi in un ristretto intervallo di pressione e possono altresì essere interessati da fenomeni di contaminazione crostale e da concomitante cristallizzazione frazionata (**AFC processes – Assimilation-Fractional Crystallization**). Questo processo spiega anche l'estesa presenza di complessi gabbroidi e di cumuliti ultrabasiche all'interno della crosta inferiore in domini geodinamici di plateau continentale. Inoltre questo modello petrogenetico spiega anche la presenza di estesi volumi di basalti picritici nelle sequenze di plateau basaltici del Deccan e del Karoo. Le potenziali componenti mantelliche che interagiscono nella genesi dei CFBs primari sono rappresentate dalla

litosfera sub-continentale, dalla litosfera oceanica e dall'astenosfera convettiva. Oltre a queste sorgenti principali altre componenti possono intervenire nel processo di formazione dei magmi primari di plateau come quelle legate ad antiche subduzioni riciclate da domini di mantello di transizione, quelle connesse ad apporti di plumes di origine mantellica profonda (fino a domini di mantello inferiore) e quelle collegate a contributi di porzioni di crosta continentale. Tra questi contributi la litosfera sub-continentale costituisce una componente fondamentale nella genesi dei CFBs in quanto essa rappresenta una porzione di mantello antica e relativamente arricchita in elementi incompatibili, i cui arricchimenti vengono messi in evidenza dalle peculiari composizioni isotopiche di Sr, Nd e Pb. Al contrario della componente di mantello rappresentata dalla litosferica oceanica, che si presenta relativamente refrattaria, il mantello litosferico continentale si mostra notevolmente fertile a causa dei molteplici eventi di arricchimento connessi alla circolazione di fluidi metasomatici e di fusi parziali per un periodo di tempo superiore ai 1000 Ma. Anche l'astenosfera convettiva potrebbe rappresentare una componente mantellica fondamentale nella genesi dei CFBs, pur essendo relativamente omogenea a causa dei meccanismi convettivi a larga scala che non consentono la conservazione delle eterogeneità composizionali e litologiche. Tuttavia l'astenosfera convettiva sottostante la litosfera continentale appare differente rispetto a quella che si rinviene al di sotto della litosfera oceanica; infatti l'astenosfera al di sotto dei bacini oceanici, secondo *Thompson et al., (1984)*, costituirebbe la sorgente dei magmi MORB, mentre l'astenosfera sottostante le placche continentali, notevolmente differente dal punto di vista delle caratteristiche geochemiche e più fertile, rappresenterebbe la sorgente dei magmi di tipo OIB e quindi anche dei magmi basaltici di plateau che presentano caratteristiche simili alle composizioni delle isole oceaniche. Per quanto riguarda la contaminazione crostale esistono differenti meccanismi di interazione tra i fusi parziali di derivazione mantellica e la crosta, che si attuano sia tramite processi di mixing che mediante l'assimilazione crostale (**bulk assimilation**). Per quanto concerne l'assimilazione, questo meccanismo di contaminazione è reso possibile soltanto in condizioni di un elevato apporto di energia termica, che può essere fornito dal calore latente di cristallizzazione. In considerazione del fatto che le rocce cristalline sono caratterizzate da differenti temperature di fusione, crescenti dalle pegmatiti e dai graniti fino ai gabbri ed alle granuliti ed anfiboliti, è ipotizzabile che i magmi basaltici primari nel corso della risalita siano più soggetti ad essere contaminati da litotipi più basso fondenti; perciò la componente principale

costituente la fonte della contaminazione è rappresentata dalla crosta inferiore. La contaminazione crostale potrebbe verificarsi maggiormente in corrispondenza delle camere magmatiche crostali, oppure all'interno del sistema di sills che alimentano le camere stesse, o anche nel complesso di dicchi che trasportano il magma dalle camere magmatiche a bassa profondità fino alla superficie terrestre. In questo contesto la porzione in cui risulta più probabile che si verifichino processi di contaminazione crostale potrebbe essere rappresentata dai sistemi di sills o di dicchi, a causa dell'ampia superficie di contatto con le rocce di condotto (wall rocks). In ogni caso il grado di contaminazione varia in funzione della temperatura del magma, delle modalità di flusso all'interno dei dicchi di alimentazione, dell'ampiezza dei condotti stessi e della composizione della crosta attraverso la quale il magma migra. Se il flusso del magma è di tipo turbolento è più probabile che si verifichi il processo di assimilazione crostale in seguito all'erosione da parte del magma delle pareti del dicco di alimentazione; mentre qualora il flusso sia di tipo laminare la contaminazione crostale può difficilmente avvenire. Come discusso in precedenza, la contaminazione crostale nell'ambito della petrogenesi dei CFBs può avvenire con due modalità differenti: una di queste si basa sull'assimilazione crostale ed il concomitante frazionamento, invece l'altra sul mescolamento tra i fusi parziali di mantello e le rocce crostali. Nel primo caso di contaminazione, ampiamente testimoniato dai CFBs del Plateau del Paraná, le lave più contaminate risultano quelle maggiormente evolute; mentre nel secondo caso, riconosciuto nei basalti di plateau della British Tertiary Volcanic Province, le lave che hanno risentito maggiormente della contaminazione crostale sono quelle più primitive. Dal punto di vista petrografico la maggior parte dei basalti di plateau continentale sono variabilmente porfirici, con un indice di porfiricità generalmente superiore al 25%, sebbene in talune LIPs, come quella del Columbia River o del Paraná, prevalgano le tipologie da sub-afiriche ad afiriche. La peculiare paragenesi fenocristallina dei CFBs, caratterizzata dall'associazione mineralogica di olivina forsteritica, clinopirosseno augitico, plagioclasio di composizione variabile da andesinico a bytownitico ma per lo più labradoritico, in alcuni casi pirosseno pigeonitico e spinello titano-magnetitico, riflette processi di genesi legati a cristallizzazione frazionata di bassa pressione in condizioni polibarie, con un intervallo di pressione compreso tra 0 kbar e 15 kbar. Nei termini più evoluti i plagioclasti tendono ad essere meno anortitici con una prevalenza della composizione andesinica; compaiono inoltre fenocristalli di feldspati alcalini di composizione da Na-sanidino ad anortoclasio, mentre l'olivina è assente ma

compare quarzo interstiziale all'interno della pasta di fondo. La pasta di fondo delle lave dei plateau continentali è costituita da clinopirosseni augitici, plagioclasti, insieme ad abbondanti microcristalli di Ti-magnetite ed ilmenite. Nelle vulcaniti che presentano maggiori concentrazioni di TiO_2 e P_2O_5 , compare anche l'apatite oltre agli ossidi di Fe-Ti. I basalti picritici si rinvengono soltanto in alcune aree dei plateau del Karoo, del Deccan ed Etiopico-Yemenita, ma presentano caratteri composizionali alquanto differenti, in quanto quelle del Karoo sono arricchite in potassio, mentre le picriti del Deccan sono di serie da transizionale a mediamente alcalina e quelle dell'Etiopia sono da sub-alcaline a transizionali. Prendendo in considerazione la composizione chimica dei CFBs, si possono considerare come elementi maggiori i seguenti riportati in percentuale sotto forma di ossidi: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 ed FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . In termini di concentrazione in elementi maggiori, i CFBs tholeiitici risultano strettamente simili alle tholeiiti oceaniche di tipo Enriched P-MORB ed OIB. Come contenuto in potassio, i CFBs sono caratterizzati da un intervallo di variazione che comprende dalle tholeiiti impoverite in K fino a basalti mediamente alcalini comparabili ai MORB, nonostante la maggior parte dei basalti di plateau sia rappresentata da tholeiiti sub-alcaline arricchite in K rispetto ai N-MORB. Tuttavia la notevole variazione composizionale nel contenuto in potassio è dipendente dai processi di frazionamento polibarico, dalle eterogeneità delle sorgenti di mantello, dal grado di fusione parziale e dai processi di contaminazione crostale. Poiché il contenuto in magnesio definisce un indice di differenziazione, la correlazione positiva tra questo elemento e la concentrazione in calcio, suggerisce un trend di variazione controllato dalle fasi minerali del clinopirosseno ricco in Ca e del plagioclasio, sia durante i processi di fusione parziale che nel corso dei processi di cristallizzazione frazionata. Il processo di frazionamento dell'associazione mineralogica costituita da olivina-clinopirosseno-plagioclasio riduce fortemente il tasso di impoverimento in magnesio e agisce con un effetto-tampone sul contenuto in Si ed Al; soltanto il contenuto in ferro mostra un forte incremento con l'inizio della cristallizzazione del clinopirosseno e del plagioclasio (caratteristico trend di differenziazione delle tholeiiti), ma anche la concentrazione in ferro tende a decrescere in seguito alla cristallizzazione degli ossidi di Fe-Ti. La ridotta concentrazione in Ni, assieme alla correlazione diretta tra Ca e Mg, suggerisce che la produzione dei magmi di plateau sia collegata a meccanismi di cristallizzazione frazionata a bassa pressione. Per quanto riguarda, invece, i magmi picritici di plateau, essi possono essere considerati come fusi primari con mg# più

elevato ed evolutisi inizialmente in seguito al solo frazionamento di olivina. In base a recenti studi effettuati in particolare sui CFBs del Paraná, è stata accertata la presenza di due principali tipologie di basalti di plateau: una categoria “bassa” in fosforo e titanio (**LPT**) ed un’altra “alta” in fosforo e titanio (**HPT**), localizzate secondo una particolare zoneografia, in base alla quale le vulcaniti del primo tipo sono situate nella porzione meridionale del plateau, mentre le seconde nella parte settentrionale. Tuttavia ambedue le tipologie mostrano un’evoluzione legata ad un processo di frazionamento a bassa pressione, a luoghi associato a contaminazione crostale; infatti i basalti HPT presentano maggiori arricchimenti in FeOtot, P₂O₅, Sr, La, Ba, Ce e Zr rispetto agli HPT, ma i basalti LPT mostrano un’elevata abbondanza di Sr radiogenico che rivela un contributo crostale piuttosto evidente. In maniera simile anche nei CFBs del Karoo è stata riconosciuta una marcata zoneografia, con i basalti di plateau della zona settentrionale maggiormente arricchiti in K, P, Ti ed in elementi incompatibili rispetto a quelli affioranti nella porzione meridionale. Allo stesso modo nella LIP dell’Etendeka, basalti di tipo HT (“alti” in titanio) occupano la porzione settentrionale, mentre basalti di tipo LT (“bassi” in titanio) sono presenti nella zona meridionale. In maniera analoga, nel Plateau Antartico vengono distinte due tipologie di basalti, arricchiti ed impoveriti in titanio, dove la prima tipologia si rinviene al tetto delle sequenze. In taluni plateau, come il Karoo ed il Paraná, si riscontrano aree in cui avviene la transizione tra le due tipologie di basalti “bassi” in titanio ed ultratitaniferi; in queste zone compaiono entrambe le tipologie, spesso associate. Come si vedrà in seguito in questa tesi di dottorato è stata individuata una medesima zoneografia in base al contenuto in titanio ed in altri elementi incompatibili anche nei CFBs del Plateau Etiopico-Yemenita. Il variabile contenuto in titanio dei CFBs potrebbe rivelare differenti sorgenti mantelliche responsabili della produzione di magmi “bassi” ed “alti” in titanio (Cox, 1983; Bellieni et al., 1984; Mantovani et al., 1985); invece secondo altri Autori (Fodor, 1987) la sorgente di mantello dei magmi LT e degli HT potrebbe essere omogenea, ma nel caso dei magmi “bassi” in titanio, essa potrebbe aver subito un maggiore grado di fusione parziale in associazione con processi di contaminazione crostale più marcati. Tuttavia l’estremo intervallo di variazione della concentrazione in titanio potrebbe anche essere legata ad una fusione parziale di entità differente e che allo stesso tempo ha interessato sorgenti di mantello eterogenee. Per i magmi più differenziati, tuttavia, non si riscontra una netta distinzione tra magmi LT ed HT, come per quelli primitivi. Per quanto concerne gli elementi in tracce, i CFBs sono solitamente impoveriti in Ni, evidenziando

una scarsa primarietà della maggior parte dei basalti di plateau. Tuttavia il frazionamento tende a provocare un arricchimento in elementi in tracce incompatibili nei basalti di plateau. In base alla concentrazione in elementi incompatibili i CFBs mostrano arricchimenti simili agli E-MORB ed alle OIT. Inoltre dai pattern di concentrazione in elementi in tracce incompatibili (in particolare da quelli ricavati dallo studio dei plateau basaltici dello Snake River Plain, del Paranà e del Deccan, si riscontra un anomalo impoverimento in Nb-Ta, compatibile con magmi collegati a processi di subduzione (**subduction-related magmas**). L'anomalia negativa in Nb-Ta è in contrasto con i trend di distribuzione degli elementi incompatibili tipici dei basalti alcalini di ambiente continentale ed oceanico, normalmente caratterizzati da un picco positivo in corrispondenza della coppia Nb-Ta. La presenza di questa anomalia negativa in Nb-Ta potrebbe essere correlata sia alla fusione parziale di una sorgente di mantello comprendente una fase residuale arricchita in Nb-Ta, che a processi di contaminazione crostale. L'impoverimento in Sr potrebbe, invece, essere legato a meccanismi di frazionamento del plagioclasio in condizioni di bassa pressione. I CFBs, in particolare, sono notevolmente arricchiti negli elementi maggiormente incompatibili ed estremamente mobili. Gli elementi ad alta forza di campo come l'Y e l'Yb, sono meno incompatibili rispetto agli elementi a bassa forza di campo come Sr, K, Rb e Ba e risentono fortemente degli effetti legati all'eterogeneità composizione delle sorgenti di mantello e dei processi di contaminazione crostale; perciò vengono considerati per valutare l'entità di questi fattori che contribuiscono a distinguere i CFBs dalle tholeiiti di isole oceaniche che presentano caratteristiche composizionali, in termini di concentrazione in elementi in tracce, simili ai basalti di plateau. Confrontando infatti i pattern di concentrazione in elementi in tracce incompatibili ed in terre rare delle tholeiiti di isole oceaniche con quelli dei CFBs, si osservano notevoli affinità, ma anche significative differenze, che sono principalmente conseguenza dei processi di contaminazione crostale. Infatti le tholeiiti continentali sono caratterizzate da maggiori concentrazioni in LFSE (elementi a bassa forza di campo) come Ba, Rb, Th, K e LREE (terre rare leggere) rispetto agli OIB, ma allo stesso tempo presentano contenuti in HFSE (elementi ad alta forza di campo) come Nb, Ta, P, Ti, Zr, Hf, Y e MREE (terre rare intermedie) simili o inferiori agli OIB (*Thompson et al., 1984*). Inoltre i CFBs mostrano un arricchimento notevole in terre rare leggere, accompagnato da una significativa anomalia negativa in Eu, che implica un processo di frazionamento del plagioclasio. In ogni caso le differenze sostanziali tra i CFBs ed i basalti oceanici,

considerati complessivamente, risiedono nell'elevato arricchimento in elementi di tipo LFSE, altamente incompatibili ed estremamente mobili, come K, Rb, Ba, Th e U, e nelle elevate concentrazioni in LREE, che attestano sia l'influenza di processi di contaminazione crostale nella petrogenesi dei CFBs, che la loro derivazione da sorgenti arricchite di mantello sub-continentale (SCLM – SubContinental Lithospheric Mantle). A tal proposito il distintivo rapporto La/Nb, compreso per i CFBs tra "0,5" e "7", contraddistingue i magmi continentali di plateau dagli OIB, che presentano un rapporto La/Nb <1. Inoltre nella petrogenesi dei CFBs partecipa anche la componente da plume o da hot spot che contribuisce a far ricadere i CFBs in un campo composizionale intermedio che deriva dal mescolamento tra una sorgente di tipo OIB ed una sorgente di tipo P-MORB arricchita. Per quanto riguarda la caratterizzazione isotopica il mantello superiore si presenta isotopicamente eterogeneo e le variazioni della composizione isotopica riflettono un'evoluzione molto complessa avvenuta nel corso degli ultimi 4,5 Ga, in seguito a molteplici processi di impoverimento e di arricchimento, legati alla circolazione di fluidi e fusi parziali di origine mantellica arricchiti in elementi in tracce. Perciò dal punto di vista della caratterizzazione isotopica dei CFBs (prendendo in considerazione soltanto gli isotopi radiogenici), essi mostrano una composizione isotopica di Sr, Nd, Pb notevolmente variabile. Per quanto riguarda la composizione di Sr e Nd, alcuni CFBs si attestano all'interno del campo del "MORB-OIB mantle array", dove i basalti oceanici di tipo MORB, derivanti da sorgenti mantelliche impoverite, sono distinguibili all'interno del trend per l'elevato rapporto isotopico del Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \geq 0,5130$) e per il ridotto rapporto isotopico dello Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,703$), mentre i basalti di isole oceaniche (OIB) mostrano un ridotto rapporto isotopico del Nd (compreso tra 0,5130 e 0,5123) ed un maggiore rapporto isotopico dello Sr (variabile da 0,703 a 0,706), dimostrando un'origine da sorgenti mantelliche arricchite. Perciò questi CFBs possono essere ascrivibili a basalti oceanici non contaminati; altri, invece, si collocano al di fuori del "mantle array", in quanto presentano una composizione isotopica dello Sr notevolmente radiogenica ed allo stesso tempo un rapporto isotopico del Nd molto ridotto. Molti Autori (tra i quali *Thompson et al., 1984*) ritengono che l'elevato rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sia indicatore di assimilazione crostale, ma altri Autori (*Menzies, 1983; Hawkesworth et al., 1983,1984*) pensano che questa anomala composizione isotopica sia collegata all'elevato rapporto Rb/Sr delle sorgenti mantelliche. Le composizioni isotopiche della maggior parte dei CFBs rispecchiano la contaminazione tra sorgenti di mantello litosferico sub-continentale arricchite e

componenti antiche di origine crostale superiore. Inoltre le composizioni isotopiche delle lave di plateau alcaline si sovrappongono quasi completamente con quelle delle vulcaniti tholeiitiche, dimostrando l'assenza di correlazione tra la segnatura isotopica ed il grado di differenziazione. Infatti i magmi parentali di plateau sia di serie alcalina che tholeiitica, potrebbero essersi originati conseguentemente a processi di fusione parziale di sorgenti di mantello isotopicamente simili in origine e successivamente contaminate in maniera variabile da un end-member a bassa composizione isotopica del Nd. *Mahoney (1985)* sostiene che le sorgenti di mantello dei magmi di plateau del Deccan siano state recentemente arricchite metasomaticamente e questo processo avrebbe prodotto la formazione di vene flogopitiche. In particolare quando sorgenti non arricchite vengono sottoposte a fusione parziale si generano magmi tholeiitici, mentre i magmi di plateau alcalini derivano da sorgenti arricchite a flogopite. I CFBs del Plateau del Columbia River riflettono un'origine collegata ad un processo di mixing tra una componente mantellica di tipo MORB ed una componente di crosta superiore; inoltre sia i basalti di plateau del Columbia River che quelli dello Snake River manifestano una contaminazione legata ad una componente mantellica subduttiva. Allo stesso tempo i CFBs del Plateau del Paraná e della controparte Etendeka presentano caratteristiche isotopiche notevolmente differenti in funzione della zoneografia. Infatti i basalti "alti" in fosforo e titanio (HPT) rispecchiano maggiormente le caratteristiche del "MORB-OIB array. In pratica gli HPT rappresentano un end-member costituito da fusi parziali incontaminati derivanti dalla fusione parziale di una sorgente di mantello arricchita; invece gli LPT (basalti "bassi" in fosforo e titanio) definiscono un gruppo contraddistinto da valori isotopici del rapporto del Nd simili a quelli dei basalti di isole oceaniche, ma con un rapporto isotopico dello Sr molto elevato ed in particolare superiore a "0,705" fino a maggiore di "0,710". Questa caratteristica implica un coinvolgimento di una componente crostale nella petrogenesi di questi magmi di plateau. L'ipotesi della contaminazione crostale per questi magmi di tipo LPT è altresì supportata anche da un contenuto in silice maggiore. Le caratteristiche isotopiche dei basalti continentali di plateau di tipo LPT e HPT sono legate sia alla fusione parziale di sorgenti mantelliche isotopicamente distinte, che ad un differente grado di fusione parziale, maggiore nel caso degli LPT, meno arricchiti in tracce incompatibili. In particolare la componente arricchita rappresentante la sorgente dei CFBs "alti" in fosforo e titanio dovrebbe essere plausibilmente la litosfera sub-continentale. L'apporto di una componente crostale nella petrogenesi dei magmi "bassi" in fosforo e titanio è

altresì confermata dal ridotto contenuto in titanio, tipico di litologie crostali, mentre una componente arricchita in titanio presenta una derivazione da una sorgente arricchita. Tuttavia anche il processo di cristallizzazione frazionata di ossidi di Fe-Ti provoca un impoverimento di titanio nel magma. Inoltre fenomeni di contaminazione crostale, oltre a diminuire il contenuto in titanio, contribuiscono anche alla riduzione degli elementi incompatibili, principalmente di K, P, Zr, Nb, Rb, Ba e Sr. Per quanto riguarda, invece, la composizione isotopica del Pb, i CFBs ed i basalti di isole oceaniche ubicati nell'emisfero equatoriale a basse latitudini (in particolare Plateau del Paranà-Etendeka) risentirebbero del contributo di una sorgente anomala, conosciuta come “**Dupal anomaly**”, che costituisce un'anomalia isotopica a grande scala, localizzata all'interno del mantello superiore. Molti basalti continentali di plateau mostrano una composizione isotopica del Pb affine sia a quella tipica dei Dupal OIB, che a quella di magmi derivanti da mantello modificato da processi di subduzione; perciò quest'ultima componente, insieme alla litosfera sub-continentale arricchita, potrebbero essere le sorgenti principali dei CFBs. Il modello proposto per spiegare la formazione dell'anomalia di Dupal prende in considerazione una risalita di materiale di origine profonda che avvia inizialmente un processo di break-up continentale e successivamente perdura come un **OIB-plume** in grado di provocare l'apertura di un bacino oceanico. Per alcuni Autori (*Hawkesworth et al., 1986*), tuttavia, la Dupal signature potrebbe essere anche una componente relativamente superficiale che evolve esclusivamente all'interno della litosfera continentale, non collegata alla risalita di plumes di mantello. Se vengono considerati i magmi di tipo HPT ed LPT del Plateau del Paranà, nei diagrammi di correlazione isotopica che considerano la composizione isotopica di ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , entrambe le tipologie di magmi sono caratterizzati da un andamento parallelo al MORB-OIB array, ma con composizioni isotopiche maggiori dei radionuclidi del Pb più pesanti; tuttavia mentre i CFBs arricchiti in fosforo e titanio presentano composizione isotopiche del Pb più ridotte, i CFBs impoveriti in fosforo e titanio mostrano rapporti isotopici del Pb maggiori per tutti i radionuclidi considerati. Questa caratteristica conferma la derivazione dei CFBs di tipo LPT da sorgenti interessate da contaminazione crostale. Inoltre, se vengono confrontate le composizioni isotopiche dello Sr con quelle del Pb, analogamente i magmi “bassi” in fosforo e titanio sono caratterizzati da rapporti isotopici dello $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e del $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ più elevati rispetto ai magmi HPT. In particolare i magmi di tipo LPT presentano un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variabile tra 0,707 e 0,716, per una composizione isotopica del ^{206}Pb

compresa tra 18 e 19. Tuttavia, in molti casi, le composizioni isotopiche del Pb di differenti CFBs appartenenti a distinti plateau, mostrano una variabilità estrema, in particolare per il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Infatti mentre le tholeiiti del Plateau del Columbia River e dello Snake River sono caratterizzate da un intervallo composizionale per il ^{206}Pb compreso tra 18 e 19, i basalti tholeiitici dello Yellowstone presentano un rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ molto più basso ed altresì compreso tra 16 e 17. Nel caso dei CFBs del Columbia River, essi mostrano una correlazione inversa tra la composizione isotopica dello Sr (compresa tra 0,705 e 0,709) e quella del Pb (variabile tra 18 e 19), poiché a valori più ridotti del rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ corrispondono elevati valori del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Questa caratteristica peculiare suggerisce che i magmi di plateau del Columbia River siano stati contaminati da una componente di crosta inferiore, mentre le sorgenti dei CFBs del Paraná abbiano subito una contaminazione di origine crostale superiore. La discriminazione di una componente mantellica da plume, inoltre, viene messa in evidenza dal rapporto isotopico tra He primordiale non radiogenico (^3He), di origine endogena, ed He radiogenico (^4He), prodotto dal decadimento del ^{232}Th , ^{235}U ed ^{238}U . Il rapporto isotopico normalizzato alla composizione isotopica dell'elio nell'atmosfera terrestre (R/R_a) è in grado di individuare il coinvolgimento di componenti di mantello profondo non degassate e prese in carico da un plume in risalita. Nel caso degli OIB questo valore dell' R/R_a può variare tra "1" e "32", indicando che nella petrogenesi di alcuni basalti di isole oceaniche con tale rapporto di entità ridotta, non hanno interagito componenti mantelliche primordiali di origine profonda ed arricchite in volatili, oppure non c'è stata l'azione di un hot spot o di un plume di origine profonda; mentre negli OIB in cui tale rapporto si presenta elevato, potrebbe esserci stata l'influenza di un plume di mantello nella petrogenesi di questi magmi, che ha rimobilizzato domini di mantello molto profondi e non degassati. Anche i CFBs mostrano range di variazione simili agli OIB, generalmente compresi tra "9-10" fino a "19-20" nei plateau vulcanici dove è stata ipotizzata l'influenza di un plume di mantello di origine più o meno profonda arricchite in volatili. Non tutti i basalti di plateau, quindi, sono collegati a plume di mantello profondo, ma in alcuni casi il segnale della presenza di un plume può anche essere anche parzialmente obliterata dal riciclo di componenti di mantello eterogenee e più superficiali, dal mixing con sorgenti di mantello impoverite, oppure a causa di processi di contaminazione crostale molto comuni nella petrogenesi dei basalti di plateau. Tale componente crostale, sia quella originaria dalla crosta superiore che inferiore, è

individuabile tramite il monitoraggio degli isotopi stabili, in particolare tramite la composizione isotopica dell'ossigeno; infatti, mentre la crosta continentale superiore rappresenta un reservoir arricchito nell'isotopo pesante e meno volatile (^{18}O), la crosta continentale inferiore, al contrario, è un end-member impoverito in ^{18}O . Perciò quando i magmi di plateau vengono contaminati da componenti crostali superiori, aumenta notevolmente la composizione isotopica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, invece nel caso di magmi di plateau la cui petrogenesi ha coinvolto materiale di crosta inferiore, la composizione isotopica rimane pressoché quella dei fusi parziali di origine mantellica. Inoltre quando è presente nella petrogenesi dei CFBs un coinvolgimento di componenti mantelliche modificate dalla subduzione, si riscontra un rapporto isotopico dell'ossigeno molto elevato rispetto a magmi di origine mantellica, in quanto la litosfera oceanica si presenta arricchita in ^{18}O . Un fuso parziale di derivazione mantellica interessato da processi di contaminazione di origine crostale superiore e/o sottoposto a processi di assimilazione e cristallizzazione frazionata (AFC), tende infatti a mostrare un aumento del $\delta^{18}\text{O}$ ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) accompagnato da un incremento della composizione radiogenica dello Sr (elevato rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), man mano che avanza la differenziazione ed aumenta il contenuto in silice, mentre decresce la concentrazione di Sr elementare. L'intervallo di variazione del $\delta^{18}\text{O}$ per i CFBs è compreso generalmente tra 5,5 e 7, sovrapponendosi in parte con i basalti oceanici di tipo MORB e OIB. In particolare se si verificano processi di contaminazione con materiali di origine crostale inferiore, il valore del rapporto isotopico dell'ossigeno si presenta più ridotto, mentre nel caso di contaminazione crostale superiore la composizione isotopica dell'ossigeno cresce notevolmente. Qualora invece i magmi continentali non vengano sottoposti a contaminazione, i valori si mantengono molto ridotti, in particolare se interagiscono con acque di origine meteorica. In definitiva la petrogenesi dei CFBs è influenzata da meccanismi vari che hanno coinvolto sorgenti di natura eterogenea che vanno dalla contaminazione crostale di diversa origine, alla fusione di componenti mantelliche arricchite di origine litosferica sub-continentale fino al mixing tra tali sorgenti arricchite con sorgenti impoverite di provenienza astenosferica. I processi di contaminazione crostale e di AFC combinati con la fusione di componenti di mantello arricchite, provocano una composizione dello Sr altamente radiogenica ed allo stesso tempo una composizione del Nd debolmente radiogenica.

Par.1.6 Il Plateau Etiopico-Yemenita: Inquadramento vulcano-tettonico

Il Plateau Etiopico-Yemenita, ubicato tra i 35° ed i 40°E di longitudine e tra 9°N e 15°N di latitudine, costituisce una delle più recenti ed estese province vulcaniche (LIPs) evolutasi dall'Oligocene ai tempi attuali per mezzo di svariati eventi magmatici e tettonici. A livello topografico il plateau raggiunge una quota media di 1650 m s.l.m.; tuttavia l'altimetria del sito non supera i 1000 m s.l.m. in corrispondenza delle incisioni dei principali corsi d'acqua ed oltrepassa i 4500 m s.l.m. nell'area occupata dalle Simien Mountains, in particolare in prossimità della vetta del Ras Dashen. I corsi d'acqua principali che attraversano il plateau sono il Nilo Azzurro ed il Tekezzè. Il vulcanismo in Etiopia si manifesta nel corso dell'Eocene Superiore con la formazione della provincia magmatica Etiopico-Yemenita, le cosiddette "Trap Series", in corrispondenza della giunzione tripla Mar Rosso – Golfo di Aden – Rift Etiopico. Il Plateau Nord-Etiopico risulta prettamente costituito da vulcaniti di serie da tholeiitica a transizionale ed è stato messo in posto in un periodo risalente a circa 30 Ma fa, nel corso di un breve intervallo di tempo di circa 1 Ma. L'estensione di questo plateau ammonta a circa 210.000 km² e le lave eruttate (in maggior parte basaltiche) costituenti il plateau, occupano un volume di circa 250.000 km³ (valori comparabili ad altri plateau basaltici costituenti altri esempi di Large Igneous Provinces). L'intensa attività vulcanica effusiva, prevalentemente basaltica, ha contribuito alla formazione di una sequenza di spessore compreso tra 500 e 1500 metri, che localmente può arrivare anche a 3000 metri (*Mohr et al., 1988*), ma generalmente gli spessori maggiori si rinvengono in corrispondenza dell'area centro-orientale in cui le vulcaniti si presentano potenti oltre i 2000 m, mentre lo spessore tende a ridursi in prossimità del margine settentrionale e meridionale fino a meno di 500 m. Queste lave sono state emesse in un ristretto lasso di tempo compreso tra 1 e 2 Ma (31-29 Ma fa), che denota un tasso eruttivo molto elevato ed altresì compreso tra 0,2 e 0,3 km³/anno. Questa fase eruttiva è contraddistinta dall'eruzione di colate laviche tholeiitiche, le cui caratteristiche composizionali sono variabili a seconda della posizione geografica all'interno del plateau (*Kieffer et al., 2004*). Del volume di materiale eruttato, approssimativamente il 90% è andato a formare i plateau etiopico e somalo, mentre solo il restante 10% ha costituito il plateau yemenita (*Coulié et al., 2003*). Il bordo orientale del plateau oligocenico Etiopico

coincidente con la scarpata dell'Afar, è caratterizzato da lave ed ignimbriti di composizione riolitica costituenti il tetto della successione dei continental flood basalts di plateau, che vengono considerati i prodotti differenziati dei magmi primari basaltici che indicano l'inizio del processo di rifting continentale (*Ayalew et al., 2009*). Basalti continentali di plateau di tipo prevalentemente tholeiitico, intercalati a lave di composizione riolitica, eruttati in un periodo simultaneo ai CFBs del Plateau Etiopico, sono stati effusi in corrispondenza dell'associato Plateau Yemenita ricoprendo una superficie di circa 80.000 km². Intercalate alle lave basaltiche, in particolare al tetto della successione, sono presenti orizzonti piroclastici associati a lave riolitiche, e molto raramente, rocce di composizione trachitica. La modalità eruttiva caratteristica di questa fase vulcanica è stata di tipo fessurale, lungo sistemi di fratture preferenziali preesistenti di età paleozoica, con frequenza eruttiva di circa 5 Ma. L'evento maggiore è avvenuto tra i 31 ed i 28 Ma fa (*Baker et al., 1996; Hoffman et al., 1997; Pik et al., 1998; Ukstins et al., 2002; Coulié et al., 2003*), in concomitanza con l'inizio del rift continentale nel sistema coniugato Mar Rosso-Golfo di Aden a partire da 29 Ma fa (*Wolfenden et al., 2005*), precedentemente alla fase vulcanica principale del MER. Tuttavia, fenomeni eruttivi di ridotta entità si sono verificati anche precedentemente all'evento principale, datato a circa 45 Ma in Etiopia meridionale, nella zona del Broadly Rift, dove avviene la separazione tra MER e Rift del Kenya (*Davidson et al., 1980; Ebinger et al., 1993; George et al., 1998*). Il vulcanismo di plateau che ha comportato l'eruzione dei CFB è stata preceduta da un processo di doming del basamento di circa 1,2 km di entità; successivamente all'emissione dei basalti di plateau è avvenuto un ulteriore sollevamento di 2 km a causa di processi isostatici e di natura tettonica. I sistemi di dicchi sub-paralleli alle direzioni di estensione dei rami oceanizzati del sistema Mar Rosso – Golfo di Aden, che si rinvergono nell'area occupata dal plateau, hanno contribuito molto probabilmente ad alimentare le eruzioni fissurali dalle quali sono stati eruttati i basalti di plateau. Tali basalti risultano sormontati da vulcani a scudo che si sono edificati dai 30 ai 10 Ma (*Kieffer et al., 2004*), costituiti da lave di serie transazionale ed alcaline; lave basaltiche quaternarie fortemente alcaline, talora includenti xenoliti di mantello, sono presenti in particolare nella zona sud-occidentale del plateau. Nel periodo immediatamente successivo alla fase parossistica, diversi vulcani a scudo hanno quindi generato rilievi all'interno dell'area di plateau come le Simien Mountains o il Monte Choke, che entrambi oltrepassano i 4000 metri di quota. La presenza di questi vulcani a scudo, spesso

caratterizzati da un'evoluzione spazio-temporale del vulcanismo molto complessa e dall'emissione di prodotti piroclastici felsici, distingue la LIP etiopica dalle tipiche province magmatiche basiche di dominio intra-placca continentale, tra le quali la provincia del Deccan, caratterizzate prevalentemente da voluminosi ed estesi espandimenti di basalti tholeiitici. Il plateau basaltico etiopico è stato associato all'attività di uno o due distinti plumes di mantello profondo, rispettivamente il plume dell'Afar ed il plume Est-Africano o Kenyano, risalenti al di sotto della litosfera africana. Inoltre, alcuni autori suggeriscono che le colate basaltiche eruttate in Etiopia rappresentino il risultato di un sistema multiplo di plumes derivanti da un'unica anomalia termica nel mantello, denominata "superplume" africano (*Furman et al., 2006; Meshesha, 2008*). La Serie di Lalibela, alle quale appartengono i campioni di lave presi in considerazione nel corso del progetto di dottorato, è localizzata nella porzione centro-orientale del plateau etiopico ed è composta da una sequenza di 1800 m di spessore di basalti transizionali e picritici intercalati verso il tetto della successione a vulcaniti riolitiche.

Par.1.7 Inquadramento geologico del Plateau Nord-Etiopico

Nell'area occupata dal plateau, il basamento metamorfico risalente al Neo-Proterozoico formatosi nel corso dell'orogenesi Pan-Africana, è stato interessato da molteplici fasi di sollevamento a partire dal Cretacico Superiore (*Bosworth, 2005*). Il processo di up-lift è stato contraddistinto da fasi parossistiche nel corso dell'Eocene Medio-Superiore, che si sono poi protratte in maniera discontinua durante l'Oligocene ed il Mio-Pliocene e sono state testimoniate dalle notevoli variazioni relative del livello marino che hanno coinvolto le sequenze di pre-rift.

Il basamento metamorfico è costituito da tre distinte litofacies. Il complesso basale è composto da gneiss di alto grado metamorfico a biotite ed anfibolo e da migmatiti quarzoso-feldspatiche dislocate da faglie trascorrenti orientate NNE/SSW; questa unità risulta affiorante nella zona meridionale dell'Etiopia e rappresenta una porzione del basamento cristallino keniano. Il complesso intermedio è caratterizzato da orizzonti meta-sedimentari all'interno dei quali sono preservate le strutture deposizionali originarie ed è caratterizzato da scisti e meta-arenarie arcosiche, in associazione a lenti

di “pietre verdi”, anfiboliti ed altre meta-vulcaniti a chimismo basico, intercalate a meta-peliti e quarziti. Le “pietre verdi” sono allineate lungo orientamenti variabili da N-S a NNE-SSW (*Vail, 1983; Kroner, 1985; Berhe, 1990*), la cui genesi è imputabile in parte alla collisione continentale orientata E-W (*Vail, 1983*), ma anche alla chiusura di ristretti bacini di retro-arco e all’unione di piccoli archi vulcanici (*Key et al., 1989; Berhe, 1990; Bonavia & Chorowicz, 1992; Stern, 1994*) contemporaneamente all’azione di sovrascorrimenti orientati N-S risalenti al periodo Neoproterozoico (*Berhe, 1990*). Quest’unità risulta, inoltre caratterizzata da faglie trascorrenti orientate NW-SE come il lineamento tettonico denominato “Linea Marda” (*Purcell, 1976; Brown, 1970*). L’unità superiore è costituita dalla porzione di età Pre-cambriana meno deformata e più recente, composta principalmente da sequenze silico-clastiche e carbonatiche ed affiora in Etiopia Settentrionale, in associazione a meta-vulcaniti di chimismo da basaltico a dacitico, con una prevalenza di magmi andesitici. Queste formazioni meta-sedimentarie sono caratterizzate da strutture a ripples e mud cracks, riconducibili ad un ambiente di bacino marginale con caratteristiche deposizionali ed evoluzione strutturale tipiche di domini di retro-arco.

A partire dal Paleozoico Inferiore, conseguentemente all’intenso fenomeno erosivo che ha coinvolto i rilievi Pre-Cambriani, si è formato un vasto penepiano (*Coltorti et al., 2007, 2008*), in corrispondenza del quale si sono deposte formazioni arenacee di ambiente continentale (Enthico Sandstone) e tilliti (Edaga Arbi Glacials) di età Ordoviciana (*Kazmin, 1978; Tefera et al., 1996*), caratterizzate da spessori di diverse centinaia di metri. Al termine di un periodo di assenza di sedimentazione registrato da uno hiatus deposizionale con un contatto in discordanza angolare sulle litofacies inferiori, si è messa in posto la Formazione delle “Adigrat Sandstones” (Triassico Superiore – Giurassico Medio), costituita da quarzo-areniti di ambiente fluvio-deltizio con livelli residuali lateritici e conglomeratici (*Bosellini et al., 1997*). Nella porzione superiore della sequenza arenacea si possono rinvenire livelli decametrici di shales. La Formazione di Adigrat affiora nell’areale del Mekelle Outlier, all’interno della valle del Nilo Azzurro, nelle regioni di Illulabor, Kefa, Bale, Harar e Hararghe ed è caratterizzata da spessori variabili da metrici fino a diverse centinaia di metri.

Al tetto delle arenarie è presente la Successione sedimentaria di Antalo (*Bosellini et al., 1997*) che raggiunge in alcune aree anche spessori di 700 m. Questa sequenza è rappresentata da marne e calcari marnosi stratificati di ambiente marino (Calcari di

Antalho - Giurassico Superiore) con orizzonti basali costituiti da argille siltose, calcareniti e lateriti (*Blanford, 1870; Merla et al., 1939*). Nella valle del Nilo Azzurro, questa successione sedimentaria è sovrapposta alla Formazione di Goha Tsion (*Assefa, 1991*), costituita da depositi calcarenitici e da calcari gessosi associati ad orizzonti organici di età Giurassica, che raggiungono spessori fino a 600 m. Questi livelli registrano un evento trasgressivo che ha coinvolto l'area, successivamente alla sedimentazione continentale Paleozoica-Tardo Giurassica. La parte superiore della sequenza di Antalho comprendente la Formazione delle Agula Shales (*Merla et al., 1939*) di età Giurassica Superiore, caratterizzata da litotipi marnoso-argillosi misti a livelli di shales, con intercalazioni calcaree, quarzoarenitiche ed evaporitiche, mostra una tendenza verso un processo di regressione marina. Nell'area di Mekelle l'intera successione stratigrafica fin qui descritta è tagliata da sill e dicchi doleritici risalenti al Terziario, con potenza fino a 300 metri. Invece nelle aree di Hararghe, Sidamo e Bale, è presente una successione sedimentaria simile a quella precedentemente menzionata, depositasi in età Giurassica, costituita dalla Formazione di Hamanilei nella porzione basale, caratterizzata da successioni di calcari e dolomie, dalla Formazione di Urandab composta da shales, marne e calcari gessosi ed infine, al tetto della sequenza, dalla Formazione di Gabredarre (calcari intercalati a marne ed a shales). Durante il Cretacico si è deposta in discordanza angolare (*Kazmin, 1978*), la Formazione di Amba Aradam, una sequenza continentale che consiste in arenarie e conglomerati con orizzonti lateritici. Il fenomeno di riduzione della profondità dei bacini (shallowing upward) con un abbassamento del livello marino che ha provocato una regressione forzata, ha raggiunto la massima entità con la formazione delle "Amba Aradam Sandstones" (Cretacico Inferiore), che poggiano con un limite erosivo discordante sulle litologie precedenti e che sono costituite da quarzo-areniti associate a conglomerati ed argille siltose, con orizzonti a lateriti. Questa formazione affiora ad est di Mekelle (*Coltorti et al., 2007*), nella valle del Nilo Azzurro dove raggiunge spessori di 600 metri e nella regione di Hararghe. Quest'ultima litofacies sedimentaria è ricoperta dalle colate laviche rappresentate dalle "Trap Series", eruttate durante l'Oligocene, caratterizzate da spessori a luoghi superiori ai 2000 metri. La parte inferiore, denominata "Gruppo di Ashangi", è composta interamente da basalti, mentre la porzione superiore, il "Gruppo di Magdala", è costituita da intercalazioni riolitiche. Nelle aree dove l'intera successione si è preservata, i basalti di plateau oligocenici poggiano in discordanza angolare sulle "Amba Aradam Sandstones", mentre in altre zone i CFBs del Plateau

Etiopico sono direttamente in contatto erosivo sui calcari sottostanti le formazioni arenacee. La modalità eruttiva di emissione dei basalti di plateau è stata di tipo fissurale, con orientazioni preferenziali in corrispondenza dei dicchi di alimentazione, con orientazioni NE-SW e NW-SE, in conformità con le direzioni degli assi di propagazione dei rift oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden. I basalti di plateau sono caratterizzati da potenze variabili tra i 450 m della Serie del Nilo Azzurro ed i 1800 m della Serie di Lalibela e delle Simien Mountains. In base ai dati stratigrafici di Bosellini, è possibile asserire che il processo di up-lift abbia avuto inizio nell'Eocene Superiore, raggiungendo tuttavia la massima entità del tasso di sollevamento nel corso dell'Oligocene e che il plateau sia stato successivamente sottoposto ad incisione fluviale ad opera dei corsi d'acqua del Nilo Azzurro e del Tekezzè. Nel corso della seconda fase eruttiva, che si è protratta per un arco di tempo di circa 3 Ma durante l'Oligocene Superiore (29-26 Ma fa) e che si presenta a carattere bimodale, quindi contraddistinta dall'effusione sia di basalti alcalini, che di lave ed ignimbriti di composizione riolitica, si sono strutturati vulcani a scudo come il Choke ed il Guguftu, messi in posto al di sopra del plateau oligocenico di composizione tholeiitica. La fase vulcanica di sin-rift, concomitante con la formazione del rift continentale e compresa tra 25 e 19 Ma, ha generato scarsi volumi di vulcaniti, in gran parte erose. La medesima transizione dal vulcanismo di pre-rift a sin-rift nel Plateau Yemenita è stata registrata da superfici di discordanza angolare tra i basalti tholeiitici e le colate trachitiche, sovrapposte in troncatura erosiva. In questa fase vulcanica di sin-rift si è sviluppata, anche nel corso del Mio-Pliocene, l'attività eruttiva bimodale di tipo fissurale; in questo contesto geologico e geodinamico la transizione da prodotti basaltici a riolitici è imputabile al processo di collisione continentale tra la Placca Arabica e quella Euro-Asiatica che ha provocato la formazione della catena degli Zagros, mentre intorno ai 10 Ma la fase eruttiva di composizione basica registra la simultanea estensione del Golfo di Aden centro-occidentale. La fase di transizione da rift continentale ad oceanico è marcata dalla formazione delle "Afar Stratoid Series" contraddistinta da un'associazione litologica di basalti, comenditi ed hawaii emessi da singoli centri eruttivi (*Barberi et al., 1975*). Il successivo vulcanismo quaternario si è sviluppato sia nel "Triangolo dell'Afar" che in corrispondenza del plateau, manifestandosi sotto forma di strutture vulcaniche ad edificio centrale allineate lungo fessure preferenziali in corrispondenza della Rift Valley e sotto forma di piccoli centri di emissione e coni di scorie all'interno del Plateau Etiopico. Questa fase vulcanica è costituita da basalti alcalini, basaniti,

tefriti e colate piroclastiche peralcaline. In questo regime tettonico distensivo, nell'Afar vengono a formarsi faglie listriche a basso angolo, orientate parallelamente alle direzioni dei rift minori quali il Tendaho Rift, l'Asal Rift ed il Dobi-Hanle Rift, localizzati ad occidente della micro-placca Danakil in separazione dal continente africano. In corrispondenza di questi rift secondari si verifica la produzione di nuova crosta oceanica che favorisce la deriva della microplacca verso NE; infatti in base a dati geofisici si registra un processo di assottigliamento della crosta in corrispondenza del margine esterno della depressione vulcano-tettonica dell'Afar. Il Plateau Nord-Etiopico è delimitato lungo il margine orientale dalla scarpata della Rift Valley e dai sistemi di faglie normali che la costituiscono, caratterizzati da un orientamento originario (risalente a 10,6 Ma) di N35°E, che in seguito ad una successiva riattivazione avvenuta circa 6 Ma fa, è variato fino ad assumere una direzione N15°E.

In merito al processo di formazione della giunzione tripla dell'Afar, c'è stato un acceso dibattito riguardante i meccanismi di genesi, la presenza di un rift passivo o attivo e l'ordine cronologico tra il processo di uplift e la fratturazione litosferica. Nel caso in cui il processo di rifting fosse stato di tipo passivo, sarebbero stati gli stress orizzontali agenti ai margini delle placche a determinare la fratturazione litosferica con successivo sollevamento dell'area interessata e vulcanismo indotto dal processo di slab-pull verificatosi ai bordi della placca coinvolta ed in grado di provocare un fenomeno di risalita astenosferica a causa dell'assottigliamento litosferico per stiramento che avviene nella porzione interna della placca. Al contrario nel caso di un rifting attivo, il processo che avrebbe causato la risalita astenosferica con il conseguente bulging litosferico, l'assottigliamento e la fessurazione della litosfera stessa con associato vulcanismo di plateau, sarebbe stato da imputare alla risalita verticale di plumes di mantello innescati da anomalie termiche e moti convettivi di tipo "buoyancy flux". Il fenomeno della risalita dei plumes provoca, infine, la lacerazione e la conseguente separazione dei margini continentali che conducono ad un probabile processo di oceanizzazione (ocean-floor spreading). Nel caso del Plateau Etiopico, pur essendoci un generale accordo sull'esistenza di un plume di mantello profondo al di sotto dell'Afar, sono attualmente in vigore accesi dibattiti riguardo il processo di assottigliamento litosferico indotto dallo slab-pull o dalla risalita del plume che avrebbe controllato l'intera evoluzione cinematica degli eventi tettonici. Tuttavia a causa del processo di convergenza differenziale tra la Placca Arabica e quella Eurasiatica, in corrispondenza della catena

orogenica dei Monti Zagros, che comporta una differente entità tra la porzione meridionale (18 mm/a) in cui agisce un processo di subduzione di crosta oceanica, rispetto alla zona settentrionale (tasso di convergenza di 8 mm/a) dove avviene una subduzione di tipo Ampherer, caratterizzata da collisione continentale (*Bayer et al., 2003*), risulta plausibile che nel periodo iniziale di attività di subduzione lungo il fronte degli Zagros, il processo di slab-pull possa aver favorito la distensione, l'assottigliamento litosferico e la formazione della giunzione tripla dell'Afar. Nella situazione della zona dell'Afar, alcuni geologi quali *White & McKenzie (1989)*, ipotizzano un modello di fusione parziale per risalita passiva di plume di mantello che causerebbe il magmatismo di plateau e quindi anche dei Continental Flood Basalts dell'Afar. In particolare un'anomalia termica variabile tra i 100°C ed i 200°C può causare un elevato tasso di fusione parziale direttamente proporzionale sia all'entità dell'anomalia termica che al tasso di assottigliamento litosferico. Tuttavia, per quanto concerne il plateau etiopico, il modello di rifting attivo caratterizzato da un fenomeno di "plume-impinging" che ha comportato una produzione di enormi volumi di basalti per decompressione adiabatica e successiva fessurazione della litosfera, potrebbe riferirsi maggiormente all'evoluzione vulcano-tettonica dell'area. Invece, in condizioni di rifting passivo, il blocco Somalo sarebbe stato trascinato verosimilmente verso nord anziché verso sud-est; inoltre la posizione della placca africana è rimasta fissa rispetto al plume di mantello negli ultimi 40 Ma di evoluzione del plateau e la placca Somala ha, invece, subito processi geodinamici correlabili con l'espansione del Golfo di Aden, piuttosto che con la subduzione della placca Arabica. Tutto ciò gioca a favore del modello di rifting attivo. Nei primi stadi di sollevamento del domo dell'Afar durante l'Oligocene Inferiore, valutato intorno ai 110 m/Ma, il processo che ha favorito l'up-lift può essere ragionevolmente imputabile ad un trasporto di massa e di calore che avrebbe provocato una spinta verso l'alto per risalienza convettiva. A tal proposito è di rilevante importanza il fatto che precedentemente all'evoluzione della depressione dell'Afar l'intera litosfera avrebbe subito una deformazione omogenea e non differenziale, ma in seguito ci sarebbe stato un sollevamento differenziale di talune aree dell'Afar in confronto a zone coinvolte da subsidenza all'interno della depressione vulcano-tettonica. Se si considera che tale area geologica è caratterizzata da un flusso di calore ridotto, pari a circa 50 mW/m², allora si può supporre che in una prima fase la deformazione litosferica che ha coinvolto il Golfo di Aden ed il Mar Rosso sia stata inizialmente favorita dal processo di slab-pull legato alla formazione della catena degli

Zagros. Il primo evento magmatico rilevante al quale è stata sottoposta la zona del Plateau Etiopico è avvenuto circa 45 Ma fa in corrispondenza del Rift Etiopico Meridionale, in prossimità del margine che separa il MER dal Rift del Kenia (*WoldeGabriel et al., 1990; Ebinger et al., 1993*) e non sembra essere correlabile con l'effetto del Plume dell'Afar, mentre il vulcanismo parossistico di plateau innescato dal plume di mantello profondo si è verificato attorno ai 30 Ma, in un arco di tempo pari a 1-2 Ma. La deformazione intensa dell'area di plateau, che ha avuto inizio con lo sviluppo di faglie normali ad andamento NW-SE durante il Cretacico è stata accresciuta a causa dell'instaurarsi del plume che ha provocato il bulging della litosfera, provocando il processo di rifting in corrispondenza delle aree già coinvolte dagli stress connessi alla migrazione della placca Arabica in direzione NE, alla quale è collegata la strutturazione di una giunzione tripla nell'Afar. Approssimativamente 24 Ma fa, il collasso parziale del domo Afro-Arabico provocò la depressione tettonica dell'Afar (*Kursten, 1975*). La distensione crostale causata dalla risalita del plume ha regolato il ridotto tasso di espansione del Rift Etiopico, mentre il processo di espansione in corrispondenza del Mar Rosso e del Golfo di Aden influì anche sul margine occidentale del Danakil Block. L'espansione oceanica dei due tratti oceanizzati del Mar Rosso e del Golfo di Aden è attribuibile ad un processo diacrono; infatti il Golfo di Aden ha iniziato a propagarsi intorno ai 10 Ma, mentre il Mar Rosso ha iniziato ad espandersi intorno ai 4 Ma (*Kursten, 1975*). In questo contesto la transizione da rift continentale ad oceanico, testimoniata dalla formazione delle "Afar Stratoid Series" è da attribuire al Pliocene.

Par.1.8 Inquadramento geologico del Plateau Yemenita

Prendendo in considerazione l'intero complesso vulcanico di plateau che comprende le regioni geografiche dell'Etiopia, dell'Eritrea e dello Yemen, il volume dei basalti continentali di plateau ammonta complessivamente a 350.000 km³, con minori quantità di lave basaltiche e ignimbriti riolitiche. Le datazioni assolute effettuate sulle vulcaniti del plateau hanno dimostrato che i CFBs del Plateau Yemenita sono stati messi in posto tra i 31 e i 26 Ma fa nel settore occidentale dello Yemen (*Baker et al., 1996*).

La sequenza geologica rinvenuta all'interno dell'area di plateau comprende differenti sequenze litologiche che partendo da quella cronologicamente più antica a quella più

recente sono rappresentate rispettivamente da un basamento metamorfico precambriano coperto in “unconformity” da successioni sedimentarie consistenti in arenarie, argille e conglomerati di età variabile dal Triassico al Giurassico Inferiore; la sequenza prosegue con successioni sedimentarie di origine pelagica (sedimenti carbonatici e siltitici), collegate ad un rilevante fenomeno trasgressivo “Serie di Amran” risalente al Giurassico Superiore. Successivamente a questa sequenza, nel corso del Cenomaniano si sviluppa una successione di ambiente continentale costituita da arenarie e conglomerati “Serie di Tawilah”, mentre nel Paleocene in alcune aree dello Yemen centrale si sono depositi sedimenti arenacei e conglomeratici di ambiente marino poco profondo “Serie di Medj-ziz”. Durante il Terziario, in particolare nel corso dell’Oligocene, nel settore meridionale dello Yemen è avvenuta un’intensa attività vulcanica collegata ad una tettonica distensiva di tipo fissurale. L’attività effusiva è stata accompagnata in questo periodo anche dalla messa in posto di intrusioni granitoidi e di laccoliti sialici; infine nel Quaternario l’attività vulcanica alcalina concentrata nel Plio-Pleistocene ha contribuito alla formazione di piccoli cono vulcanici (Sana’a-Amran, Sirwah-Marib, Dhamar-Rida).

Le rocce del basamento pre-cambriano costituente lo “Scudo afro-arabico” sono costituite principalmente da sequenze meta-sedimentarie e vulcaniche intruse da plutoni. Il basamento è stato suddiviso in otto unità tettoniche (*Greenwood et al., 1976*) con età comprese tra 960 e 550 milioni di anni. Nel settore centrale ed in quello settentrionale dello scudo affiorano vulcaniti caratterizzate da una composizione da ultrafemica ad intermedia. Ciò implica che l’originaria crosta fosse presumibilmente di tipo oceanico. L’attività vulcanica che comportò l’accrescimento dello scudo afro-arabico è legata a processi di subduzione (*Fleck et al., 1979*); a proposito di questo nel 1977 Gass definì ben tre zone di subduzione antiche all’interno del territorio dello scudo. In base ai dati isotopici (*Bokhari et al., 1981*) è possibile asserire che il vulcanismo pre-cambriano mostri diverse affinità con le ambientazioni geodinamiche tipiche degli archi vulcanici.

Come già discusso in precedenza in discordanza angolare con il basamento sottostante, si sono depositate le successioni sedimentarie, in particolare nella zona settentrionale del plateau sono presenti le “Arenarie di Wajid” di origine continentale deltizia. Quest’ultime, all’inizio del Mesozoico, sono state ricoperte da siltiti e argilliti appartenenti al “Gruppo di Kwhlan”, seguite da potenti depositi di arenarie e conglomerati. Durante il Giurassico Medio in seguito ad un’ingente trasgressione

marina che coinvolse una vasta area di plateau, arrivando a coinvolgere anche il deserto del Rub' al-Khali, si è messa in posto una successione carbonatica “Formazione di Amran” intercalata a depositi evaporitici. Risale a questo periodo l’intenso fenomeno di subsidenza che contribuì alla formazione dell’area desertica di Ramalt Assabatyn. Alla fine del Cretacico la Formazione di Amran è stata ricoperta dalle argille e dai conglomerati costituenti la “Formazione di Tawilah”, composta da un membro inferiore composto da arenarie continentali “Membro di Giras” e da un membro superiore denominato “Membro di Madj-ziz” caratterizzato da arenarie di ambiente marino e costiero.

Par.1.9 L’attività vulcanica oligocenica del Plateau Yemenita

Il vulcanismo in quest’area di plateau ha avuto inizio nel Cenozoico a causa del rigonfiamento litosferico afro-arabico e come conseguenza della formazione di un Punto Triplo “Triangolo dell’Afar” che ha coinvolto un’area di circa 45.000 km² localizzata nella parte sud-occidentale dello Yemen. In accordo con le datazioni isotopiche K-Ar (*Chiesa et al., 1989; Civetta et al., 1978*) le litologie ignee terziarie presentano età compresa tra i 31 e i 29 Ma fa (*Baker et al., 1996*). L’area occupata dal Plateau Yemenita è dominata prevalentemente da basalti tholeiitici, picritici e transizionali fino a leggermente alcalini e da rocce vulcaniche riolitiche peralcaline. L’intera provincia vulcanica può essere suddivisa in due parti (*Chiesa et al., 1983*), una settentrionale ed un’altra meridionale, in funzione del lineamento tettonico “Wadi Zabid – Dhamar”. Mentre la porzione meridionale è costituita principalmente da vulcaniti basaltiche eruttate durante l’attività vulcanica del Miocene inferiore (23-19 Ma), la parte settentrionale è composta da rocce vulcaniche femiche messe in posto in un periodo compreso tra 26 e 30 Ma fa. Voluminosi plutoni granitici si sono intrusi nell’Oligocene e nel corso del Miocene Inferiore (*Civetta et al., 1978; Capaldi et al., 1987*), contemporaneamente ai numerosi sistemi di dicchi orientati NW-SE e per lo più concentrati nella settore occidentale dello Yemen (*Capaldi et al., 1987; Manetti et al., 1991*). Posteriormente al plateau si sono strutturati tre complessi vulcanici di età plio-quaternaria: Sana’a-Amran, Dhamar-Rada, e Marib-Sirwah (*Geukens, 1966*). Nell’area dell’apparato vulcanico del Dhamar-Rada le vulcaniti giacciono direttamente

sovrastanti il plateau, mentre nelle altre due zone, in cui il plateau è assente, le rocce vulcaniche plio-pleistoceniche affiorano al tetto delle sequenze sedimentarie e del basamento pre-cambriano. I tre centri eruttivi menzionati sono dominati da basalti alcalini che si sono distribuiti nel corso dell'emissione ortogonalmente al Rift del Mar Rosso. Nella sequenza di plateau si rinvencono anche rioliti eruttate con modalità di messa in posto di tipo ignimbrico. Lo spessore massimo di queste ignimbriti (porzione settentrionale del plateau) è di circa 300 m e sono costituite da livelli a giacitura sub-orizzontale. La sequenza di plateau è stata intrusa da due voluminosi plutoni alcali-granitici (il Granito di Taizz ed il Granito di Al Hoddayda), localizzati nella parte nord-occidentale dell'area occupata dal plateau. I plutoni granitici summenzionati presentano notevoli affinità con le intrusioni granitoidi alcaline presenti nel "Corno di Afar" descritti da *Barberi et al., (1972)* e da *Civetta et al., (1975)*. All'interno del plateau sono presenti sistemi di dicchi di differente composizione che mettono in evidenza un regime distensivo prolungato che ha coinvolto questa regione tettonica; infatti un sistema di faglie normali ha generato numerose strutture ad "horst e graben" che hanno provocato un ulteriore basculamento dei blocchi tettonici.

Par.1.10 Il sollevamento del Plateau Etiopico-Yemenita

Il Plateau Etiopico Settentrionale così come la porzione somala dell'originario Plateau Oligocenico Etiopico-Yemenita costituiscono gran parte di un'estesa regione geografica denominata "African Superwell". Si tratta di un'area caratterizzata da una quota topografica molto elevata, rispetto alle aree geografiche circostanti. La morfologia attuale della regione rappresenta il risultato di un rapido sollevamento avvenuto principalmente nel Terziario: in Etiopia infatti il plateau è stato sottoposto ad un sollevamento di oltre 2 Km a partire da circa 30 Ma fa (*Pik et al., 2003*). Questo processo di up-lift è in parte contemporaneo all'eruzione dei CFBs e si è verificato simultaneamente al processo di rottura litosferica oltre ad essere associato ai successivi eventi di rift. In base alle datazioni effettuate sui primi eventi tettonici, mediante l'utilizzo di dati termocronologici ed analisi geomorfologiche, per i quali è stato preso in considerazione sia il tasso di erosione che il drenaggio all'interno del reticolo idrografico del Nilo Azzurro, si può affermare che il processo erosivo abbia avuto inizio

intorno ai 29 Ma e che l'instaurarsi del processo di up-lift si sia verificato precedentemente e che sia risalente almeno a 30 Ma fa (*Pik et al., 2003; Pik et al., 2008*), precedendo quindi gli eventi tettonici che hanno comportato la separazione Afro-Arabica. Infatti, la morfologia attuale della scarpata che separa la depressione dell'Afar dal plateau è attribuibile al collasso della regione occupata dal "Triangolo dell'Afar" a partire da circa 20 Ma. In seguito alla caratterizzazione degli aspetti morfo-fluviali del Nilo Azzurro, è possibile distinguere il processo di sollevamento tettonico in tre fasi ben distinte:

- Fase 1: sollevamento ridotto (29-10 Ma).
- Fase 2: piccolo incremento della velocità di up-lift attorno ai 10 Ma.
- Fase 3: ulteriore crescita di entità rilevante della velocità di sollevamento (6 Ma).

Perciò la maggior parte del sollevamento (> 2 km) risulta concentrata soprattutto nell'ultima fase, in cui la velocità del fenomeno è stata molto più elevata (*Mohr, 1967; Baker et al., 1972*). I fattori che hanno contribuito in maniera preponderante al processo di sollevamento sono stati la presenza di una forte anomalia termica (legata alla risalita del plume di mantello profondo), le modificazioni avvenute nella litosfera connesse al magmatismo (*Gani et al., 2007*) ed in particolare l'alterazione termica del mantello litosferico indotta dalla presenza del plume mantellico, nonché l'effusione di espandimenti basaltici con spessore fino a 2 km.

Par.1.11 L'Afar Plume

L'evoluzione del Rift Est-Africano non può essere ricondotta semplicemente ad un fenomeno di rifting passivo, in cui il processo distensivo locale è legato unicamente al sistema di stress a scala regionale (movimenti relativi delle placche litosferiche e forza di slab-pull). Per quanto riguarda il punto triplo dell'Afar e l'area di plateau si riscontra, infatti, che la risalita di magmi dall'astenosfera ed il rigonfiamento o "bulging litosferico" stesso sono collegati a condizioni termo-dinamiche anomale, che si sono instaurate in seguito alla presenza di un plume di mantello profondo risalente fino alla base della litosfera (*Ebinger et al., 1989; Pik et al., 2006*). Monitoraggi geochemici effettuati sui basalti di rift e sui gas vulcanici emessi nonché i flussi geotermici rilevati sono coerenti con la presenza di quest'anomalia termica (*Shilling et al., 1992; Hart et al., 1989*). Inizialmente si ipotizzava che i fattori che contribuivano a generare questa anomalia termica non fossero unicamente collegati ad un plume singolo di grande dimensione, ma bensì ad un insieme di plumes di ridotta estensione generati al di sotto della litosfera dell'intera regione del "Corno d'Africa". Attraverso l'indagine di modelli geofisici, attualmente si ritiene che il plume sia unico, oppure costituito da due componenti anomale (*George et al., 1998*). È probabile che la localizzazione iniziale del plume rispetto alla placca africana non fosse quella attuale, considerando anche il movimento relativo di tale placca relativamente all'astenosfera sottostante; a ciò è attribuibile la distribuzione e l'evoluzione temporale del magmatismo del Rift Est Africano. Infatti le vulcaniti a chimismo basaltico eruttate nella regione sud-etioptica rappresenterebbero la prima manifestazione dell'anomalia termica collegata al plume. Dalle carte ricavate da tomografia sismica dell'area di plateau di interesse è possibile osservare l'esistenza di un'anomalia a larga scala dove la velocità delle onde sismiche, in particolare le onde S, risulta consistentemente ridotta rispetto alla media della regione geografica.

Par.1.12 Cinematica del processo di rifting

L'evoluzione del processo di rifting è prevalentemente collegata ai movimenti delle placche Nubiana e Somala. Dall'analisi di modelli cinematici più recenti forniti in base a dati GPS si può dimostrare che in realtà la situazione geodinamica è più complessa, in quanto bisogna considerare la presenza di tre microplacche: Lwandle, Rovuma, Victoria, inserite tra le due placche principali.

La cinematica relativa del sistema Nubia-Somalia è determinata da un polo di rotazione, ubicato approssimativamente ad una latitudine di 36°S e ad una longitudine di 35°E, che comporta un processo di distensione in direzione ESE-WNW, in corrispondenza del Main Ethiopian Rift, caratterizzato da una velocità di estensione di circa 6-7 mm/anno (*Sella et al., 2002*). In base ad osservazioni geodetiche effettuate all'interno della Rift Valley, si evidenziano direzioni di estensione comprese tra N105°E e N108°E con velocità più ridotte variabili tra i 4 ed i 5 mm/anno).

Par.1.13 Inquadramento geochimico-petrologico e zoneografia del Plateau Etiopico-Yemenita

Come già menzionato in precedenza, la relazione tra i plateau basaltici continentali (CFBs) ed i plumes di mantello sottostanti è oggetto di ampio dibattito. Tale relazione viene messa in risalto mediante l'analisi delle caratteristiche composizionali delle lave basaltiche ed il confronto con le caratteristiche chimico-fisiche del mantello da cui derivano; in particolare per quanto riguarda la LIP del Plateau Etiopico-Yemenita, tali considerazioni si possono fornire indagando le caratteristiche petrologiche e chimico-fisiche delle sorgenti mantelliche dalle quali derivano i CFBs eruttati all'interno di questo plateau continentale ed il chimismo degli agenti metasomatici che hanno interagito con la matrice peridotitica. Tali dati si possono ricavare dagli xenoliti di mantello inclusi nelle vulcaniti alcaline quaternarie sovrastanti il plateau (*Conticelli S. et al., 1999. Beccaluva L. et al., 2009. Santato A., 2010. Beccaluva L. et al., 2011 ecc...*). Lo studio analitico delle colate basaltiche eruttate all'interno del plateau etiopico è in parte collegata all'elevato contenuto in TiO_2 di questi magmi (fino al 5-6%), il

quale rappresenta, unitamente ad altri caratteri geochemici peculiari quali l'elevato contenuto in MgO connesso alla primarietà dei magmi (generalmente dal 12 al 16 %, fino al 18 % in talune lave picritiche), le concentrazioni molto alte di elementi altamente incompatibili (HFSE, LFSE, LREE, queste ultime molto frazionate rispetto alle HREE), la significativa presenza di fasi idrate, una caratteristica tipica di magmi intra-placca (WPB – Within Plate Basalts) con genesi eruttiva di tipo Plume-CFB, in quanto le lave basaltiche del Plateau Etiopico-Yemenita presentano le caratteristiche tipiche di espandimenti basaltici di plateau legati a plume di mantello profondo. La regione comprendente il plateau oligocenico comprendente la porzione etiopica settentrionale e la parte sud-occidentale dello Yemen ha rivestito una importanza fondamentale per quanto concerne lo studio di lave basaltiche di carattere transizionale e picritico, che mediante il loro variabile contenuto in titanio in funzione della differente posizione geografica, hanno consentito una zoneografia del Plateau Etiopico-Yemenita in base alla quale si possono distinguere:

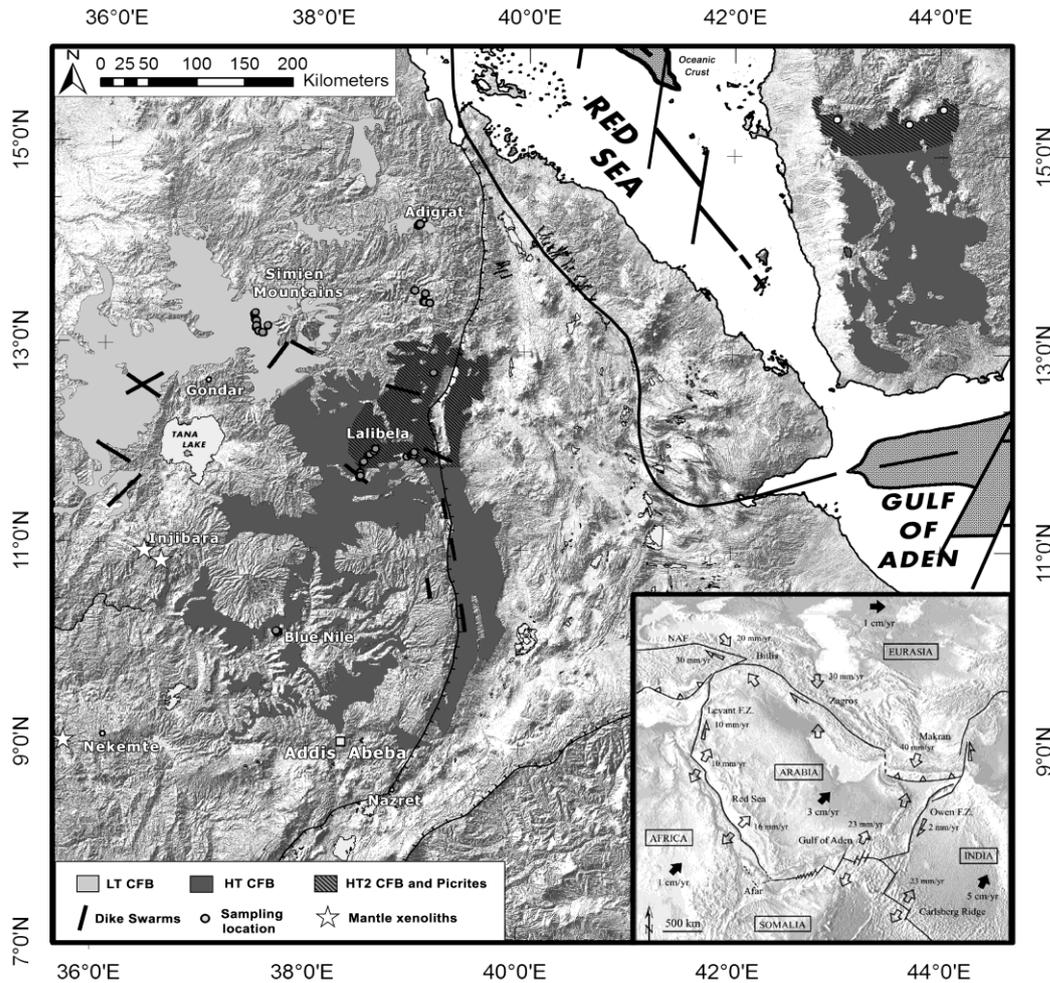


Fig. 1.3: Zoneografia del Plateau Etiopico-Yemenita (Beccaluva et. al., 2009). I differenti CFBs sono suddivisi nelle categorie LT, HT1 ed HT2

- **LT - CFBs** (Low Titanium Basalts): Basalti tholeiitici di plateau “bassi” in titanio, ubicati nella porzione nord-occidentale del Plateau Nord-Etiopico.
- **HT1 - CFB** (High Titanium Basalts): Basalti tholeiitici con alte concentrazioni di titanio, localizzati nella parte centro-meridionale del Plateau Etiopico ed in corrispondenza della parte meridionale del Plateau Yemenita.
- **HT2 – CFB** (Very High Titanium Basalts): Basalti transizionali e picriti estremamente arricchiti in titanio, affioranti nell’area centrale dell’originario plateau oligocenico che comprende la regione nord-orientale del Plateau Etiopico Settentrionale e la parte centro-settentrionale del Plateau Yemenita, che rappresentano la zona assiale del plume di mantello dell’Afar.

Questi prodotti vulcanici sono stati eruttati in un lasso di tempo di poco superiore ad 1 Ma, in una ben definita era geologica (Oligocene) e sono stati sormontati da basalti alcalini relativamente più giovani spesso contenenti xenoliti di mantello. La suddivisione in magmi di tipo LT, HT1 ed HT2, in funzione dell'arricchimento in titanio, non definisce un'evoluzione temporale legata a molteplici fasi eruttive costituenti un evento parossistico di grande portata, ma un'eterogeneità chimico-fisica e termica su scala spaziale delle sorgenti di mantello, che si riflette nelle caratteristiche composizionali dei magmi eruttati all'interno del plateau stesso. In particolare nell'area più marginale del plateau (zona nord-occidentale e sud-occidentale del Plateau Etiopico e zona meridionale del Plateau Yemenita) sono stati eruttati magmi di tipologia LT ed HT1, le cui sorgenti sono state solo lievemente influenzate dalla presenza del plume in risalita e comunque dalle porzioni più esterne meno metasomatizzate e con anomalia termica più ridotta. All'interno di questa porzione di plateau prevalentemente contraddistinta dalla presenza di basalti tholeiitici titaniferi HT1 emerge una zona di forma sub-ellittica, che circonda l'area di Lalibela, delimitata ad est dalla scarpata principale della Rift Valley e caratterizzata da basalti transizionali e picriti ultra-titaniferi HT2, che testimoniano un processo metasomatico più marcato delle sorgenti in quanto collegato alla zona della plume-head e dell'asse del plume di mantello contraddistinta da un'elevata anomalia termica, in grado di oltrepassare di oltre 300°C la temperatura del mantello circostante.

Dalla caratterizzazione chimica e petrografica delle lave eruttate nella controparte yemenita dell'originario plateau oligocenico, precedentemente alla formazione del "Triangolo dell'Arabo" e del sistema coniugato Mar Rosso – Golfo di Aden – Rift Continentale Est-Africano, è stato possibile dedurre che il Plateau Yemenita, caratterizzato da spessori dei prodotti vulcanici molto simili a quelli dei plateau etiopico e somalo, sia costituito da lave basaltiche transizionali e picritiche di età e caratteristiche petrografiche e geochemiche (inclusa l'elevata concentrazione di titanio) molto simili a quelle del Plateau Nord-Etiopico. Basandosi su quest'anomalia geochemica anche il plateau dello Yemen è stato suddiviso in due sotto-province magmatiche comprendenti una parte settentrionale caratterizzata anche da basalti tholeiitici titaniferi HT1 ma soprattutto da basalti transizionali e picritici ultra-titaniferi HT2, mentre la porzione centro-meridionale risulta costituita solamente da lave HT1. Nel corso del progetto di ricerca del dottorato, in particolare, sono state effettuate analisi

chimiche di vario tipo e mediante l'ausilio di molteplici strumentazioni, finalizzate alla caratterizzazione petrogenetica delle sorgenti di mantello dei CFB del Plateau Etiopico ed in particolare dei magmi HT2 della Serie di Lalibela, nonché all'identificazione delle componenti geochimiche di mantello, rivolgendo l'attenzione in particolare all'origine dei fluidi metasomatici ricollegabili alla presenza del plume di mantello profondo. A tale scopo è stata analizzata la concentrazione in elementi maggiori ed in tracce e determinata la composizione isotopica di **12** campioni di **magmi ultratitaniferi HT2** appartenenti alla zona centrale del Plateau Etiopico Centro-Settentrionale (Serie di Lalibela), rispettivamente suddivisi in **9 basalti picritici HT2 (LAL31-LAL33-LAL41-LAL43-LAL44-LAL45-LAL47-LAL70-LAL73)** e **3 basalti transizionali HT2 (LAL42-LAL65-LAL69)**. Addizionalmente sono state eseguite analisi delle inclusioni vetrose (più o meno primarie) denominate “**melt inclusions**” di **2 campioni di picriti (LAL70-LAL73)** e di **1 basalto transizionale (LAL42)** del Plateau Nord-Etiopico; mentre per quanto riguarda la determinazione delle composizioni isotopiche, sono stati esaminati oltre ai vari campioni di basalti HT2 della Serie di Lalibela già menzionati, anche **6 basalti** di serie da **transizionale a leggermente alcalina** ad affinità **HT2** del Plateau Yemenita Settentrionale (**YE23-YE24-YE25-YE27-YE28-YE31**) afferenti alla Serie di Manakhah, **2 basalti picritici HT2** appartenenti alla medesima serie dei precedenti (**YE26-YE29**), **2 basalti tholeiitici HT1** del Plateau Etiopico Centro-Meridionale (**BLN2: Serie “Blue Nile” - LAL32: Serie “Lalibela”**) e **2 basalti tholeiitici LT** del Plateau Etiopico centro-occidentale (**ADG3: Serie “Adigrat” – SIM15: Serie “Simien Mountains”**).

Cap.2 Classificazione chimico-mineralogica e petrografica dei magmi continentali oligocenici (CFBs) del Plateau Etiopico-Yemenita

Le analisi chimiche del contenuto in elementi maggiori ed in tracce dei basalti continentali oligocenici di plateau (CFBs Etiopici e Yemeniti) hanno confermato l'esistenza di una zoneografia del plateau che consente di distinguere tre tipologie di magmi spazialmente zonati in base al contenuto in titanio ed all'arricchimento in altri elementi incompatibili; inoltre le caratteristiche geochemiche che caratterizzano i basalti continentali di plateau sono associate ad una posizione specifica rispetto al plume di forma asimmetrica centrato sul Triangolo dell'Afar e quindi il cui asse coincide con il nucleo dell'antico plateau oligocenico Etiopico-Yemenita. La suddivisione dei differenti magmi di plateau in base alla localizzazione rispetto al plume dell'Afar ha consentito di distinguere basalti tholeiitici continentali LT "bassi" in titanio, basalti tholeiitici di plateau HT1 "alti" in titanio e basalti transizionali e picritici HT2 ultratitaniferi, ubicati rispettivamente in corrispondenza del settore nord-occidentale più esterno del Plateau Etiopico (**Low-Titanium Basalts**) localizzato nell'area marginale della "plume head", in prossimità della porzione sud-orientale del Plateau Etiopico e meridionale del Plateau Yemenita, caratterizzata da **High-Titanium Basalts**, dove l'effetto del plume è più intenso pur non trovandosi nella zona assiale del plume. Infine i basalti di plateau HT2 (**Very High-Titanium Basalts**) sono collocati nella porzione appartenente al nucleo centrale del Plateau Etiopico e settentrionale del Plateau Yemenita, in corrispondenza della "plume-head" e della zona assiale del plume, termicamente e chimicamente più anomala e metasomatizzata.

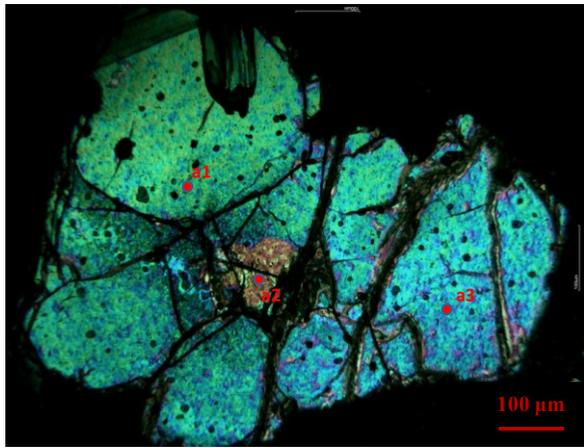
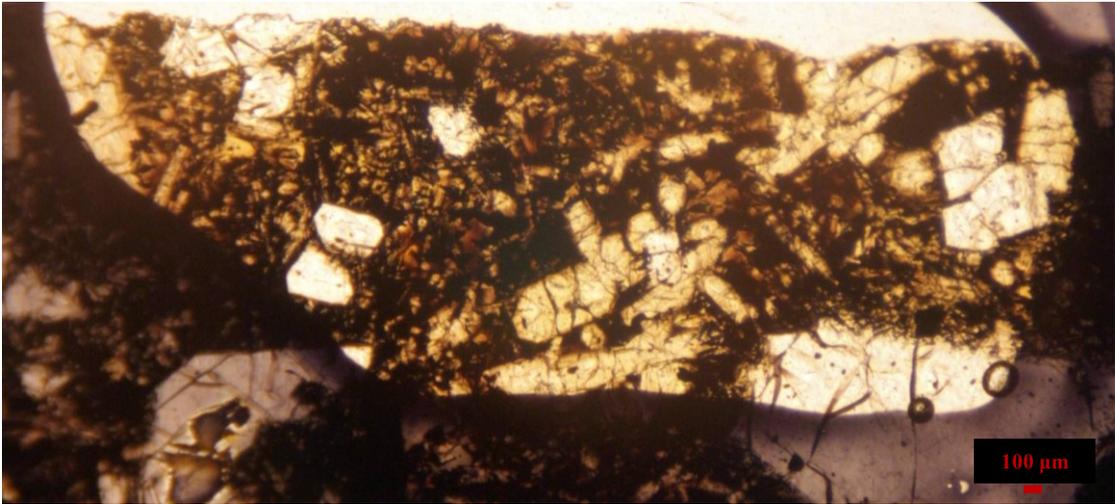
La distinzione geochemico-petrologica tra le diverse tipologie di basalti di plateau è stata improntata non solo sugli intervalli di variazione del contenuto di titanio, ma anche di magnesio, così come sul rapporto alcali-silice e sulla caratterizzazione petrografica e mineralogica dei magmi stessi. Così, in base ad una classificazione puramente chimica, i basalti tholeiitici LT prettamente subalcalini sono caratterizzati da contenuti di **MgO** variabili tra il **3%** ed il **12%** e da concentrazioni di **TiO₂** comprese tra l'**1%** ed il **3,5%**, i basalti tholeiitici HT1 sono contraddistinti da **MgO** variabile da **4%** a **9%** e da **TiO₂** compreso tra **2,5%** e **4,8%**, mentre i basalti transizionali e picritici HT2, ricadenti nel campo di transizione tra la serie subalcalina e quella alcalina, sono caratterizzati

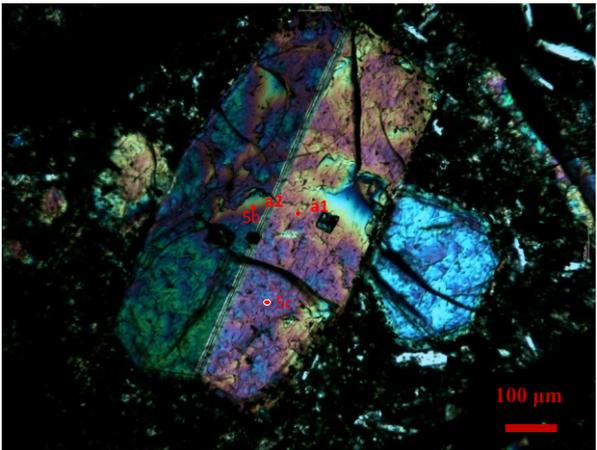
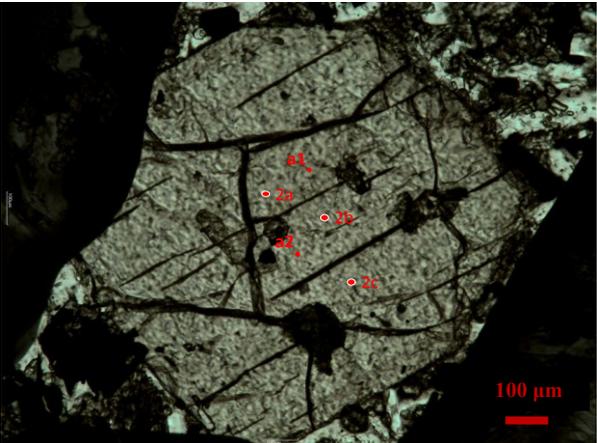
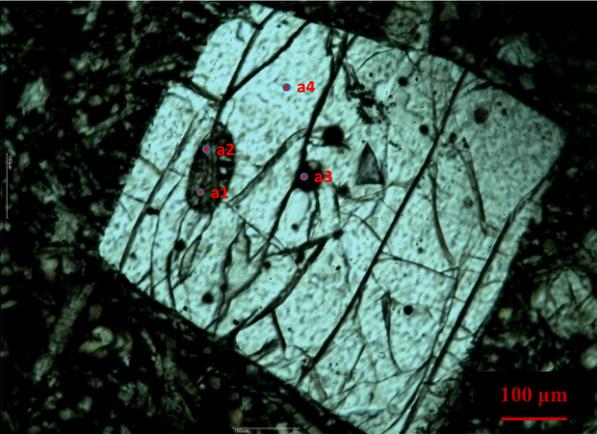
rispettivamente da contenuti in **MgO** variabili da **5%** a **12%** e da concentrazioni di **TiO₂** comprese tra **3,5%** e **5,9%** per i basalti e da concentrazioni di **MgO** che variano tra il **13%** ed il **16%** e di **TiO₂** comprese tra il **2,6%** ed il **4,5%** per quanto riguarda le picriti, che si mostrano come i magmi maggiormente primari ed allo stesso tempo più anomali geochimicamente.

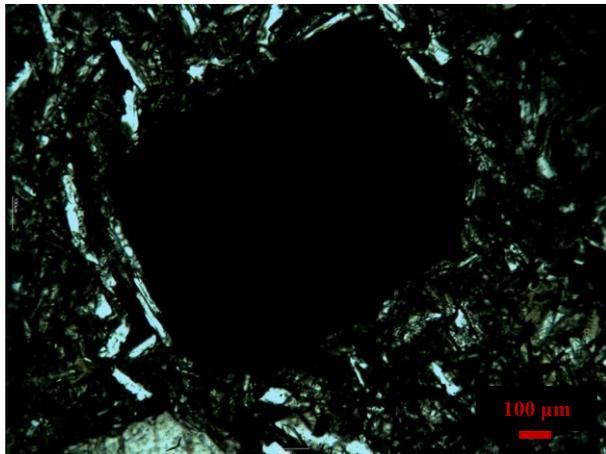
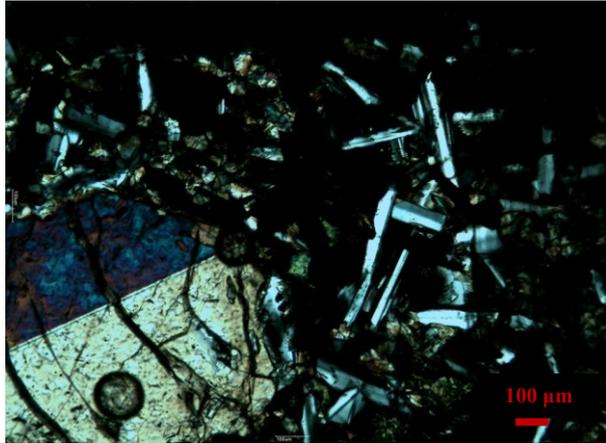
La descrizione seguente è incentrata sulle lave “molto alte” in Ti (lave ad affinità HT2). I basalti di plateau ad affinità HT2, considerati complessivamente, sono caratterizzati da valori dell'indice di porfiricità abbastanza elevato (da 20-25% fino al 40 %), di gran lunga superiore rispetto a quello che contraddistingue le lave di tipo HT1 ed LT. Generalmente i fenocristalli risultano di dimensione da millimetrica fino a centimetrica e sono costituiti in prevalenza da olivine e clinopirosseni; quest'ultimi spesso formano strutture glomero-porfiriche (nei basalti transizionali caratterizzati da un indice di porfiricità mediamente più elevato questa tessitura è molto frequente). Tuttavia le due categorie di lave HT2 (basalti e picriti) possono essere distinte su base petrografica in maniera accurata, in quanto le picriti presentano la fase olivinicca prevalente e generalmente di dimensione maggiore rispetto a quella dei clinopirosseni ed inoltre quest'ultima fase non mostra generalmente una tessitura composita ad agglomerati (glomeroporfirica). In ultimo, nelle lave picritiche, non sono presenti plagioclasti nella paragenesi fenocristallina, ma al contempo si distingue del vetro interstiziale all'interno della pasta di fondo. Al contrario, nei basalti HT2, la fase fenocristallina più abbondante e granulometricamente maggiore è rappresentata dai clinopirosseni, predominanti rispetto alle olivine, le quali rappresentano la seconda fase fenocristallina principale seppur di dimensione nettamente inferiore.

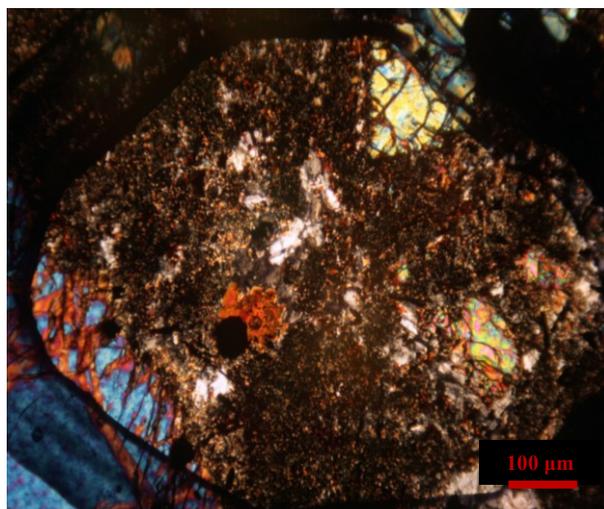
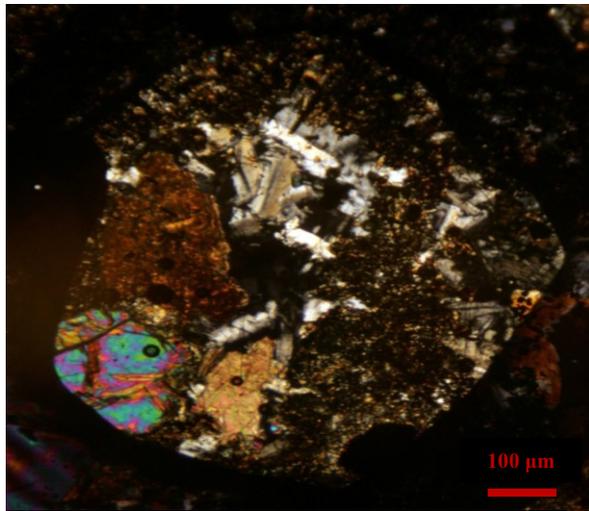
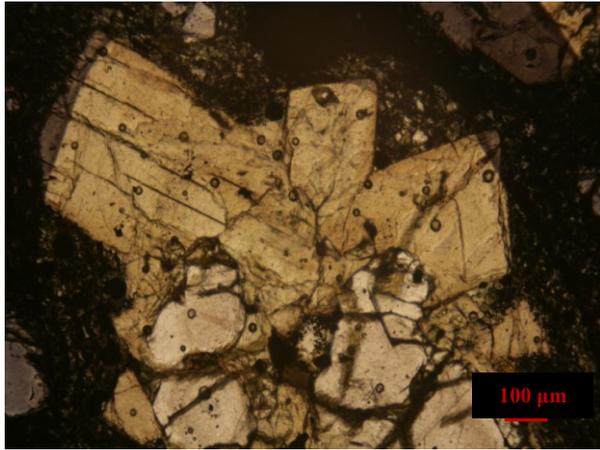
La paragenesi fenocristallina delle picriti HT2 è costituita prevalentemente da olivina idiomorfa (fase predominante e di dimensione rilevante che va da pluri-millimetrica fino a centimetrica) contenente spesso inclusi di spinelli cromiferi e clinopirosseni euedrali o subedrali titaniferi di dimensione generalmente pluri-millimetrica. Nei basalti transizionali tra i fenocristalli della paragenesi i clinopirosseni titaniferi sono caratterizzati da dimensioni maggiori (da pluri-millimetrici a centimetrici) rispetto alle olivine millimetriche che frequentemente includono cristalli di cromite. Nei basalti transizionali la paragenesi è costituita anche dai plagioclasti che si presentano di dimensione millimetrica e con un abito subedrale; questi ultimi non si sono nucleati come fenocristalli nelle picriti, nelle quali risultano come componenti della pasta di fondo. Sono anche presenti microfenocristalli di anfiboli di composizione kaersutitica.

La pasta di fondo dei basalti HT2 si presenta alquanto differente nelle picriti e nei basalti transazionali. Le picriti sono caratterizzate, infatti, da una pasta di fondo generalmente microcristallina o criptocristallina, fino ad ipocristallina con diffuse plaghe di vetro interstiziale. La paragenesi della pasta di fondo è costituita da microcristalli di clinopirosseno, plagioclasio, feldspato alcalino, ossidi ferro-titaniferi tra i quali spinelli arrotondati titano-magnetitici ed ilmeniti di forma allungata, oltre a miche di composizione prettamente flogopitica e apatite piuttosto abbondante; la natura idrata di questi magmi ultratitaniferi si manifesta appunto con l'associazione di fasi idrate quali gli anfiboli, la flogopite e l'apatite. La pasta di fondo dei basalti transazionali è caratterizzata da una tessitura microcristallina priva di vetro interstiziale, ma la cui paragenesi è contraddistinta dagli stessi microcristalli tipici delle picriti, con una prevalenza di clinopirosseni e di plagioclasii ed una maggiore abbondanza di feldspati alcalini e di flogopite. I fenocristalli di olivina di composizione prettamente forsteritica (da $Fo = 75$ fino a $Fo > 90$) si presentano in rilievo, caratterizzati da diversi sistemi di fratture ed inoltre frequentemente alterati in bowlingite. I clinopirosseni, di composizione prettamente augitica, talvolta cristallizzati singolarmente talaltra (come si riscontra specialmente nelle sezioni sottili dei basalti transazionali) in agglomerati glomeroporfirici, mostrano geminazioni e zonature concentriche; i plagioclasii, di composizione da andesinica a bytownitica con una prevalenza di labradoriti, si mostrano geminati polisintetici secondo le leggi Albite ed Albite Carlsbad ed inoltre presentano zonature composizionali concentriche con nuclei di composizione più anortitica e bordi più albitici e talvolta zonature ritmiche. I microcristalli di feldspati alcalini (Na-sanidino ed anortoclasio) sono caratterizzati da geminazione Carlsbad a due soli individui. Gli spinelli sono costituiti prevalentemente da titano-magnetiti e da cromiti (le prime prevalenti nella pasta di fondo, le seconde incluse all'interno dei cristalli di olivina e talvolta come micro fenocristalli in pasta di fondo); nella paragenesi della pasta di fondo (prevalentemente nelle picriti) sono presenti anche ilmeniti. Nei campioni più arricchiti, infine, sono presenti nella pasta di fondo anche miche di tipo flogopitico, ed idrossi-fluoro-apatiti con elevate concentrazioni di elementi volatili.









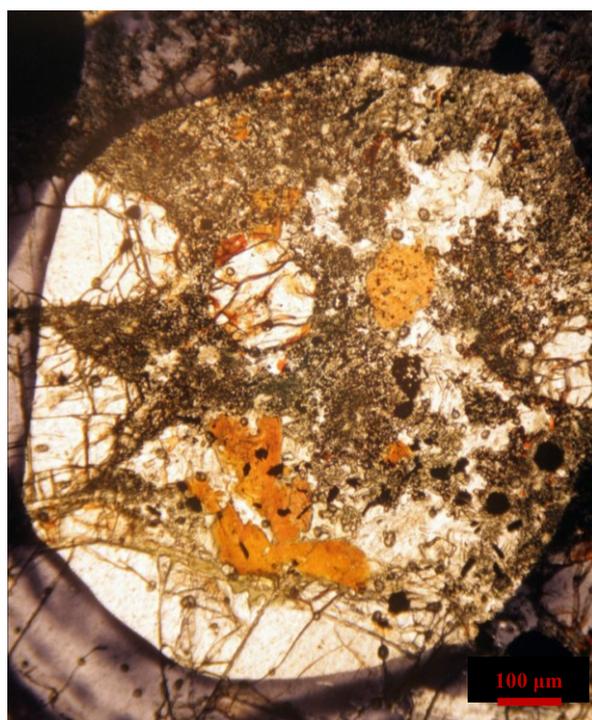


Fig. 2.1: Fotografie tratte da microscopio ottico a trasmissione che mostrano la struttura porfirica delle lave HT2 del Plateau Etiopico-Yemenita. Nelle foto riportate è possibile distinguere le fasi costituenti la paragenesi fenocristallina e microcristallina dei CFBs della Serie di Lalibela e di Manakhah. I punti siglati indicano i siti analitici di microsonda (EMPA) e di laser-ablation (LA-ICP-MS) a) Struttura porfirica delle lave di plateau con visione d'insieme dei fenocristalli con vetro interstiziale nella pasta di fondo microcristallina b) Fenocristallo di olivina con inclusioni di cromiti c) Fenocristallo di olivina con spinelli cromiferi inclusi e melt inclusions d) Fenocristallo di clinopirosseno e) Fenocristalli di clinopirosseno geminaio e con tessitura glomeroporfirica f) Microfenocristalli e microcristalli, di plagioclasti e feldspati alcalini geminati g) Microfenocristallo di spinello titanio-magnetitico immerso nella pasta di fondo, nella quale sono visibili anche microcristalli di feldspati alcalini e plagioclasti h) Cristallo di anfibolo incluso all'interno di un fenocristallo di olivina i) Fenocristallo di clinopirosseno con tessitura glomeroporfirica l) Pasta di fondo microcristallina con microcristalli di flogopite m) Visione d'insieme della struttura porfirica dei campioni di CFBs e della pasta di fondo microcristallina contenente microcristalli di titanio-magnetite, di flogopite ed apatitici n) Fenocristallo di clinopirosseno con lamelle di mescolamento di orto pirosseno o) Visione d'insieme della paragenesi microcristallina con flogopiti, spinelli titanio-magnetitici e microcristalli allungati di ilmenite immersi nella pasta di fondo microcristallina.

Le caratteristiche composizionali dei campioni selezionati, sia su roccia totale che “in situ” nelle fasi cristalline ed amorfe (vetri interstiziali e melt inclusions), saranno trattate in capitoli successivi.

Cap.3 Geochimica degli elementi maggiori su roccia totale

La valutazione della composizione chimica della roccia in funzione dell'abbondanza in elementi maggiori, minori ed in traccia è stata ottenuta mediante la tecnica di fluorescenza a raggi X (XRF).

I dati analitici sono stati utilizzati allo scopo di una caratterizzazione geochimica non solo classificativa dei campioni ma anche petrogenetica ai fini dell'individuazione della loro ambientazione geodinamica. Le analisi su roccia totale (Whole Rock) degli elementi maggiori e minori sotto forma della percentuale in peso di ossidi (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{tot} , MnO , MgO , CaO ; Na_2O , K_2O , P_2O_5) e della concentrazione delle tracce (ppm) rilevabili con sufficiente precisione tramite tecnologia XRF (Ni, Co, Cr, V, Sc, Pb, Rb, Sr, Ba e Zr) sono state effettuate presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Le modalità analitiche e le strumentazioni adoperate per l'analisi chimica saranno trattate in seguito nel capitolo relativo alle metodologie analitiche. I dati analitici riportati si riferiscono a 12 campioni di picriti e basalti transizionali ad affinità HT2 della Serie di Lalibela (Plateau Etiopico Settentrionale), dei quali 9 picriti HT2 (LAL31, LAL33, LAL41, LAL43, LAL44, LAL45, LAL47, LAL70, LAL73) e 3 basalti ultratitaniferi (LAL42, LAL65, LAL69) ed a 8 campioni della medesima tipologia HT2, rappresentati da picriti e basalti da transizionali a debolmente alcalini afferenti alla Serie di Manakhah (Plateau Yemenita), questi ultimi suddivisi in 2 picriti HT2 (YE26, YE29) e 6 basalti HT2 (YE23, YE24, YE25, YE27, YE28, YE31).

I campioni presi in esame sono stati quindi proiettati nel diagramma TAS - Total Alkali Silice (riportato in *Fig. 3.1*) che prende in considerazione il rapporto tra la somma degli elementi alcalini ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ed il contenuto in silice (SiO_2); dall'osservazione del grafico si può dedurre che i campioni afferenti alla Serie di Lalibela del Plateau Etiopico Settentrionale ed i campioni del Plateau Yemenita appartenenti alla Serie di Manakhah, sono costituiti da rocce da sature a sovrassature in silice di tipo sub-alcalino (picriti e basalti picritici) oppure transizionale (basalti transizionali) fino a leggermente alcalino per taluni basalti HT2 yemeniti.

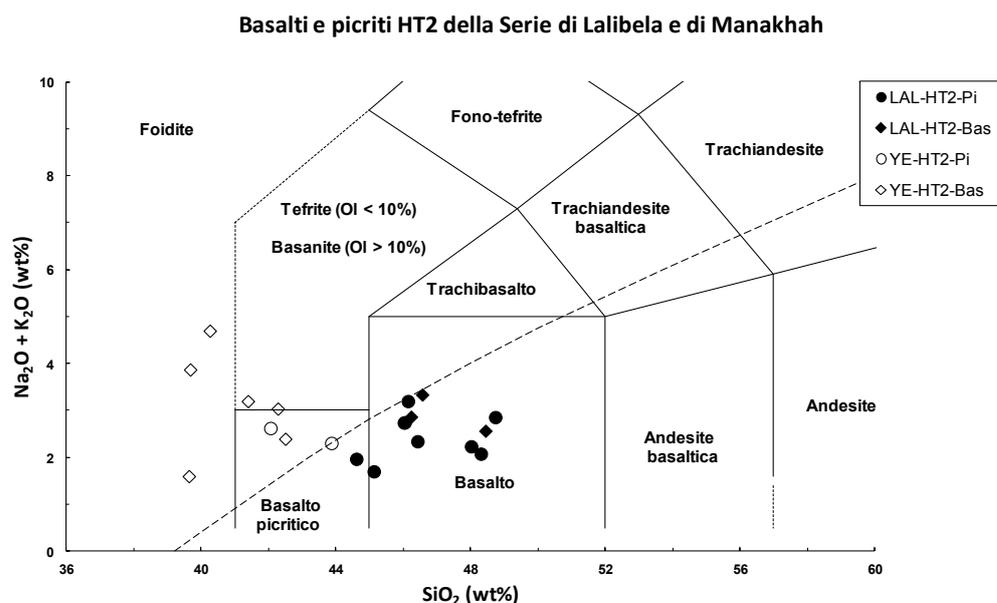


Fig. 3.1: Diagramma di classificazione TAS – Total Alkali Silica (Le Bas et al., 1992) per i CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico) e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). Nel diagramma sono plottati i basalti e le picriti HT2. La linea tratteggiata che separa la serie subalcalina da quella alcalina è tratta da Irvine & Baragar (1971). I dati analitici sui quali si basa il diagramma sono stati normalizzati a "100" su base anidra.

In particolare la Serie di Lalibela ricade completamente nei campi composizionali dei Basalti e dei Basalti Picritici, nei quali la somma totale degli ossidi degli elementi alcalini ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varia tra **1,67%** e **3,29%** (ricadendo all'interno della serie subalcalina e transizionale), mentre il contenuto in silice (SiO_2) risulta compreso tra **44,44%** e **48,63%**. Per quanto riguarda, invece, i campioni yemeniti (Serie di Manakhah), essi mostrano un contenuto maggiore in alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) variabile tra **1,54%** e **4,60%**, accompagnato da un tenore in silice inferiore rispetto ai CFBs della Serie di Lalibela ed altresì compreso tra **38,13%** e **42,45%**. Inoltre i CFBs yemeniti ricadono in parte nel campo composizionale dei Basalti Picritici ed in parte nel campo delle Basaniti; pertanto si possono caratterizzare come basalti di serie da transizionale a leggermente alcalina.

Per quanto riguarda gli altri elementi maggiori e minori fondamentali (riportati nelle *Tab.1a* e *Tab.1b*, assieme agli elementi in traccia analizzati su roccia totale sia tramite XRF che ICP-MS) si possono esprimere le seguenti considerazioni:

Tab. 1a: Analisi degli elementi maggiori ed in tracce su roccia totale dei CFBS del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità:	HT2-Pi	HT2-Pi	HT2-Pi	HT2-Bas	HT2-Pi	HT2-Pi	HT2-Pi	HT2-Pi	HT2-Bas	HT2-Bas	HT2-Pi	HT2-Pi
Località:	Lalibela											
Latitudine:	11°47'81" N	11°48'78" N	11°82'42" N	11°84'58" N	11°87'06" N	11°88'92" N	11°89'56" N	11°94'64" N	12°43'50" N	12°44'28" N	12°44'31" N	12°47'42" N
Longitudine:	39°23'75" E	39°24'03" E	39°55'44" E	39°55'14" E	39°54'11" E	39°50'03" E	39°46'17" E	39°43'08" E	39°54'78" E	39°54'31" E	39°54'33" E	39°52'17" E
Sigla:	LAL31	LAL33	LAL41	LAL42	LAL43	LAL44	LAL45	LAL47	LAL65	LAL69	LAL70	LAL73
(wt%)												
SiO ₂	48,63	47,87	48,23	48,22	45,73	45,49	45,9	46,34	45,88	45,8	44,61	44,44
TiO ₂	3,45	3,62	3,09	3,76	5,10	5,14	3,86	3,94	4,49	4,69	3,34	3,54
Al ₂ O ₃	9,24	9,00	8,32	9,59	7,96	8,37	8,63	7,81	8,11	7,50	6,03	6,88
FeOTot	12,76	13,39	12,74	13,23	14,63	14,50	14,03	13,96	14,00	13,86	14,42	14,87
MnO	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,16	0,18	0,17	0,16	0,17	0,18	0,18
MgO	12,94	13,41	14,91	12,08	12,46	11,85	14,67	16,07	12,80	13,25	21,25	17,74
CaO	9,22	9,60	9,99	9,58	9,96	9,37	9,16	8,75	9,28	10,50	7,81	8,91
Na ₂ O	1,84	1,65	1,53	1,70	1,53	1,88	1,63	1,44	2,11	1,87	0,98	1,10
K ₂ O	1,01	0,58	0,54	0,85	1,19	1,27	1,10	0,90	1,18	0,96	0,99	0,57
P ₂ O ₅	0,53	0,40	0,30	0,37	0,63	0,55	0,46	0,44	0,53	0,50	0,39	0,25
LOI	0,20	0,30	0,16	0,45	0,63	1,40	0,42	0,17	1,46	0,85	0,00	1,51
Tot	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
mg#	0,64	0,64	0,68	0,62	0,60	0,59	0,65	0,67	0,62	0,63	0,72	0,68
(ppm)												
Ni	481	509	569	439	318	385	565	724	434	411	984	836
Co	73	76	80	69	76	74	77	92	71	73	106	92
Cr	859	899	1348	817	625	583	995	1100	976	1022	1820	1240
V	343	360	345	353	386	399	345	343	367	390	305	356
Sc	40	40	41	38	51	43	37	38	38	45	36	33
Pb*	16	15	17	17	20	23	14	16	15	21	16	15
Rb	23	15	28	21	23	26	26	19	28	31	22	24
Sr	407	435	396	496	678	608	460	442	389	457	555	454
Ba	258	258	225	305	385	365	288	276	359	535	383	292
Zr	307	315	240	329	499	510	342	356	428	434	288	282
Hf	15,3	8,26	8,63	10,5	17,3	13,9	7,40	7,54	8,31	8,23	5,53	5,30
Nb	77,0	38,2	38,1	45,6	79,5	63,4	40,8	34,4	53,5	56,9	41,5	51,2
Ta	2,61	1,38	1,39	1,65	2,79	2,28	1,43	1,26	3,10	3,34	2,41	2,93
Th	5,78	3,17	3,67	4,61	6,95	4,93	2,80	2,72	3,06	2,92	2,08	2,05
U	2,42	1,30	1,28	2,08	2,10	1,97	1,25	1,13	1,38	1,18	1,03	1,14
Y	60,1	33,2	41,3	42,0	67,3	42,8	23,6	24,7	28,0	24,4	16,1	16,2
La	57,5	30,8	34,0	40,0	67,4	49,2	27,3	25,7	30,7	31,2	20,4	20,8
Ce	142	74,0	79,6	94,4	161	117	62,7	61,5	75,0	78,9	46,7	47,1
Pr	19,2	10,3	11,3	13,2	22,9	16,4	9,48	9,23	10,5	10,8	6,61	6,33
Nd	83,5	45,0	49,7	57,2	100,7	72,7	42,0	40,9	46,2	46,7	28,7	26,4
Sm	18,6	10,0	11,6	12,9	23,0	16,1	9,54	9,09	10,5	10,1	6,33	5,70
Eu	5,47	2,98	3,48	3,81	6,64	4,66	3,05	2,69	3,13	2,96	1,90	1,74
Gd	16,4	8,94	10,3	11,1	19,3	13,1	10,8	8,15	9,27	8,72	5,52	5,18
Tb	2,72	1,49	1,78	1,91	3,20	2,16	1,44	1,29	1,56	1,43	0,91	0,87
Dy	12,1	6,63	8,11	8,51	13,9	9,23	5,57	5,37	6,34	5,74	3,68	3,61
Ho	2,29	1,25	1,54	1,60	2,54	1,67	1,01	1,02	1,19	1,06	0,68	0,69
Er	5,44	2,97	3,68	3,80	5,87	3,85	2,61	2,39	2,64	2,36	1,54	1,59
Tm	0,77	0,42	0,52	0,54	0,81	0,52	0,33	0,32	0,42	0,36	0,24	0,25
Yb	4,30	2,36	2,93	3,01	4,39	2,81	2,03	1,83	1,97	1,71	1,14	1,22
Lu	0,60	0,33	0,41	0,42	0,61	0,38	0,26	0,24	0,31	0,27	0,18	0,19

Tutti gli elementi maggiori (wt% Ox) con alcuni elementi in tracce in ppm (Ni-Co-Cr-V-Sc-Pb-Rb-Sr-Ba-Zr) sono stati analizzati in XRF. Le altre tracce (riportate in ppm) sono state analizzate mediante tecnica ICP-MS (Hf-Nb-Ta-Th-U-Y-REE). Il valore della LOI (Loss On Ignition) è stato ricavato da analisi gravimetrica. Tutti i risultati analitici di fluorescenza sono stati ripercorati a "100" su base idrata.

*analisi semi-quantitativa. mg# = (Mg)/(Mg+Fe²⁺)

Tab. 1b: Analisi degli elementi maggiori ed in tracce su roccia totale dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

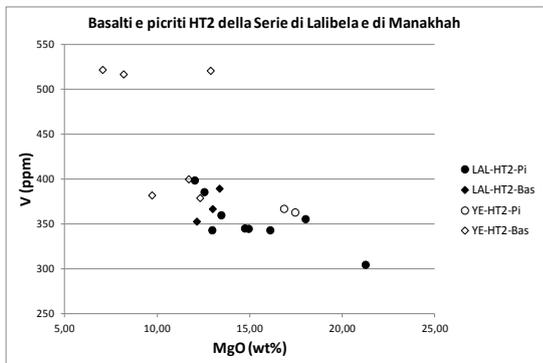
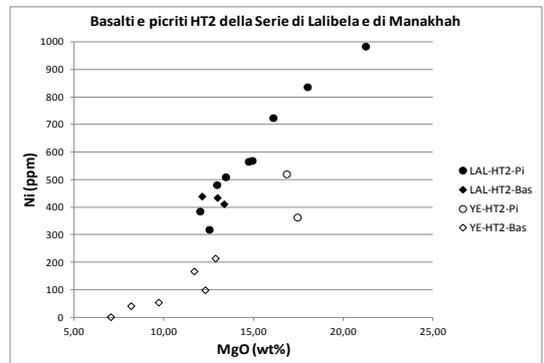
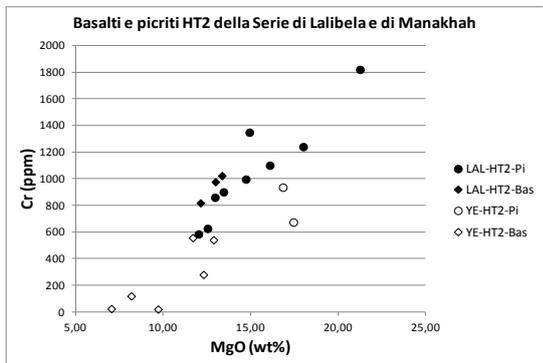
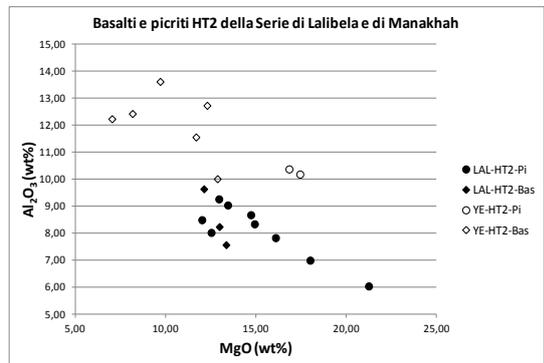
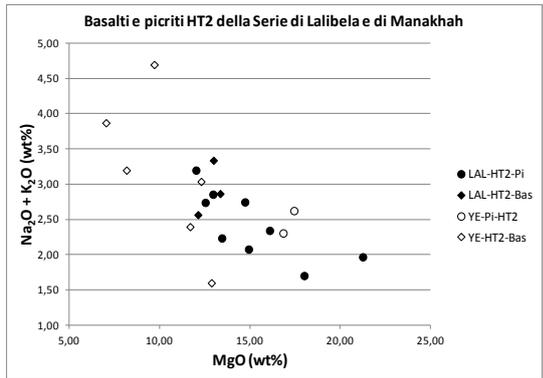
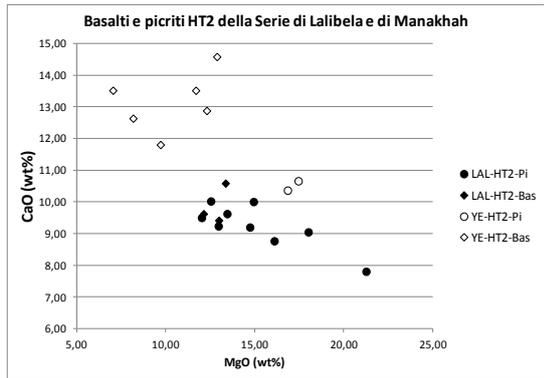
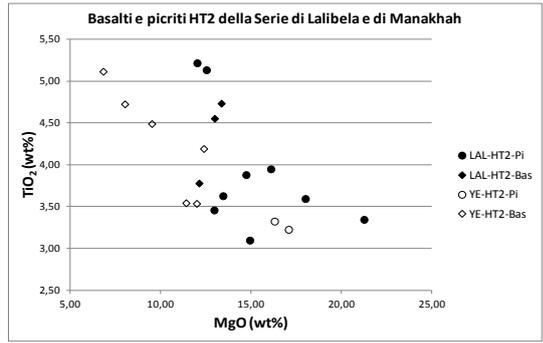
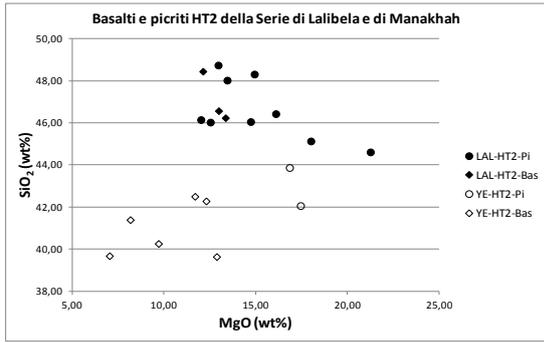
Affinità	HT2-Bas	HT2-Bas	HT2-Bas	HT2-Pi	HT2-Bas	HT2-Bas	HT2-Pi	HT2-Bas
Località:	Manakhah							
Latitudine:	15° 05' 43" N	15° 05' 17" N	15° 04' 58" N	15° 05' 17" N	15° 05' 24" N	15° 05' 24" N	15° 06' 10" N	15° 06' 49" N
Longitudine:	43° 44' 05" E	43° 43' 57" E	43° 43' 45" E	43° 43' 40" E	43° 43' 29" E	43° 43' 29" E	43° 42' 40" E	43° 41' 08" E
Sigla:	YE23	YE24	YE25	YE26	YE27	YE28	YE29	YE31
(wt%)								
SiO ₂	38,13	39,46	41,46	42,45	38,45	40,62	41,17	41,21
TiO ₂	4,19	4,49	3,54	3,32	5,11	4,73	3,23	3,54
Al ₂ O ₃	9,62	13,34	11,27	10,03	11,85	12,19	9,96	12,40
FeOtot	15,60	14,22	13,68	11,88	17,07	16,36	12,82	11,93
MnO	0,23	0,21	0,20	0,20	0,21	0,20	0,19	0,17
MgO	12,39	9,52	11,41	16,30	6,83	8,02	17,08	12,00
CaO	14,03	11,57	13,19	10,03	13,10	12,40	10,44	12,55
Na ₂ O	1,33	3,84	2,21	1,75	2,82	2,28	1,75	1,82
K ₂ O	0,20	0,76	0,12	0,48	0,93	0,86	0,81	1,13
P ₂ O ₅	0,47	0,60	0,48	0,31	0,54	0,48	0,44	0,71
LOI	3,79	1,99	2,44	3,23	3,08	1,85	2,10	2,53
Tot	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
mg#	0,60	0,55	0,61	0,72	0,42	0,47	0,71	0,65
(ppm)								
Ni	214	54	167	520	1	41	363	99
Co	68	47	63	65	56	55	59	55
Cr	540	19	556	935	23	118	673	279
V	521	382	400	367	522	517	363	379
Sc	54	39	43	33	53	49	32	35
Pb	nd							
Rb	3	7	nd	7	20	14	38	27
Sr	1065	1106	724	671	1158	989	1071	1087
Ba	478	481	321	356	500	526	377	493
Zr	99	73	42	56	87	82	145	104
Hf	6,14	8,84	4,26	4,98	8,02	6,66	8,07	5,51
Nb	84,4	85,6	47,8	56,0	99,5	75,5	70,5	67,9
Ta	5,24	5,46	3,17	3,74	6,35	4,84	4,57	4,33
Th	5,14	5,51	2,69	3,65	6,63	5,20	4,72	3,80
U	1,70	1,72	0,88	1,05	1,86	1,51	1,50	1,15
Y	19,7	33,5	17,6	19,3	31,8	27,4	26,1	20,8
La	51,2	50,4	30,1	32,8	58,7	46,8	46,2	40,5
Ce	112	116	69,6	72,7	130	104	105	91,6
Pr	13,1	14,3	8,52	8,74	15,7	12,5	12,7	11,0
Nd	51,9	58,5	36,2	35,9	64,1	51,4	52,4	45,3
Sm	9,17	11,0	6,96	6,84	12,0	9,66	9,94	8,35
Eu	2,73	3,34	2,13	2,12	3,58	2,93	3,01	2,57
Gd	8,86	10,8	6,74	6,66	11,62	9,49	9,62	7,99
Tb	1,06	1,39	0,85	0,85	1,45	1,20	1,23	0,98
Dy	4,84	6,77	4,08	4,09	6,88	5,76	5,81	4,57
Hb	0,81	1,19	0,71	0,71	1,19	1,00	0,99	0,78
Er	2,12	3,21	1,89	1,91	3,12	2,67	2,54	2,06
Tm	0,24	0,39	0,23	0,23	0,37	0,32	0,29	0,24
Yb	1,41	2,37	1,34	1,36	2,16	1,93	1,71	1,43
Lu	0,18	0,32	0,18	0,18	0,29	0,26	0,22	0,19

Tutti gli elementi maggiori (wt% Ox) con alcuni elementi in tracce in ppm (Ni-Co-Cr-V-Sc-Pb-Rb-Sr-Ba-Zr) sono stati analizzati in XFR. Le altre tracce (riportate in ppm) sono state analizzate mediante tecnica ICP-MS (Hf-Nb-Ta-Th-U-Y-REE). Il valore della LOI (Loss On Ignition) è stato ricavato da analisi gravimetrica. Tutti i risultati analitici di fluorescenza sono stati ripercutati a "100" su base idrata.

$$mg\# = (Mg)/(Mg+Fe^{2+})$$

Il TiO_2 che definisce anche il grado di arricchimento meta somatico delle sorgenti, essendo un elemento fortemente incompatibile ed appartenente agli **HFSE** (denominati anche “elementi ad alta forza di campo”), risulta variabile per i campioni di Lalibela tra **3,09%** e **5,14%**, mentre per i magmi yemeniti di Manakhah esso varia tra **3,23%** e **5,11%**. Il tenore in allumina per i campioni etiopici è compreso tra **6,03%** e **9,59%**, mentre per quanto riguarda i campioni afferenti al Plateau Yemenita esso è variabile da **9,62%** e **13,34%**. La concentrazione di FeO_{tot} risulta variabile tra **12,74%** e **14,87%** per i campioni dell’Etiopia, mentre è compresa tra **11,88%** e **17,07%** per i campioni yemeniti. Il tenore in MgO è compreso per i campioni etiopici tra **11,85%** e **21,25%** dove i valori maggiori di questo parametro vengono riscontrati nelle picriti che si presentano maggiormente primarie rispetto ai basalti transazionali; il parametro $\text{mg}\# = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ risulta variabile tra **0,59** e **0,72** per le rocce totali dei campioni del Plateau Etiopico. Lo stesso parametro è caratterizzato da un maggiore intervallo di variazione compreso tra **0,42** e **0,72** per i basalti e le picriti del Plateau Yemenita, che allo stesso tempo mostrano concentrazioni di MgO comprese tra **6,83%** e **17,08%**. La concentrazione di calcio per le lave di plateau etiopiche si mostra variabile tra **7,81%** e **10,50%**, mentre varia tra **10,03%** e **14,03%** per i CFBs ad affinità HT2 dello Yemen. Dai dati analitici descritti in precedenza si può asserire che sia i magmi etiopici che quelli yemeniti derivino da sorgenti che hanno subito un notevole arricchimento metasomatico e tale processo è anche comprovato dalle elevate concentrazioni di elementi fortemente incompatibili come gli **LFSE** (Low Field Strength Elements – elementi a bassa forza di campo come K, Na, Rb, Sr, Ba ecc..) e gli **HFSE** (High Field Strength Elements – elementi ad alta forza di campo come Ti, P, Zr ecc..) e dalla natura idrata dei magmi stessi, notevolmente arricchiti in volatili.

Sono stati realizzati diversi diagrammi di variazione, noti come diagrammi di Harker, per confrontare la concentrazione degli elementi maggiori e minori analizzati (normalizzati a “100” su base anidra) con un elemento scelto come indice di differenziazione. Nei diagrammi tratti dai dati analitici da fluorescenza riportati di seguito in *Fig. 3.2*, è stato utilizzato il magnesio sotto forma di ossido (MgO) come indice di differenziazione allo scopo di dimostrare pertanto l’elevato grado di primarietà dei magmi esaminati.



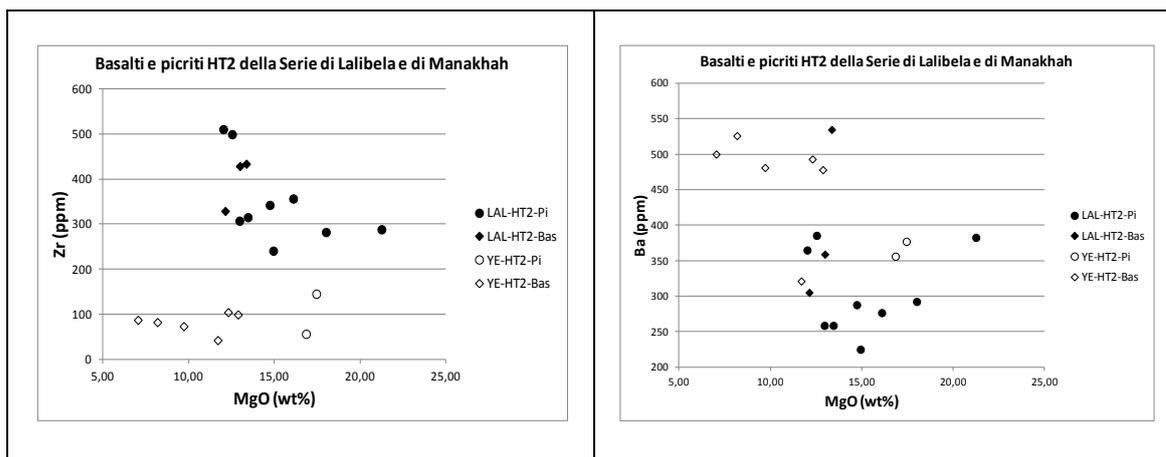


Fig. 3.2: Diagrammi di variazione di Harker degli elementi maggiori (wt% ossido) e minori (ppm) per i CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico) e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati relativi agli elementi maggiori sono ripercentati a "100" su base anidra, mentre gli elementi in tracce sono riportati in ppm e non sono normalizzati.

Dall'analisi dei diagrammi di variazione degli elementi maggiori relativamente all'abbondanza di MgO, si può osservare quanto segue:

Per quanto riguarda il diagramma di variazione MgO-SiO₂, si evince dal grafico che i campioni della Serie di Lalibela costituiscono un cluster caratterizzato da contenuti in silice maggiori rispetto a quelli dei campioni della Serie di Manakhah.

Dal diagramma MgO-TiO₂ si nota una spiccata correlazione inversa tra concentrazione di magnesio e contenuto di titanio; inoltre le picriti che presentano un'abbondanza maggiore di magnesio nei confronti dei basalti transizionali, denotano un arricchimento in titanio meno elevato sia per i CFBs dell'Etiopia che dello Yemen. Inoltre i basalti di plateau della Serie di Manakhah, presentano a parità di contenuto in titanio un tenore in magnesio minore; il maggiore contenuto in titanio dei basalti transizionali rispetto alle picriti è legato sia al maggior contenuto in spinelli titaniferi che alla maggiore abbondanza di clinopiroseni nella paragenesi.

Dal diagramma di variazione MgO-CaO, si può notare una più spiccata composizione calcica delle lave yemenite e corrispondentemente meno magnesiaca rispetto ai campioni della Serie di Lalibela. Un comportamento composizionale del tutto analogo ai precedenti si rinviene nel diagramma di variazione MgO-alcali (Na₂O + K₂O), nel quale si osserva una netta correlazione inversa tra i due parametri. Inoltre come si è

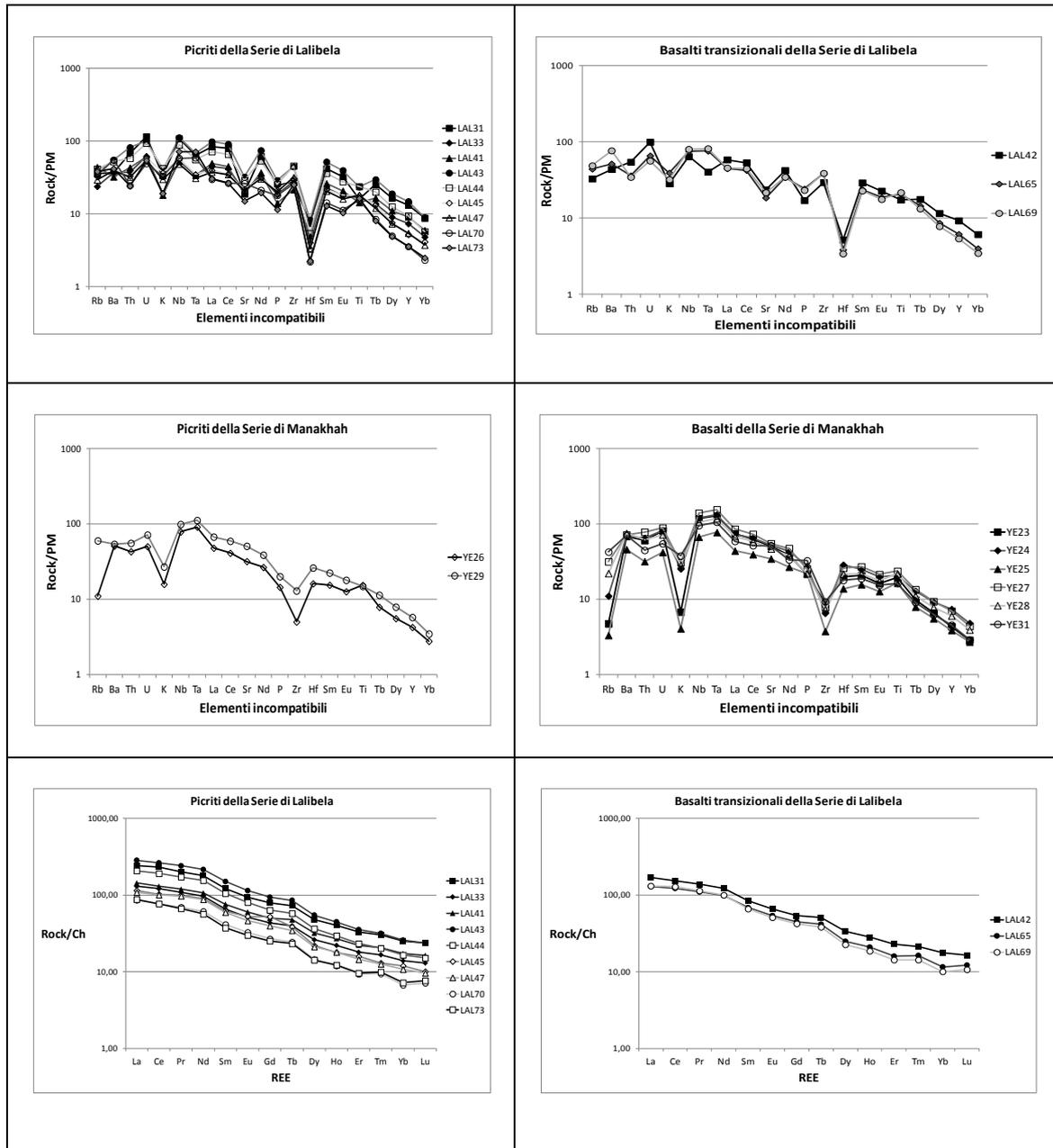
potuto riscontrare dall'analisi dei diagrammi precedenti le lave yemenite appaiono meno magnesiache e generalmente più alcaline rispetto a quelle etiopiche e tale caratteristica è supportata anche dal grafico TAS mostrato in precedenza. Le medesime considerazioni possono essere fatte per il grafico $MgO-Al_2O_3$ nel quale si riconosce una correlazione inversa tra il contenuto dei due ossidi, inoltre le picriti che presentano maggiori tenori di magnesio sono anche quelle meno alluminifere; anche in questo diagramma i magmi yemeniti costituiscono un cluster più alluminifero e meno magnesiaco rispetto ai magmi di plateau etiopici. Al contrario nel diagramma di variazione $MgO-Cr$, si riconosce una proporzionalità diretta in cui i campioni etiopici sono sia più magnesiaci che maggiormente cromiferi rispetto a quelli yemeniti. Le stesse considerazioni possono essere fatte per il diagramma $MgO-Ni$ che dimostra una netta proporzionalità diretta tra il contenuto di magnesio e l'arricchimento in nichel ed anche in questo caso le picriti sono caratterizzate da maggiore abbondanza in nichel rispetto ai basalti; analogamente anche i basalti di plateau etiopici complessivamente presentano contenuti di nichel superiori rispetto a quelli dei CFBs yemeniti. Per quanto riguarda il diagramma $MgO-V$ si può affermare che è presente una netta proporzionalità inversa con i basalti di plateau più magnesiaci, in particolare le picriti, contraddistinti da minori contenuti in vanadio rispetto alla maggior parte dei basalti, ma soprattutto in questo caso i CFBs yemeniti costituiscono un cluster caratterizzato da maggior tenore in vanadio rispetto ai magmi etiopici.

Dalla dettagliata osservazione del TAS e dei diagrammi di variazione si può affermare che i magmi di plateau continentale Etiopico-Yemenita presentino le caratteristiche di basalti tipici di ambiente geodinamico intraplacca continentale con caratteristiche seriali da sub-alcaline a transizionali per i CFBs della Serie di Lalibela, fino a leggermente alcalini ad affinità sodica per i basalti di plateau yemeniti, con composizioni tendenti a quelle delle isole oceaniche (OIB).

Cap.4 Geochimica degli elementi in tracce su roccia totale

I campioni selezionati (picriti e basalti transizionali della Serie di Lalibela, picriti e basalti della Serie di Manakhah), sono stati analizzati in spettrometria di plasma-massa (ICP-MS) presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Le metodologie analitiche verranno specificate nell'apposito capitolo dedicato alle strumentazioni di laboratorio. Sono stati selezionati per le procedure analitiche 12 campioni afferenti alla Serie Lalibela (Plateau Etiopico) costituiti da 9 picriti ultratitanifere HT2 (LAL31, LAL33, LAL41, LAL43, LAL44, LAL45, LAL47, LAL70, LAL73) e 3 basalti transizionali HT2 (LAL42, LAL65, LAL69) ed 8 facenti parte della Serie di Manakhah del Plateau Yemenita, rappresentati da 2 picriti HT2 (YE26, YE29) e 6 basalti HT2 (YE23, YE24, YE25, YE27, YE28, YE31). I suddetti campioni sono stati analizzati sotto forma di polveri precedentemente macinate e poi disciolte tramite attacchi acidi combinati a base di acido fluoridrico e nitrico ed i dati analitici successivamente ricavati tramite spettrometria ICP-MS sono stati riportati in ppm. I dati riferiti agli elementi in tracce incompatibili ed alle terre rare, analizzati con tecnica spettrometrica plasma-massa, sono stati inseriti in *Tab. 1a* e *Tab. 1b* a partire dall'Hf (HFSE) fino al Lu (HREE). Tali dati sono stati riportati all'interno di due diagrammi dove i valori degli incompatibili vengono normalizzati al mantello primordiale (PM) e le REE alle condriti (Ch), rispettivamente. Nel primo di questi diagrammi sono stati inseriti gli elementi in tracce intercalati ad alcuni elementi maggiori particolarmente incompatibili sulle ascisse, mentre sulla retta delle ordinate è stato inserito il valore di concentrazione degli elementi incompatibili selezionati, normalizzato all'abbondanza degli stessi nel mantello primordiale (*Sun e McDonough, 1989*), ossia precedente alla differenziazione della crosta terrestre rispetto al mantello. Lo spider-diagram è di tipo semilogaritmico e gli elementi incompatibili, per la maggior parte in tracce, vengono riportati in ordine di incompatibilità decrescente a partire dall'origine degli assi e comprendono gli elementi a bassa forza di campo (Low Field Strength Elements – LFSE e Large Ion Lithophile Elements – LILE: elementi litofili quali il Rb, il K, il Ba, l'U ed il Th), le terre rare leggere (Light Rare Earth Elements – LREE), intermedie (Medium Rare Earth Elements) e le terre rare pesanti (Heavy Rare Earth Elements – HREE) e gli elementi ad alta forza di campo (High Field Strength Elements – HFSE) come Nb, Hf, Ta, P, Zr, Ti.

Un diagramma di distribuzione, anch'esso semi-logaritmico, riporta i valori di concentrazione delle terre rare normalizzate alle condriti (*McDonough & Sun, 1995*). Le terre rare sono disposte sulle ascisse in ordine sia di incompatibilità decrescente che di peso atomico crescente. I pattern che illustrano il comportamento delle terre rare assieme agli spider-diagrams degli elementi incompatibili sono riportati in *Fig. 4.1*.



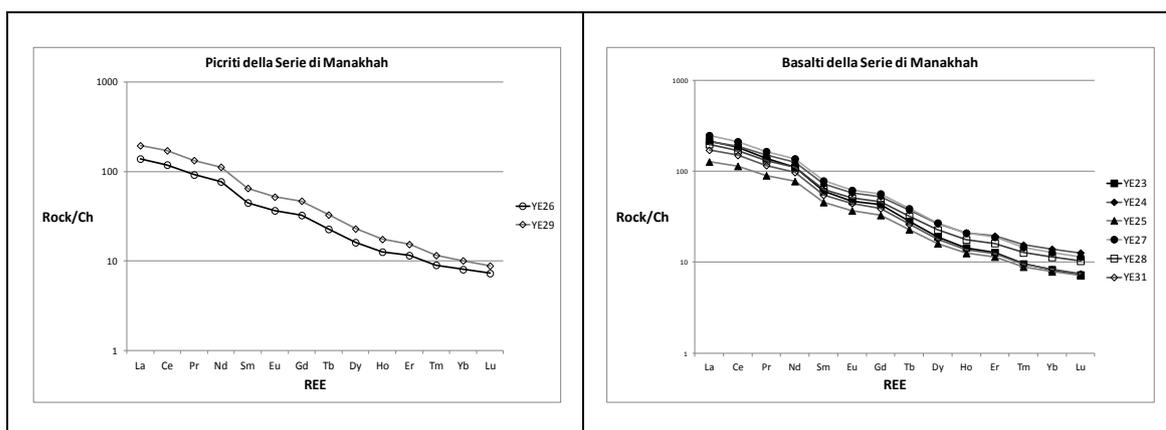


Fig. 4.1: Spider-diagrams degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (PM) e diagrammi di distribuzione delle terre rare (REE) normalizzate alle condriti (Ch) per i CFBS della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico) e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I fattori di normalizzazione sono tratti da: Sun & McDonough (1989) per la normalizzazione (Rock/PM) e da McDonough & Sun (1995) per la normalizzazione (Rock/Ch).

I pattern degli elementi incompatibili delle lave basaltiche e picritiche della Serie di Lalibela sono caratterizzati da un maggiore arricchimento in elementi LFSE anche nei campioni con maggiore grado di primarietà. Analizzando la distribuzione del pattern che prende in considerazione gli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale, si evince che la concentrazione degli elementi considerati è variabile da un valore pari a circa 5 volte il mantello primordiale (comunque nettamente superiore ad 1PM) fino a circa 100PM. Inoltre si possono identificare anomalie negative in Rb, K, Sr, P ed Hf ed in taluni campioni picritici si può notare anche un impoverimento in Th ed in Eu; si registrano, inoltre, evidenti anomalie positive in U, Nb, La, Nd, Zr e Sm ed una non sempre spiccata anomalia in Ba, valida soltanto per alcuni campioni sia basaltici che picritici. L'anomalia positiva in Nb non è molto marcata nei basalti transizionali e spesso risulta assente. Per la maggior parte dei campioni sia picritici che basaltici si evince un'anomalia piuttosto marcata in Ti, uno degli HFSE che si presenta più arricchito in seguito ai processi meta somatici della sorgente. L'andamento degli elementi incompatibili è caratterizzato da una cuspide con il punto culminale centrato in corrispondenza dell'U ed un secondo apice centrato sul Nb-Ta appartenenti agli HFSE; infine il trend diviene successivamente discendente a partire dalle terre rare leggere (che si presentano notevolmente arricchite) verso le terre rare pesanti ed altri elementi meno

incompatibili appartenenti al gruppo degli HFSE. Per quanto riguarda il pattern delle terre rare, si osserva una concentrazione degli elementi delle terre rare analizzate compresa tra un valore inferiore o equivalente a 10 condritico fino a superiore a 100 CH (in particolare per le picriti); inoltre si nota un evidente frazionamento tra le terre rare leggere più incompatibili e le terre rare pesanti meno incompatibili (LREE/HREE) che si evince dallo spiccato andamento discendente dal La al Lu. La distribuzione del pattern delle terre rare si mostra inoltre privo di marcate anomalie escludendo un leggero impoverimento in Yb. Il netto frazionamento è correlato ad un arricchimento metasomatico delle sorgenti di questi magmi in terre rare più incompatibili (LREE) ed è dimostrato dal rapporto La_N/Yb_N variabile tra **8,34** e **13,11**. Invece il rapporto La_N/Nd_N risulta compreso tra **1,24** ed **1,55**, testimoniando una lieve predominanza delle terre rare leggere rispetto a quelle intermedie. Per quanto riguarda la distribuzione in termini di abbondanza relativa all'interno delle LREE, il rapporto normalizzato La_N/Ce_N varia tra **1,02** ed **1,14** indicando un frazionamento quasi assente tra gli elementi appartenenti alle terre rare leggere. Infine il valore del rapporto Nd_N/Yb_N che presenta una funzione ed un significato analoghi a quello del rapporto La_N/Yb_N ai fini della valutazione dell'entità del frazionamento delle terre rare in termini di rapporto LREE/HREE, presenta una variabilità compresa tra **6,18** e **9,96**.

Per quanto concerne i campioni del Plateau Yemenita (appartenenti alla Serie di Manakhah), dall'osservazione dello spiderdiagram degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*), si evince che il pattern di concentrazione degli elementi incompatibili (che prende in considerazione LFSE, HFSE e terre rare) è caratterizzato da un trend variabile da inferiore a 10 PM (in particolare per i basalti) a maggiore di 100 PM; inoltre si può riconoscere un andamento simile a quello delle lave etiopiche esaminate con due convessità molto nette centrate rispettivamente su Ba ed U (LFSE) ed in corrispondenza della coppia Nb-Ta (HFSE); mentre a partire dalle LREE, notevolmente arricchite, si riscontra un pattern discendente fino alle terre rare pesanti, non privo di anomalie; infatti si possono riconoscere ben distinte anomalie negative in Rb, K, Zr ed Eu (quest'ultima non era presente all'interno del pattern degli elementi incompatibili delle lave della Serie di Lalibela) ed una meno marcata in Th, che non è riscontrabile in tutti i campioni esaminati. Si osservano, infine, marcati arricchimenti ed anomalie positive in Ba (non sempre evidenti in tutti i campioni), U, Ta, Ti ed Hf (solo per taluni basalti più alcalini).

Nel diagramma di distribuzione delle terre rare normalizzate alle condriti (*McDonough & Sun, 1995*) si riscontra, analogamente a quanto precedentemente descritto per i campioni etiopici, un pattern notevolmente discendente in seguito al cospicuo frazionamento delle LREE rispetto alle HREE privo di anomalie nette; questo caratteristico andamento è dimostrato dal rapporto La_N/Yb_N che risulta compreso tra **15,25** e **26,02** per le lave picritiche e basaltiche della Serie Manakhah del Plateau Yemenita, indicando un deciso frazionamento delle terre rare in questi basalti di plateau continentale, giustificato da un superiore arricchimento in LREE rispetto ai CFBs della Serie di Lalibela. Infatti anche il rapporto La_N/Nd_N è maggiore rispetto a quello riscontrato nei CFBs della Serie di Lalibela essendo compreso tra **1,64** ed **1,94**. Il valore del rapporto Nd_N/Yb_N , rilevante ai fini della valutazione dell'entità del frazionamento delle terre rare intermedie rispetto a quelle pesanti, mostra una variabilità compresa tra **8,99** e **13,39**, dimostrando un notevole impoverimento in HREE più compatibili. Il rapporto La_N/Ce_N per evidenziare il rapporto di variazione all'interno del gruppo delle terre rare leggere più incompatibili, infine, si presenta compreso tra **1,12** ed **1,18**. In base alla descrizione dei pattern sia degli elementi incompatibili che delle terre rare si può affermare che sia i CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Etiopico) che della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita) sono riconducibili a basalti di plateau intraplacca continentale (WPB – Within-Plate Basalts) con anomalie caratteristiche e tipici trend riferibili ad un ambiente geodinamico con affinità (in particolare per le serie transizionali) di tipo OIB (Ocean Island Basalts).

Cap. 5 Geochimica degli elementi maggiori “in situ” nelle fasi minerali

Tramite l'utilizzo della tecnica di microsonda elettronica (EMPA) sono state rilevate le concentrazioni in ossidi degli elementi maggiori e successivamente calcolati gli a.f.u. (atomi per unità di formula) dei diversi elementi, all'interno delle fasi minerali costituenti i basalti di plateau ad affinità HT2 (CFBs) della Serie di Lalibela e di Manakhah. Sono state analizzate le sezioni sottili di 10 campioni di basalti e picriti HT2 dell'Etiopia e di 2 campioni yemeniti secondo le specifiche tecniche analitiche in seguito trattate nella sezione relativa alle strumentazioni finalizzate alle analisi chimiche di laboratorio. Le analisi sono state condotte presso il Laboratorio di micro-analisi dell'IGG-CNR del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Padova.

Par.5.1 Olivine

Sono state effettuate analisi di microsonda di 10 sezioni sottili, delle quali 7 picriti HT2 (LAL31, LAL41, LAL43, LAL44, LAL45, LAL70 e LAL73) e 3 basalti transizionali ultratitaniferi (LAL42, LAL65, LAL69) appartenenti alla Serie di Lalibela (Plateau Etiopico) per un totale di 50 siti analitici relativi unicamente al Plateau Etiopico.

Da quanto riportato in *Tab. 8a* nella sezione “*Appendice*” si può osservare che le olivine delle sezioni appartenenti alla serie di Lalibela presentano un tenore in SiO₂ che varia da **37,88%** a **41,23%**, un contenuto in FeO_{tot} compreso tra **9,33%** e **21,20%** per le picriti e tra **9,96%** e **19,90%** per i basalti transizionali ed una concentrazione di MgO variabile da **38,65%** a **49,50%** per le lave picritiche e tra **41,02%** e **49,40%** per quanto riguarda i basalti transizionali.

Il contenuto in forsterite nei campioni afferenti alla Serie di Lalibela del Plateau Etiopico (*Fig. 5b*) si presenta variabile da **Fo=76,47** a **Fo=90,43**. Nelle picriti si riscontra generalmente, inoltre, un valore superiore del contenuto di forsterite dell'olivina (che può oltrepassare “90”) rispetto a quello dei basalti transizionali come si evince dalla *Tab. 8a*. Inoltre i valori più bassi riscontrati in corrispondenza dei margini dei fenocristalli di olivina sono probabilmente relazionabili a gradi di cristallizzazione

più avanzata durante il processo di frazionamento; infatti in molti cristalli analizzati, spostandosi dai bordi verso il nucleo del minerale, aumenta il contenuto in forsterite.

Per quanto riguarda le analisi EMPA delle sezioni afferenti al Plateau Yemenita (Serie di Manakhah), sono stati effettuati 14 siti analitici di 2 sezioni sottili di lave picritiche HT2 (YE26, YE29). I fenocristalli di olivina della Serie di Manakhah (*Tab. 8b*) presentano una concentrazione di SiO₂ variabile da **38,84%** a **41,28%**, un contenuto in FeOtot compreso tra **10,60%** e **19,34%** ed un tenore in MgO variabile da **40,99%** a **49,81%**.

Il contenuto di forsterite (*Fig. 5.1b*) riscontrato nelle olivine cristallizzate nelle picriti di Manakhah, si presenta variabile da **Fo=79,07** a **Fo=89,34**. Analogamente a quanto riscontrato dall'analisi delle olivine contenute nelle lave della Serie di Lalibela, in corrispondenza del nucleo dei cristalli si può registrare un valore superiore del tenore di forsterite rispetto ai bordi. Il carattere meno magnesiaco e mediamente più ferrifero dei CFBs yemeniti rispetto a quelli etiopici è in perfetto accordo con il contenuto di forsterite delle rispettive olivine.

Par.5.2 Clinopiroseni

Sono stati effettuati 36 siti analitici di microsonda di 10 sezioni sottili di lave picritiche e basaltiche HT2, di cui 7 picriti ultratitanifere (LAL31, LAL41, LAL43, LAL44, LAL45, LAL70 e LAL73) e 3 basalti (LAL42, LAL65, LAL69) appartenenti alla Serie di Lalibela. I clinopiroseni dei magmi HT2 analizzati si presentano notevolmente magnesiaci ed occupano un'area ben distinta nel diagramma composizionale dei pirosseni introdotto da *Morimoto* nel 1988 (*Fig. 5.1a*)

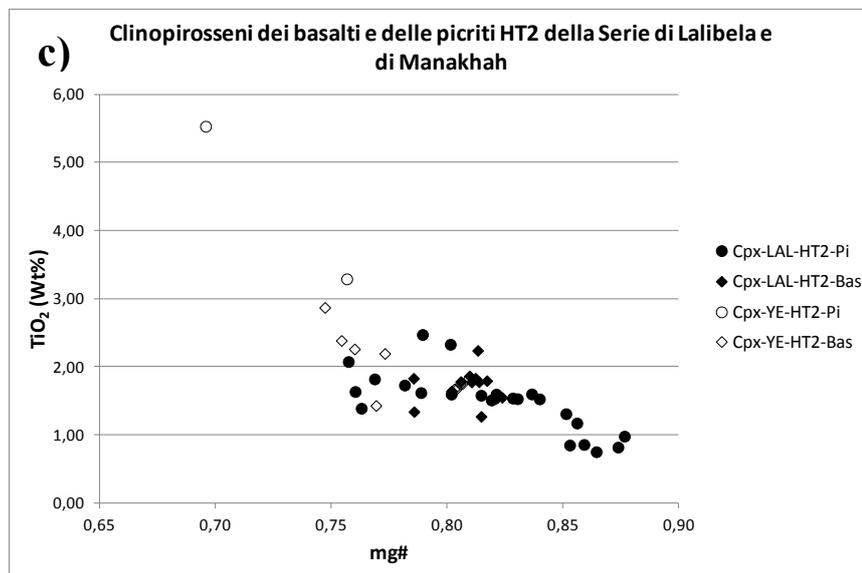
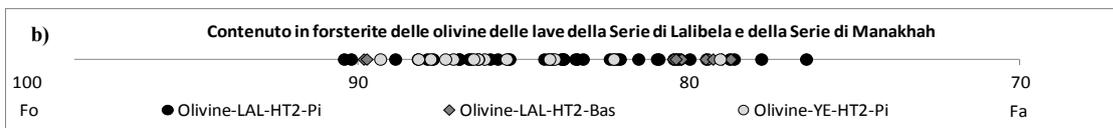
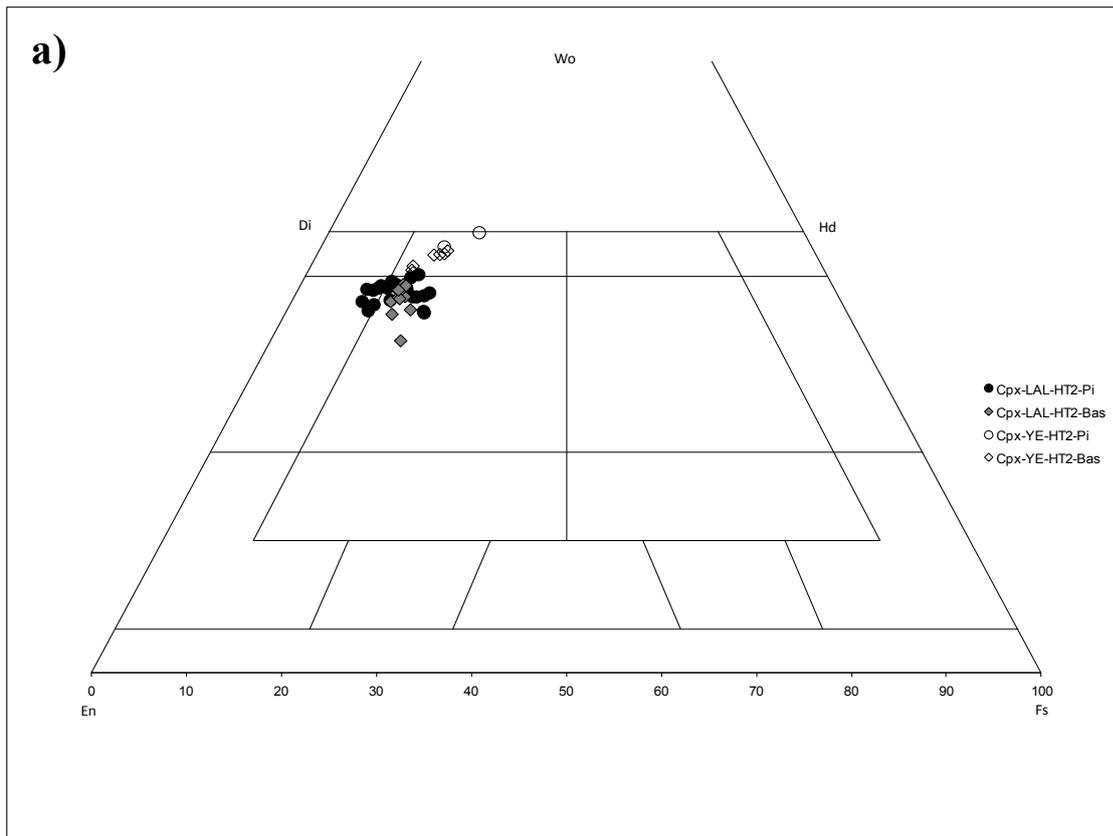


Fig. 5.1: (a) Quadrilatero dei pirosseni (mol%) dei CFBS della Serie di Lalibela e Manakhah (b) Variazione composizionale dei fenocristalli di olivina dei CFBS del Plateau Nord-Etiopico e Yemenita. En, enstatite; Fs, ferrosilite; Wo, wollastonite; Fo, forsterite (c) Diagramma di correlazione $TiO_2 - mg\#$ dei fenocristalli di clinopirosseno dei CFBS della Serie di Lalibela e Manakhah; $mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

Dalla *Tab. 9a* nella sezione “*Appendice*”, si evince che il parametro $mg\#$ ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) dei Cpx analizzati varia tra **0,76** e **0,88**, con valori generalmente superiori nelle picriti rispetto ai basalti transizionali, in particolare i campioni picritici (LAL44 e LAL41) presentano i più elevati valori del parametro differenziativo $mg\#$ ed inoltre le analisi effettuate per la maggioranza in corrispondenza dei nuclei delle fasi cristalline mostrano valori di $mg\#$ più alti rispetto a quelle più prossime al bordo. Il tenore in MgO delle fasi analizzate varia da **14,71%** a **18,13%**, mentre per quanto riguarda il tenore in silice, esso è compreso tra **48,69%** e **52,78%**, il contenuto di CaO risulta variabile da **18,59%** a **21,95%**, la concentrazione di FeOtot, invece, è abbastanza ridotta con valori che si attestano tra **4,42%** e **8,71%**. La concentrazione di Cr_2O_3 è variabile tra **0,06%** e **1,18%** con un $cr\#$ ($Cr/Cr+Al$) interessato da una sensibile variazione composizionale compresa tra **0,01** fino a **0,34**, mentre il contenuto di TiO_2 presenta valori molto elevati ed altresì compresi tra **0,75%** e **2,47%**, confermando il carattere titanifero delle lave includenti; infine l'allumina (Al_2O_3) risulta compresa tra **1,19%** e **4,43%**.

La classificazione composizionale dei clinopiroseni (*Fig. 5.1a*) della Serie di Lalibela permette di classificarli come **titano-augiti (En: 44-51; Fs: 4-12; Wo: 38-47)**.

Sono stati eseguiti altresì 12 siti analitici EMPA di 2 sezioni sottili (1 basalto YE28 ed 1 picrite YE29) di tipologia HT2 appartenenti alla Serie di Manakhah. I clinopiroseni dei magmi HT2 yemeniti (*Tab. 9b*) analizzati si presentano meno magnesiaci rispetto a quelli della Serie di Lalibela; in questo caso l' $mg\#$ dei Cpx, infatti, è variabile tra **0,70** e **0,81**, con una concentrazione di MgO associata variabile da **11,06%** a **15,35%**. Per quanto riguarda il contenuto in SiO_2 , esso è compreso tra **41,26%** e **50,11%**, la concentrazione di CaO è più elevata in confronto a quella dei Cpx della Serie di Lalibela e risulta altresì variabile da **22,00%** a **22,83%**; tuttavia questi clinopiroseni sono caratterizzati da un generale maggiore arricchimento in ferro, considerando che la concentrazione di FeOtot è variabile da **6,37%** a **8,62%**. Il TiO_2 mostra invece valori compresi tra **1,43%** e **5,53%**, in accordo con le caratteristiche ultra-titanifere delle lave yemenite con un arricchimento in titanio superiore rispetto a quelle della Serie di Lalibela, il contenuto in Cr_2O_3 , molto ridotto se confrontato con quello dei Cpx della Serie di Lalibela, varia tra **0,00%** e **0,18%**; infine l' Al_2O_3 risulta variabile da **3,25%** a **9,40%**. In conclusione si può affermare che la composizione di questi Cpx risulti più evoluta rispetto a quella dei clinopiroseni delle lave di Lalibela.

La classificazione composizionale dei clinopiroseni della Serie di Manakhah (*Fig. 5.1a*) consente di caratterizzarli come **titano-saliti** (**En: 38-46; Fs: 4-8; Wo: 47-55**) con una maggiore componente wollastonitica rispetto ai clinopiroseni delle lave etiopiche, collegata alla maggiore abbondanza di calcio. In base al diagramma di variazione mg# - TiO₂ nei fenocristalli dei clinopiroseni delle lave della Serie di Lalibela e Manakhah (*Fig. 5.1c*), si osserva che maggiore è il valore dell'mg#, minore risulta il contenuto in titanio dei Cpx, come si è notato nei diagrammi di variazione degli elementi maggiori su roccia totale. I due elementi sono legati da correlazione inversa, perciò le fasi più magnesiache sono quelle meno titanifere ed infatti la maggior parte dei clinopiroseni delle picriti sono caratterizzati da un minor arricchimento in titanio rispetto ai basalti. Inoltre i clinopiroseni di tutti i campioni yemeniti si presentano meno magnesiaci rispetto a quelli della Serie di Lalibela e a ciò corrisponde un maggior arricchimento in titanio. Di seguito vengono mostrati altri diagrammi di variazione che prendono in considerazione i rapporti relativi dei cationi a.f.u. dei clinopiroseni (*Fig. 5.2*).

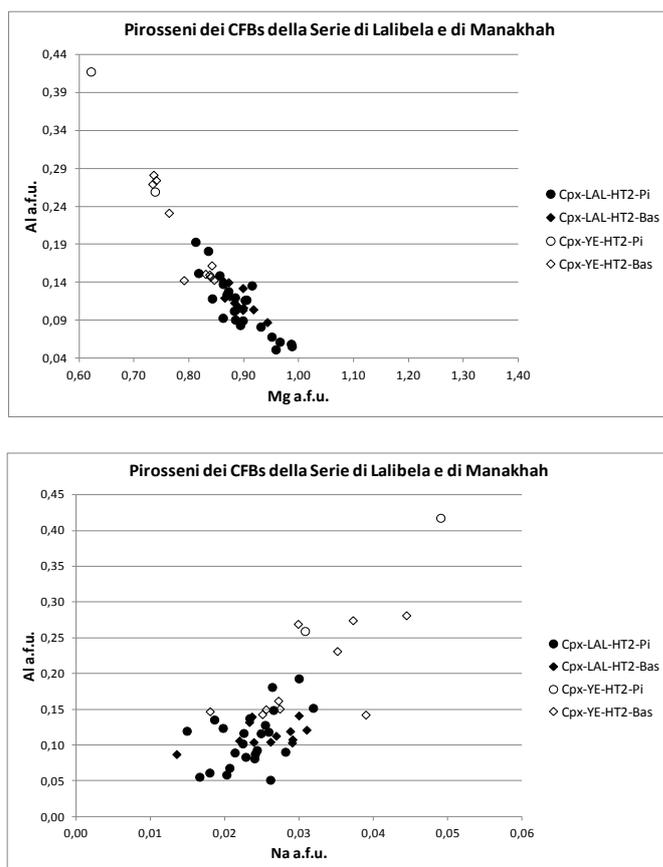


Fig. 5.2: Diagrammi composizionali dei clinopiroseni dei CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico) e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita)

In particolare dall'osservazione del grafico Mg a.f.u. – Al a.f.u., si riscontra una netta proporzionalità inversa tra i due cationi. Il trend delle fasi di clinopirosseno delle lave yemenite costituisce un cluster più alluminifero rispetto ai Cpx della Serie di Lalibela. Per quanto riguarda invece il diagramma Na a.f.u. - Al a.f.u., si può notare un trend evolutivo molto marcato, caratterizzato da una correlazione diretta tra il contenuto di alluminio e quello di sodio; infatti con il procedere della differenziazione simultaneamente ad un aumento della concentrazione dell'alluminio si verifica anche una contemporanea crescita del sodio. In particolare pur non riuscendo a distinguere un cluster picritico da uno basaltico, è possibile affermare che i Cpx delle lave yemenite risultano più alluminiferi, ma anche maggiormente alcalini rispetto a quelli delle lave etiopiche.

Par.5.3 Feldspati alcalini e Plagioclasì

Per quanto riguarda i CFBs della Serie di Lalibela, sono stati effettuati 13 siti-analisi di microsonda (6 fasi di feldspato alcalino e 7 fasi di plagioclasio) di 2 campioni picritici HT2 (LAL44, LAL70) e di 1 basalto ultratitanifero (LAL42).

Per quanto riguarda i feldspati alcalini (*Tab. 10a* nella sezione “Appendice”), si può osservare che il tenore in SiO₂ si presenti variabile tra **63,15%** e **67,01%**, la concentrazione di alluminio, invece, si attesta tra **19,51%** e **22,00%**, mentre il tenore in K₂O risulta compreso tra **3,41%** ed **8,23%**, il contenuto di Na₂O è altresì variabile tra **5,40%** e **7,29%** ed infine il contenuto di CaO risulta compreso tra **0,74%** e **3,07%**.

Dal punto di vista composizionale, i feldspati alcalini (analizzati esclusivamente nelle lave picritiche - LAL44,LAL70) sono caratterizzati da una concentrazione di albite (Ab) compresa tra **48,11%** e **64,91%**, un contenuto in ortoclasio (Or) variabile tra **19,98%** e **48,25%** ed un tenore in anortite (An) variabile tra **3,64%** e **15,11%**. In base a queste composizioni chimiche, utilizzando il diagramma classificativo dei feldspati riportato in *Fig. 5.3*, si può affermare che, ad eccezione di una fase (che può essere descritta come **anortoclasio**), i feldspati alcalini esaminati possono essere interamente classificati come **Na-sanidino**. Per quanto riguarda i plagioclasì della Serie di Lalibela (*Tab. 10a*), si può osservare che il tenore in SiO₂ nelle fasi analizzate si presenti variabile tra **52,50%** e **59,37%**, la concentrazione di alluminio si attesta, invece, tra **24,96%** e

29,43%, mentre il contenuto di CaO è compreso tra 7,54% ed 11,86%, la concentrazione di Na₂O è variabile tra 4,16% e 6,50% ed infine il tenore in K₂O risulta compreso tra 0,38% ed 1,44%.

Dal punto di vista composizionale, i plagioclasti analizzati (appartenenti sia alle picriti che alle lave basaltiche – LAL42, LAL70) sono caratterizzati da una concentrazione di albite (Ab) compresa tra 38,66% e 57,66%, un contenuto in ortoclasio (Or) variabile tra 2,32% ed 8,71% ed un tenore in anortite (An) che varia da 37,84% a 59,01%. Utilizzando il diagramma classificativo dei feldspati riportato in Fig. 5.3, si può affermare che i plagioclasti esaminati possono essere identificati come **andesine** e **labradoriti**, con una netta prevalenza di quest'ultima composizione.

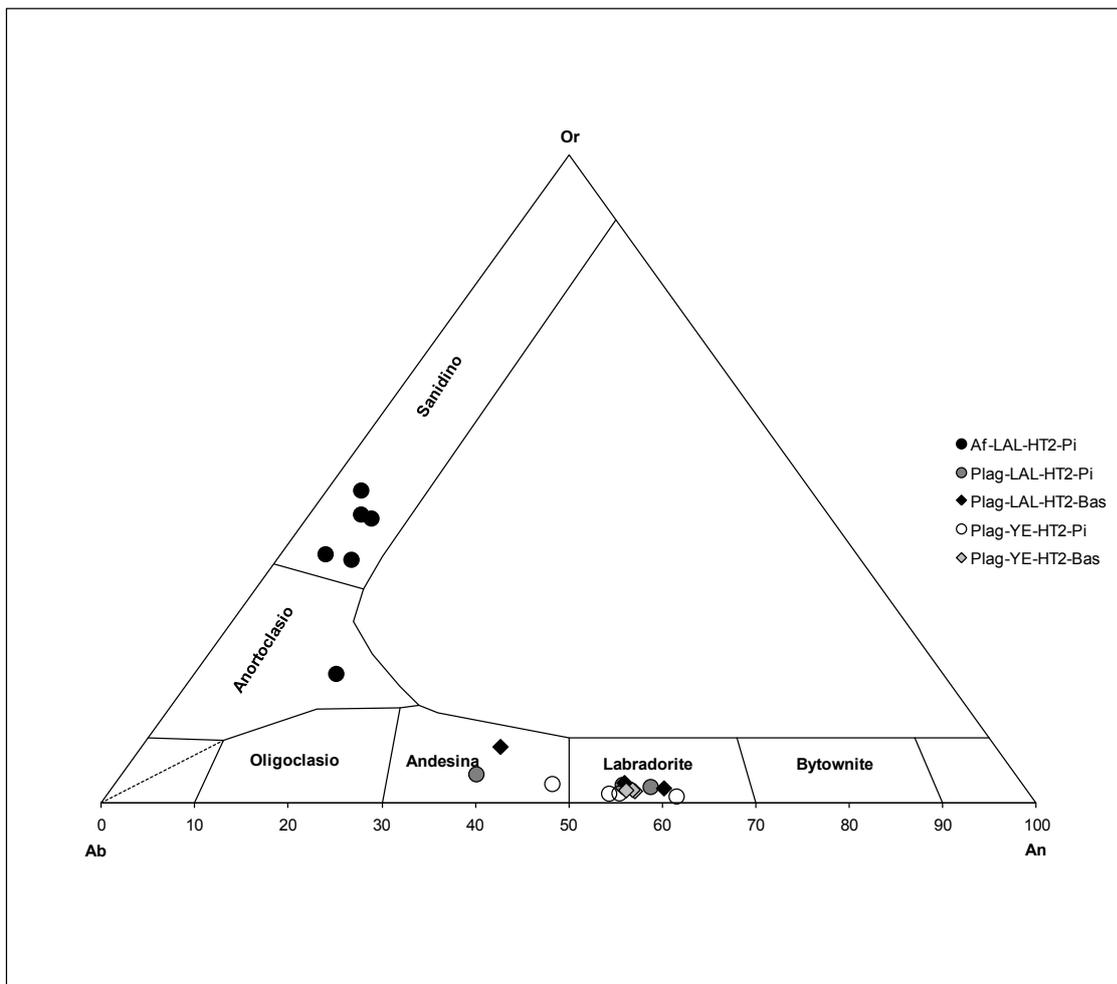


Fig. 5.3: Diagramma ternario Or-Ab-An dei feldspati dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e Yemenita. Or, ortoclasio; Ab, albite; An, anortite.

Sono stati altresì indagati 7 siti analitici di microsonda comprendenti fasi plagioclastiche di 2 campioni picritici HT2 (YE26, YE29) e di uno basaltico transizionale HT2 (YE28) afferenti alla Serie di Manakhah (Plateau Yemenita).

Il tenore in silice dei plagioclasti (*Tab. 10b*) è variabile tra **51,98%** e **54,42%**, mentre il contenuto di allumina (Al_2O_3) risulta compreso tra **22,31%** e **29,72%**. Per quanto riguarda gli elementi alcalini ed alcalino-terrosi, la concentrazione di CaO si presenta molto elevata e risulta compresa tra **10,55%** e **12,61%**, il contenuto di Na_2O è invece compreso tra **4,34%** e **6,27%**; il tenore in K_2O , infine, è compreso tra **0,19%** e **0,57%**.

Dal punto di vista composizionale i plagioclasti analizzati sono stati classificati in base al diagramma dei feldspati già descritto in precedenza (*Fig. 5.3*) e sono caratterizzati dai range di variazione composizionali seguenti: **Or = 1,07% - 3,00%**; **Ab = 37,95% - 50,28%**; **An = 46,72% - 60,98%**. In base a queste caratteristiche è possibile distinguere i plagioclasti in termini **andesinici** e **labradoritici**, sebbene la quasi totalità delle fasi sia ascrivibile alla seconda categoria, ad eccezione una fase andesinica contenuta in una picrite.

Par.5.4 Ossidi ferro-titaniferi

Par.5.4.1 Spinelli

Sono stati individuati 15 siti analitici di 4 sezioni sottili comprendenti 3 campioni di picriti (LAL44 - LAL70 - LAL73) ed 1 basalto transizionale (LAL42) di tipo HT2 appartenenti alla Serie di Lalibela. Le fasi minerali costituite da ossidi ferro-titaniferi e cromiferi di forma più o meno arrotondata sono stati identificati come **titano-magnetiti** e **cromiti**, distinti in base ad un criterio composizionale basato sul triangolo classificativo di *Stevens & Johnston (1944)*, riportato in *Fig. 5.4*, che considera le proporzioni dei cationi Al, Fe^{2+} e Fe^{3+} , Ti e Cr che costituiscono le componenti spinello s.s, magnetite, ulvospinello e cromite. In particolare gli spinelli titanio-magnetitici sono rappresentati da magnetiti con una concentrazione elevata della componente ulvospinello (fase titanifera), mentre le cromiti sono costituite dalla molecola cromifera (Cr_2O_3 FeO). Le Ti-magnetiti dal punto di vista composizionale sono caratterizzate da

una concentrazione della componente **ulvospinello** variabile tra **19,55%** e **22,67%**, da un intervallo di variazione della componente **spinello** compreso tra **4,92%** e **6,56%**, da un contenuto di molecola **cromitica** variabile tra **1,10%** e **13,59%** ed infine da un contenuto di **magnetite** variabile da **57,19%** a **71,88%**. Gli spinelli cromitici, al contrario, sono caratterizzati dagli intervalli composizionali seguenti: **ulvospinello** compreso tra **9,46%** e **21,30%**, **spinello** compreso tra **10,25%** e **19,20%**, **cromite** variabile tra **32,18%** e **58,46%** ed infine **magnetite** variabile da **15,67%** a **35,80%**. Inoltre è stato osservato che mentre gli spinelli titanio-magnetitici si presentano in prevalenza sotto forma di microcristalli immersi nella pasta di fondo, al contrario le cromiti sono distribuite prevalentemente come inclusi all'interno dei fenocristalli di olivina, ad eccezione di tre micro-fenocristalli cromitici immersi nella pasta di fondo (Cr42-3a1, Cr73-3-4, Cr73-1a1).

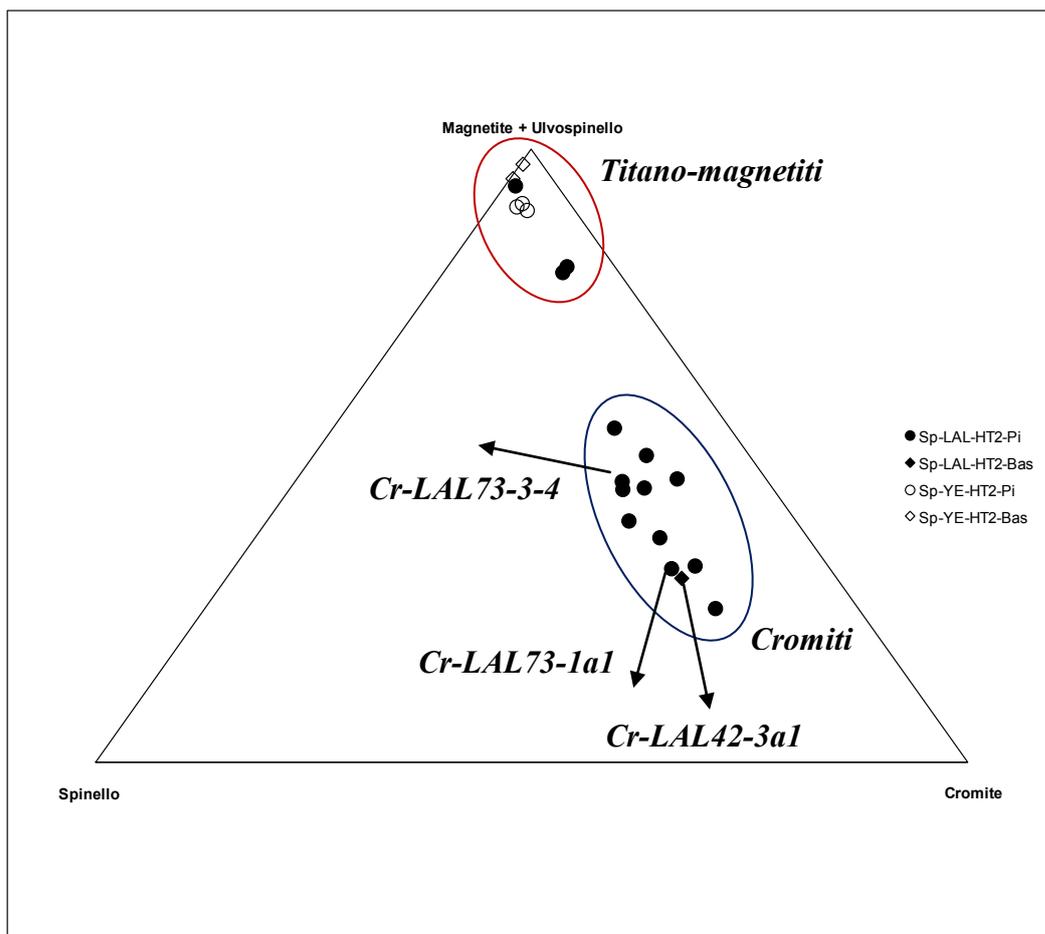


Fig. 5.4: Diagramma triangolare di Stevens & Johnston (1944) modificato per la classificazione degli spinelli dei CFBs della Serie di Lalibela e Manakhah.

Per quanto riguarda la caratterizzazione chimica degli elementi maggiori costituenti gli spinelli titanio-magnetitici delle lave della Serie di Lalibela (*Tab. 11a*), la concentrazione in FeOtot è compresa tra **71,04%** ed **80,09%**, il contenuto in titanio è altresì variabile da **6,98%** ad **8,21%**, il tenore in alluminio (Al_2O_3) si presenta compreso tra **2,19%** e **3,03%**, la concentrazione in Cr_2O_3 è variabile tra **0,73%** e **9,36%** con un cr# caratterizzato da un ampio intervallo di variabilità che si attesta su valori compresi tra **0,18** e **0,71**; infine il tenore in MgO è contraddistinto da un intervallo di concentrazione variabile tra **1,67%** e **3,14%**, al quale è associato un mg# compreso tra **0,04** e **0,07**.

Gli spinelli cromitici, invece, sono contraddistinti da una concentrazione di Cr_2O_3 variabile tra **23,35%** e **45,01%**, al quale corrisponde un cr# notevolmente elevato compreso tra **0,68** e **0,81**. Il tenore in TiO_2 si presenta variabile tra **3,83%** ed **8,52%**, mentre il contenuto di allumina è compreso tra **4,96%** e **9,77%** e la concentrazione di FeOtot si presenta variabile da **30,62%** a **53,83%**; infine il contenuto di magnesio è compreso tra **5,97%** ed **11,43%**, con un mg# associato variabile tra **0,17** e **0,40**.

Sono state inoltre condotte ulteriori analisi EMPA degli spinelli (5 siti analitici) contenuti in un campione picritico (YE29) ed in uno basaltico (YE28) appartenenti alla Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). Gli spinelli analizzati in microsonda elettronica sono stati identificati, mediante il diagramma classificativo triangolare modificato di Stevens & Johnston (*Fig. 5.4*), come **Titano-Magnetiti** caratterizzate da una concentrazione della componente **ulvospinello** compresa tra **31,44%** e **76,42%**, da un intervallo di variazione della componente **spinello** compreso tra **2,30%** e **6,48%**, da un contenuto di **cromite** variabile tra **0,19%** e **4,44%** ed infine da una quantità di molecola **magnetitica** variabile da **20,03%** a **63,72%**. Tutte le titanio-magnetiti sono distribuite all'interno della pasta di fondo microcristallina.

La concentrazione in FeOtot delle titanio-magnetiti delle lave yemenite (*Tab. 11b*) è compresa tra **60,31%** e **74,38%**, il contenuto in titanio è variabile da **10,29%** a **24,04%** ed il tenore in MgO è compreso tra **0,19%** e **2,37%** con un mg# associato che si presenta variabile tra **0,01** e **0,06**. Queste caratteristiche chimiche attestano una composizione chimica degli spinelli delle lave yemenite piuttosto ferrifera che magnesiacca ed inoltre anche più titanifera. La concentrazione in Cr_2O_3 , invece, si mostra compresa tra **0,11%** a **2,94%** ed il cr# varia tra **0,05** e **0,44**. Infine la concentrazione di Al_2O_3 è compresa tra **0,91%** e **2,77%**.

Par.5.4.2 Ilmeniti

Sono stati esaminati 6 siti relativi a 2 campioni di lave HT2 della Serie di Lalibela, un basalto transizionale (LAL42) ed una picrite (LAL70) contenenti ossidi ferro-titaniferi descritti in base al caratteristico abito allungato tabulare ed all'analisi composizionale di microsonda come ilmeniti.

Le fasi ilmenitiche analizzate in microsonda (*Tab. 12* in Appendice) sono caratterizzate da una concentrazione di TiO_2 molto elevata e compresa tra **47,04%** e **60,95%**. Il contenuto in FeO_{tot} varia da **24,56%** a **46,90%**, il tenore in MgO risulta compreso tra **1,69%** e **7,68%** ed infine l'allumina è variabile tra **0,49%** ed **1,15%**. In particolare il campione picritico (LAL70) è caratterizzato da fasi ilmenitiche notevolmente più arricchite in titanio, con maggiori concentrazioni di magnesio, ma allo stesso tempo molto più impoverite in ferro.

Par.5.5 Fasi idrate

Par.5.5.1 Miche

Sono stati effettuati 8 siti analitici di microsonda di 1 campione picritico ultratitanifero ad affinità HT2 (LAL70), appartenente alla Serie di Lalibela. Dal punto di vista composizionale le miche analizzate in questo campione picritico sono classificabili come **flogopiti titanifere**.

In base all'analisi di microsonda riportata nella sezione "Appendice" in *Tab. 13a*, il tenore in silice delle fasi analizzate varia tra **39,13%** e **40,63%** ed il contenuto di MgO è compreso tra **19,36%** e **20,98%**. La concentrazione di ferro (FeO_{tot}) risulta compresa tra **6,95%** ed **8,12%**; invece per quanto riguarda il tenore in allumina, esso risulta variabile da **11,72%** a **12,71%**. La concentrazione di K_2O si presenta variabile da **7,63%** a **8,77%**, mentre il contenuto di Na_2O risulta compreso tra **0,50%** ed **1,01%**. Infine il tenore in titanio si presenta notevolmente elevato, a conferma della natura titanifera dei magmi HT2 di questa successione di basalti di plateau; infatti tutte le

miche si presentano arricchite in titanio, che varia tra **6,28%** e **7,06%**. Infine la peculiare caratteristica di tutte le fasi idrate analizzate in microsonda è il notevole arricchimento in elementi volatili quali F (variabile tra **1,96%** e **3,31%**), Cl ed acqua, a conferma della ricchezza in fluidi di questi magmi.

Analogo discorso può essere affrontato per le miche analizzate mediante EMPA (6 siti-analisi) di un campione picritico (YE29), appartenente alla Serie di Manakhah. Tutte i cristalli analizzati sono state classificati come **flogopiti titanifere**.

In particolare come si osserva in *Tab. 13b*, il contenuto di SiO₂ delle flogopiti dei campioni yemeniti è compreso tra **36,53%** e **38,67%**, la concentrazione di MgO risulta variabile da **15,07%** a **17,22%** ed il tenore in allumina varia tra **10,02%** e **15,21%**; invece l'arricchimento in alcali è testimoniato da una concentrazione di K₂O variabile da **5,96%** a **9,13%** e di Na₂O compreso tra **0,42%** ed **1,61%**. Il contenuto in FeOtot risulta più elevato rispetto a quello delle flogopite cristallizzate nelle picriti etiopiche e si presenta compreso tra **9,16%** ed **11,05%**, testimoniando la caratteristica maggiormente ferrifera del campione yemenita analizzato. Il tenore in titanio è molto elevato con un intervallo di variazione compreso tra **8,71%** e **9,53%**. Per quanto riguarda, infine, il contenuto in elementi volatili, il fluoro contenuto all'interno delle miche flogopitiche si mostra variabile tra **2,29%** e **3,87%**, mentre il cloro raggiunge il valore di **1,21%**.

Par.5.5.2 Anfiboli

Sono stati effettuati 4 siti analitici di microsonda all'interno del medesimo cristallo di anfibolo contenuto nel campione LAL70 ad affinità HT2 e di composizione picritica, appartenente alla Serie di Lalibela. Dal punto di vista composizionale l'anfibolo analizzato è stato identificato come **kaersutitico**.

Il tenore in silice dall'analisi di microsonda (*Tab. 14*) è variabile da **41,96%** a **42,51%**, il contenuto di MgO è variabile tra **14,57%** e **14,88%**, al quale è associato un mg# che varia tra **0,78** e **0,79**, la concentrazione di Al₂O₃ è variabile da **10,88%** a **11,43%** ed il contenuto di ferro totale risulta compreso tra **7,01%** e **7,43%**. Per quanto riguarda il tenore in CaO, esso presenta valori compresi tra **11,29%** e **11,74%**, mentre il tenore in

K₂O si presenta variabile tra **0,67%** e **0,71%** e risulta particolarmente elevato, invece, il contenuto di sodio (Na₂O) compreso tra **2,88%** e **3,15%**. Infine il tenore in titanio si presenta notevolmente elevato ed altresì compreso tra **7,39%** a **7,60%**. L'arricchimento in elementi volatili quali F (compreso tra **0,31%** e **0,79%**), Cl ed acqua si presenta meno netto rispetto a quanto riscontrato nelle miche.

Par.5.5.3 Apatiti

La fase non silicatica corrispondente ad un fosfato di calcio idrato, identificata come apatite, è stata rinvenuta ed analizzata soltanto all'interno di 1 campione picritico (LAL70) ad affinità HT2 della Serie di Lalibela. Sono stati effettuati 2 siti analitici di tale fase. Dal punto di vista composizionale, a causa dell'elevata concentrazione in elementi volatili (in particolare risulta evidente un forte arricchimento in fluoro) ed in ioni ossidrilici, le apatiti analizzate sono state classificate rispettivamente come **idrossi-fluoroapatite e fluoroapatite**.

In particolare le fasi analizzate in EMPA (*Tab. 15*) sono caratterizzate da un elevato tenore in CaO pari a **51,69%** e **52,33%**; il contenuto di fosforo sotto forma di ossido (P₂O₅) si presenta molto elevato, essendo il principale costituente assieme al calcio della fase apatitica, attestandosi intorno ai valori di **40,16%** e **40,13%**. Il contenuto in fluoro delle apatiti analizzate presenta un intervallo di variazione compreso tra **5,48%** e **6,29%**, mostrando un notevole processo di arricchimento in componenti volatili del magma ospitante.

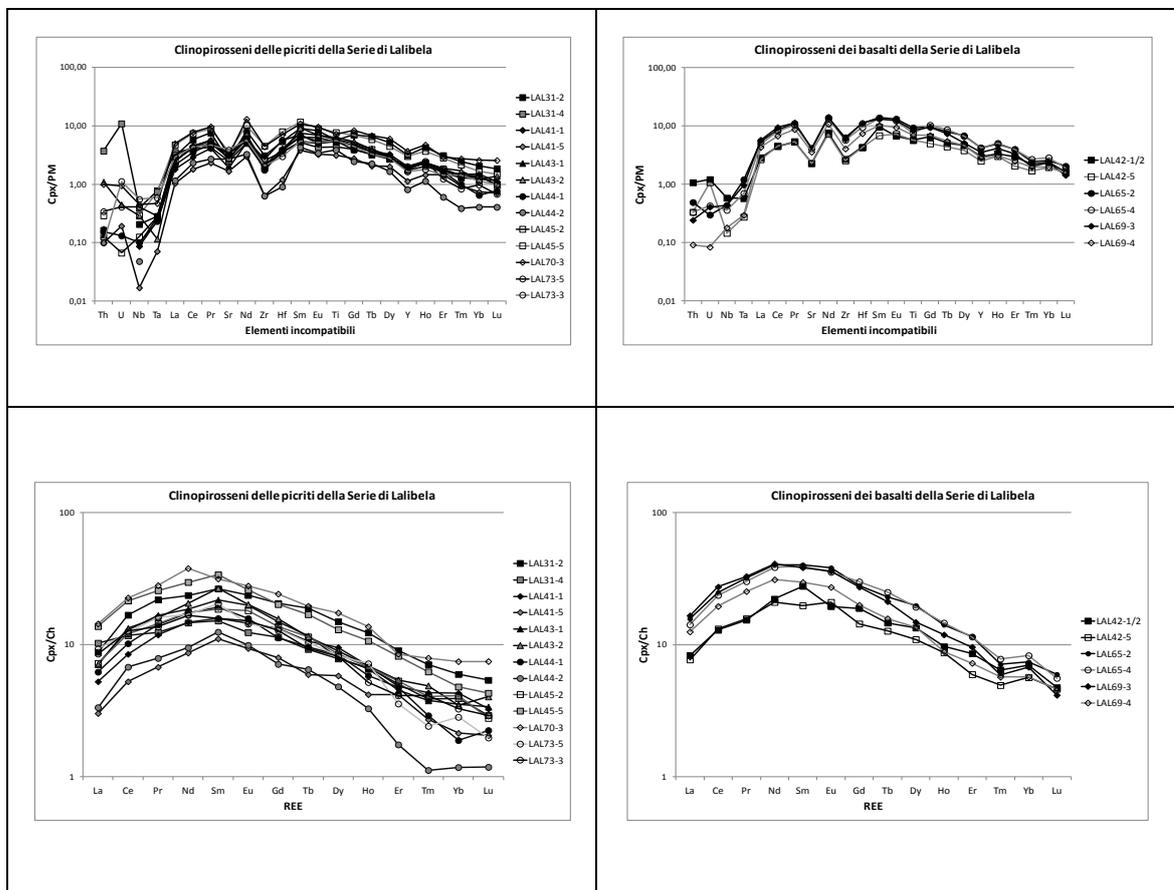
Cap.6 Geochimica degli elementi in tracce “in situ” nelle fasi minerali

Sono state eseguite analisi chimiche degli elementi in tracce contenuti all'interno delle fasi minerali (clinopiroseni) e dei vetri interstiziali contenuti nella pasta di fondo di 7 campioni di lave picritiche ad affinità HT2 (LAL31, LAL41, LAL43, LAL44, LAL45, LAL70, LAL73), afferenti alla Serie di Lalibela (Plateau Etiopico) e di 3 basalti transizionali appartenenti alla medesima successione (LAL42, LAL65, LAL69). Altre analisi sono state condotte su 1 campione basaltico ad affinità HT2 della Serie di Manakhah (YE28 - Plateau Yemenita). Le analisi in laser-ablation accoppiata con tecnica plasma-massa (LA-ICP-MS) sono state effettuate presso il Laboratorio di microanalisi dell'IGG-CNR dell'Università di Pavia mediante le metodologie analitiche che saranno descritte in seguito nel capitolo relativo alle metodologie analitiche.

Par.6.1 Clinopiroseni

Sono stati analizzati 32 siti all'interno di fenocristalli e microfenocristalli di clinopiroseni di 7 campioni picritici e 18 siti all'interno di 3 campioni basaltici selezionati appartenenti alla Serie di Lalibela. I clinopiroseni costituenti le lave ultratitanifere di plateau continentale con affinità HT2, sono caratterizzati da distribuzioni degli elementi incompatibili e delle terre rare tipiche dei piroseni magmatici. I dati analitici relativi agli elementi in traccia incompatibili delle fasi minerali sono stati inseriti in *Tab. 2*.

Per le fasi pirosseniche analizzate, sono stati realizzati grafici di tipo spider-diagrams degli elementi incompatibili e diagrammi di distribuzione delle terre rare, così come è stato fatto per le analisi degli elementi in traccia su roccia totale. Questi diagrammi riportano, come già descritto in precedenza, la concentrazione in elementi incompatibili (in maggior parte tracce, ma anche alcuni elementi maggiori alcalini) dei clinopirosseni normalizzati al mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*); analogamente l'abbondanza in terre rare è stata normalizzata al valore delle condriti (*McDonough & Sun, 1995*). Gli spiderdiagrams degli elementi incompatibili ed i diagrammi di distribuzione relativi alle terre rare sono riportati in *Fig. 6.1*.



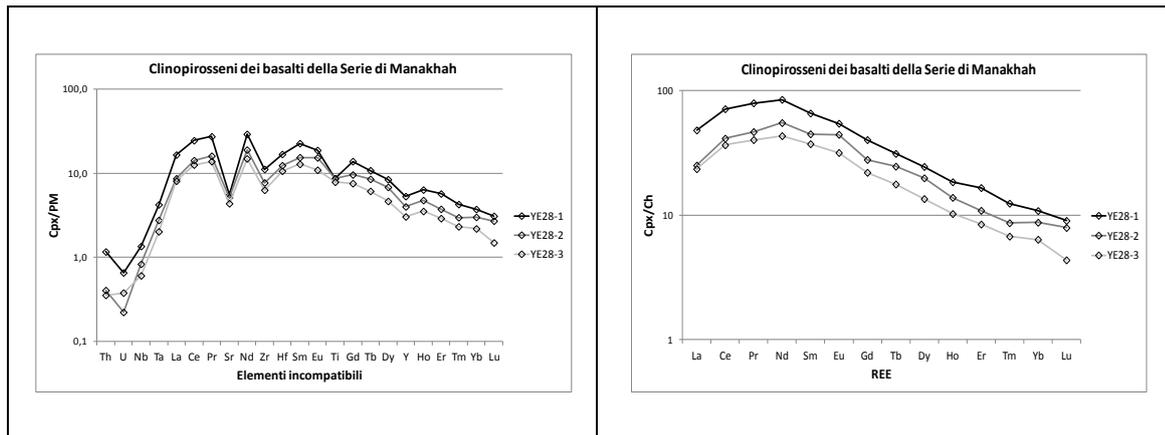


Fig. 6.1: Spider-diagrams degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale e diagrammi di distribuzione delle terre rare (REE) normalizzate alle condriti per i clinopirosseni dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela) e del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah). I fattori di normalizzazione sono tratti da Sun & McDonough (1989) e da McDonough & Sun (1995).

Per quanto riguarda la distribuzione nei Cpx degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (PM), si evince dagli spiderdiagrams che la concentrazione degli stessi risulta variabile da un valore pari a circa 0,1 volte l'abbondanza nel mantello primordiale (in alcune picriti della Serie di Lalibela il limite minimo del pattern è compreso tra "0,1PM" e "0,01PM") fino ad un valore massimo di concentrazione pari o superiore a 10PM (in particolare per i basalti transizionali della Serie di Lalibela). Inoltre dall'osservazione degli spiderdiagrams delle picriti e dei basalti transizionali si possono identificare anomalie negative piuttosto marcate in Nb, Sr, Zr ed Y, mentre nei basalti si possono riscontrare anche dei distinti impoverimenti in Ti ed inoltre non sempre risulta evidente l'anomalia negativa in Nb. Nel complesso l'andamento è caratterizzato da un trend a forma di campana con una convessità in corrispondenza degli elementi fortemente incompatibili (HFSE e terre rare leggere ed intermedie), con un minor arricchimento in LFSE. Gli elementi incompatibili più arricchiti sembrano essere in particolare le MREE (terre rare intermedie); infatti in corrispondenza del Nd si osserva il picco della convessità. La forma del pattern denota un impoverimento in HREE. Per quanto riguarda il pattern delle terre rare normalizzate alle condriti, la distribuzione delle stesse appare compresa tra un valore di poco superiore a quello condritico (>1Ch) fino ad un valore che oltrepassa 10Ch per i pirosseni delle lave picritiche; invece per i Cpx delle lave basaltiche l'intervallo di variazione risulta compreso tra poco meno di 10Ch (tra 5 e 10Ch) fino a valori massimi intermedi tra

10Ch e 100Ch (mediamente intorno al 50Ch). Dall'osservazione del diagramma delle terre rare si può notare un trend molto particolare che si distingue fortemente dal pattern delle terre rare delle analisi di roccia totale; infatti si osserva un andamento ascendente dalle LREE fino alle MREE che denota un maggiore arricchimento in terre rare intermedie (culminante con un picco centrato sul Nd-Sm-Eu) rispetto a quelle leggere; inoltre a partire dalle MREE fino alle HREE il trend diviene fortemente discendente e ciò sembra collegato ad un frazionamento significativo tra le terre rare intermedie e le terre rare pesanti molto più compatibili (MREE/HREE), in particolare nel tratto del pattern compreso tra il Tb ed il Lu. Il rapporto La_N/Yb_N è variabile tra **1,22** e **3,30** nei Cpx delle lave picritiche ed è invece compreso tra **1,18** e **2,45** nei Cpx delle lave basaltiche transizionali della Serie di Lalibela. Il valore del rapporto Nd_N/Yb_N si presenta variabile tra **3,45** e **9,23** per i Cpx dei campioni picritici e tra **3,17** e **6,05** nei cristalli di clinopirosseno basaltici; infine il rapporto La_N/Ce_N è compreso tra **0,49** e **0,88** per le fasi Cpx delle picriti e tra **0,58** e **0,64** per i clinopirosseni costituenti i basalti. Le caratteristiche forme dei pattern considerati (in particolare nel diagramma di distribuzione delle terre rare normalizzate alle condriti) con l'arricchimento in terre rare intermedie ed il frazionamento delle LREE rispetto alle HREE, accompagnato da un frazionamento più cospicuo tra le MREE e le HREE, suggerisce l'ipotesi della presenza del granato nelle sorgenti di mantello che hanno generato tali magmi. Infatti soltanto una fusione parziale di una sorgente di mantello equilibrata nel campo di stabilità del granato, può spiegare il maggiore arricchimento in terre rare intermedie (Nd, Sm, Eu) rispetto a quelle pesanti (HREE) nei pirosseni dei magmi di plateau, in quanto le HREE sono estremamente concentrate nel granato ("**garnet signature**"). Inoltre il fatto che la sorgente di mantello di questi magmi ultratitaniferi ricada nel campo di stabilità del granato, implica che la porzione di mantello interessata dal processo di fusione parziale sia di origine profonda (> 25 Kbar, ossia superiore agli 80 km di profondità). Le sorgenti di mantello dei CFB di plateau della Serie Lalibela, almeno per quanto riguarda i magmi HT2 (in particolare i basalti transizionali che forniscono un segnale netto della presenza del granato nella paragenesi di mantello), mostrano evidenze di una fusione parziale nel mantello superiore relativamente profondo; inoltre queste sorgenti risultano di tipo peridotitico coesistenti con la fase alluminifera rappresentata dal granato

L'unico campione della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita) analizzato mediante la tecnica LA-ICP-MS (*Tab. 10*), rappresentato dal basalto HT2 denominato YE28, è

caratterizzato da clinopirosseni che mostrano un intervallo di variazione della concentrazione degli elementi incompatibili compreso tra 0,1PM ed 1PM, fino a valori superiori variabili tra 10PM e 100PM. Invece per quanto concerne la distribuzione della concentrazione delle terre rare, essa mostra una variabilità compresa tra valori di poco inferiori a 10Ch fino a valori che tendono a raggiungere 100Ch. In particolare, per quanto riguarda lo spiderdiagram degli elementi incompatibili (*Fig. 6.1*), sono evidenti anomalie negative piuttosto marcate in U, Sr, Zr e Ti ed un andamento discendente più marcato dalle MREE alle HREE rispetto ai campioni etiopici. Infine per quanto riguarda il pattern delle terre rare (analogamente riportato in *Fig. 6.1*), esso si presenta lievemente ascendente dalle LREE alle MREE e a forma di campana, con l'apice centrato tra il Pr, il Nd ed il Sm; infine si mostra discendente dalle terre rare intermedie fino a quelle pesanti (HREE). Le terre rare pesanti mostrano un pattern di frazionamento più accentuato rispetto a quello riscontrato nei clinopirosseni delle lave etiopiche. Il rapporto La_N/Yb_N dei Cpx del basalto yemenita mostra un intervallo di variazione compreso tra **2,88** e **4,44**, evidenziando un frazionamento delle terre rare leggere rispetto a quelle pesanti più rilevante di quello riscontrato nei clinopirosseni delle lave della Serie di Lalibela. Invece il rapporto La_N/Nd_N varia da **0,46** a **0,57**, denotando un arricchimento maggiore in terre rare intermedie rispetto a quelle leggere, tuttavia meno accentuato rispetto a quanto riscontrato nelle fasi della Serie di Lalibela; inoltre il valore del rapporto Nd_N/Yb_N presenta una variabilità compresa tra **6,32** e **7,83** ed infine il rapporto La_N/Ce_N è compreso tra **0,61** e **0,67**. Considerando l'arricchimento meno cospicuo in terre rare intermedie ed il frazionamento di maggiore entità tra le LREE fortemente incompatibili e le HREE più compatibili rispetto ai Cpx delle lave di Lalibela, per i pirosseni del campione basaltico della Serie di Manakhah risulta meno accentuata la "garnet signature" nella paragenesi di mantello delle sorgenti dei magmi.

Cap.7 Le inclusioni fluide

Par.7.1 Generalità:

Le inclusioni fluide si rinvengono sia in rocce magmatiche che sedimentarie e metamorfiche. Esse si distinguono in **primarie**, **secondarie** e **pseudosecondarie**; le prime si formano durante la crescita cristallina e sono incluse all'interno di un minerale, le seconde si sviluppano all'interno delle fratture del minerale successivamente alla crescita cristallina, mentre quelle denominate pseudosecondarie rappresentano una sottospecie delle "melt inclusions" secondarie s.s. in quanto si formano lungo le fratture cristalline, precedentemente al completamento del processo di crescita cristallina dei margini del cristallo. Soltanto le inclusioni primarie sono rappresentative dell'ambiente originario di formazione.

Il discorso che segue sarà finalizzato in particolare alle inclusioni fluide delle rocce vulcaniche del Plateau Etiopico. Esse rappresentano microscopiche bolle parzialmente arrotondate, rappresentative di porzioni di fluidi a varia salinità, vapor acqueo e/o di volatili intrappolati all'interno dei cristalli durante il processo di crescita cristallina, in condizioni intratelluriche. Siccome i minerali si formano da un fuso magmatico in presenza di un liquido con variabili quantità di H₂O e CO₂, ridotte porzioni di liquido o gas magmatici possono rimanere intrappolati all'interno della struttura cristallina, oppure nelle fratture del minerale. Queste piccole inclusioni presentano dimensioni variabili da meno di 5 micron fino a sub-millimetriche o millimetriche e possono essere visibili tramite un microscopio ottico. Le inclusioni fluide sono determinanti per stabilire le condizioni termo-bariche e chimiche dell'ambiente di formazione dei minerali che le includono. Così nei giacimenti minerari idrotermali che si generano, ad esempio, da soluzioni acquose idrotermali ad elevata temperatura, il fluido intrappolato all'interno di un'inclusione conserva i parametri iniziali di chimismo, temperatura e pressione dell'ambiente di formazione del minerale. A temperatura ambiente un'inclusione fluida può essere costituita da vari componenti: fluidi prevalentemente acquosi e carboniosi salini, vapor acqueo e gas endogeni, gas di zolfo e metano, piccoli inclusi minerali e fasi vetrose associate. Qualora sia presente una bolla di vapore acqueo all'interno di un'inclusione con una fase liquida, il semplice riscaldamento della

medesima inclusione fino alla condizione di riassorbimento della bolla, è in grado di fornire una temperatura assimilabile a quella del fluido originale. Se l'inclusione fluida è caratterizzata anche dalla presenza di piccoli inclusi cristallini di ossidi o sali (alite, silvite ed ematite) o di solfuri e/o solfati, essi sono in grado di fornire indicazioni inerenti la composizione chimica del fluido originale.

Lo studio delle inclusioni fluide viene applicato per investigare il ruolo dei fluidi supercritici e dei gas all'interno della crosta inferiore ed in corrispondenza dell'interfaccia crosta-mantello. In particolare le inclusioni fluide a CO₂ rinvenute all'interno delle granuliti di alta temperatura hanno suggerito una notevole influenza dell'anidride carbonica nelle condizioni estreme del processo metamorfico crostale. Recenti studi hanno testimoniato che la CO₂ derivante da reazioni di de-carbonatazione in condizioni di sub-solidus, nel corso di processi metamorfici di notevole entità, abbia contribuito alla de-glaciazione del pianeta (*Santosh & Omori, 2008*). In particolare, in funzione della sequenza di cristallizzazione dei minerali e della paragenesi osservata, tramite i dati analitici composizionali e termo-barici ricavati, è possibile ricostruire l'evoluzione nel tempo delle condizioni chimico-fisiche dei fluidi circolanti. Inoltre la composizione dei fluidi, intrappolati sotto forma di inclusioni, ne indica la tipologia di sorgente, sia essa magmatica, meteorica o metamorfica; inoltre se si associa la determinazione termometrica si può risalire anche al meccanismo di produzione e si possono altresì identificare i processi avvenuti tra la generazione dei fluidi geotermici e l'intrappolamento degli stessi all'interno delle inclusioni..

In ambiente magmatico le inclusioni silicatiche o “**melt inclusions**” rappresentano delle gocce di fuso silicatico parentale contenente fasi fluide e/o gassose associate, rimasto intrappolato all'interno di una fase cristallina durante i processi di formazione, di crescita cristallina, di fratturazione o anche di ricristallizzazione. L'elevato contenuto in volatili è una proprietà di grande rilievo di questi fusi silicatici, in quanto solitamente la porzione gassosa viene essolta dal fuso e persa in seguito al processo di degassamento del magma durante la risalita. La variazione della composizione chimica delle differenti inclusioni silicatiche consente di registrare l'evoluzione dei magmi primari. Esse possono essere prevalentemente vetrose “**glassy melt inclusions**” o **cristalline**. In particolare nelle olivine di cristallizzazione precoce sono contenute porzioni di fusi silicatici meno differenziati. Le inclusioni silicatiche sono caratterizzate da una forma pressoché ovale o arrotondata e sono costituite prevalentemente da vetro di colore

giallo-ocra più o meno chiaro e quando non si presentano omogenee, contengono anche piccole bolle di vapor acqueo o di altri gas endogeni; in alcuni casi sono presenti anche microcristalli di ossidi ferro-titaniferi, piccoli cristalli di olivina, pirosseni o altre fasi. È importante distinguere se questi cristalli siano stati inglobati all'interno del fuso o rappresentino “**daughter crystals**” derivati da cristallizzazione del fuso stesso.



Fig. 7.1: Fotografie tratte da microscopio ottico a luce riflessa di melt inclusions in un cristallo di olivina delle lave basaltiche MORB del seamount Marsili. All'interno delle inclusioni silicatiche sono visibili bolle di fasi volatili essolte. La dimensione delle melt inclusions varia da pochi micron a diverse decine di micron (Trua et al., 2010)

Il vetro silicatico costituente la porzione principale delle inclusioni (in particolare per le melt inclusions più omogenee e maggiormente primarie), rappresenta il fuso vetrificato a causa del rapido raffreddamento, dal quale si sono essolte le fasi volatili immiscibili. Inoltre, spesso si osserva la presenza di più tipologie di fusi silicatici intrappolati nello stesso cristallo durante le diverse fasi di crescita. Per molti aspetti le melt inclusions sono molto simili alle inclusioni di volatili, ma generalmente esse si presentano di dimensione minore, infatti queste gocce di fuso silicatico vetrificato presentano diametri variabili da 1 μ m a 300 μ m. In particolare le melt inclusions contenute nei minerali (olivine) cristallizzati ad alta temperatura dei basalti primari (picriti – basalti olivinici) rappresentano dei campioni incontaminati di fusi parziali di derivazione mantellica di alta pressione, quindi di origine profonda, rimasti intrappolati all'interno dei minerali di cristallizzazione precoce, non sottoposti a processi di smescolamento e differenziazione nelle camere magmatiche superficiali. Infatti le melt inclusions rappresentano una sorta di fusi parziali “congelati” e preservati da processi differenziativi successivi al processo di intrappolamento. In aggiunta a ciò, a causa del processo di intrappolamento avvenuto

in condizioni di alta pressione e temperatura, molte inclusioni silicatiche, se associate a quelle a CO₂, forniscono indicazioni riguardanti le condizioni P-T. Le melt inclusions sono fondamentali per gli studi petrologici finalizzati alla caratterizzazione della storia petrogenetica di formazione di una roccia e mirati alla ricostruzione dell'evoluzione chimico-fisica dei magmi a partire dalla loro formazione nel mantello, all'identificazione dei processi che avvengono in seguito alla segregazione dei fusi parziali a varie profondità e nel corso della risalita (differenziazione polibarica all'interno dei condotti magmatici e delle apofisi – sistemi di sills) fino allo stazionamento nelle camere magmatiche ed ai fenomeni eruttivi successivi. Infatti durante i processi di frazionamento possono verificarsi eventi di separazione di fluidi a causa del raggiungimento di condizioni di essoluzione all'interno del fuso silicatico; tali processi vengono registrati dai cristalli che intrappolano le inclusioni di fuso ed i fluidi e/o i volatili separatisi dallo stesso. Le principali proprietà chimico-fisiche dei magmi risultano essere la temperatura e la pressione assieme alla composizione chimica; queste vengono indagate tramite l'analisi chimica delle inclusioni silicatiche ai fini della comprensione dei processi petrogenetici, che includono la caratterizzazione dei fusi primari generati dai processi di fusione parziale, plausibilmente seguiti da processi di frazionamento e da fenomeni quali il “magma mixing” e la contaminazione crostale (**Assimilation-fractional crystallization process - AFC**). Inoltre le proprietà delle melt inclusions di preservare i volatili disciolti nella fase vetrosa rappresentante il fuso silicatico, consentono di quantificare e valutare la distribuzione dei volatili all'interno della camera magmatica. La parametrizzazione delle condizioni P-T-X e dell'abbondanza di fase gassosa nelle inclusioni consentono la stima della viscosità e della densità dei fusi magmatici ed altresì di relazionare lo stile eruttivo con il contenuto dei volatili nel magma precedentemente alla loro essoluzione. Le considerazioni petrologiche sono rese possibili dal fatto che queste melt inclusions non sono in comunicazione con l'ambiente esterno, ossia rappresentano un sistema chiuso.

La tecnica prevalentemente adottata per l'analisi chimica delle inclusioni fluide consiste nelle indagini microtermometriche e microcriometriche, corrispondenti a metodologie non distruttive basate sull'osservazione per mezzo di un microscopio ottico a luce trasmessa (munito di “**tavolino riscaldante-raffreddante**”) dei cambiamenti di fase che avvengono in seguito ai processi di riscaldamento e raffreddamento (oppure in condizioni ambientali atmosferiche) finalizzati ad omogeneizzare l'inclusione ed a

produrre cambiamenti di stato all'interno di essa. Il tavolino riscaldante-raffreddante è programmato per essere funzionale in un intervallo di temperatura variabile tra -180°C e 600°C – 1500°C a seconda che l'analisi si svolga in condizioni di bassa o di alta temperatura.



Fig. 7.2: Fotografie tratte da microscopio ottico a luce trasmessa di melt inclusions con struttura a vetro di orologio rinvenute nell'Unità di Valenza a Pantelleria (Löwenstern & Mahood, 1991). Sono presenti grandi bolle di gas all'interno delle melt inclusions.

Par.7.2 Processi di trasformazione delle melt inclusions posteriori all'intrappolamento

Il vetro silicatico costituente l'inclusione, i microcristalli e gli ossidi spesso associati al fuso silicatico sono incompressibili, perciò in seguito all'intrappolamento il volume dell'inclusione si mantiene pressoché costante (Roedder *et al.*, 1984). Ciò significa che la melt inclusion approssima un'isocora (a volume costante) nel sistema dove la variazione dP/dT è pari al rapporto tra il coefficiente di espansione termica del fuso (α) e la sua compressibilità (β) ($\sim 0,5 - 1,5 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ per un tipico fuso silicatico). Poiché fusi silicatici sono incompressibili, le loro curve isocore sono caratterizzate da pendenze relativamente elevate e di conseguenza la pressione interna delle inclusioni cambia rapidamente per variazioni minime di temperatura.

Generalmente le melt inclusions con origini simili dovrebbero essere caratterizzate da un rapporto vapore/fuso circa equivalente (Anderson & Brown, 1993). Tipicamente, una bolla di vapore di ritiro rappresenta una quantità variabile dallo 0,2% al 5% in volume di un'inclusione silicatica, ma il valore effettivo dipende dalla velocità di raffreddamento (Löwenstern, 1994), dal contenuto di elementi volatili e dalla

composizione del fuso originale. Quando le melt inclusions presentano rapporti tra la fase vapore ed il vetro silicatico molto differenti, altri processi possono aver causato la formazione di bolle di vapore.

Un processo di decompressione rapida accompagnato dalla produzione di sovrappressioni all'interno dell'inclusione stessa, o addirittura fenomeni collegati ad uno shock termico possono provocare la fratturazione di un cristallo e la formazione di inclusioni secondarie. Per questo motivo si dovrebbero prendere in considerazione le melt inclusions più omogenee possibile, ossia totalmente vetrose, cioè prive di inclusi minerali al loro interno, ed evitare quelle caratterizzate da elevati rapporti vapore/fuso o che abbiano perso i volatili durante gli eventi di fratturazione.

Un causa rilevante che provoca elevati rapporti fase vapore/fuso risiede nel processo di intrappolamento simultaneo di fuso silicatico ed una fase vapore o fluida separata (Roedder 1965, Belkin et al. 1985, Löwenstern et al. 1991, De Vivo & Frezzotti 1994). Una modalità per differenziare le bolle di vapore o le inclusioni fluide di origine primaria presenti all'interno delle inclusioni silicatiche, rispetto alle bolle di ritiro per decompressione è la stima della temperatura di omogeneizzazione dell'inclusione che, qualora risultasse troppo elevata non sarebbe compatibile con la pressione di intrappolamento, in quanto è necessario che si instauri una sovrappressione interna all'inclusione al fine di omogeneizzare la fase gassosa in eccesso.

Par.7.3 Processi di decrepitazione

Le melt inclusions fratturate e decrepitate sono molto comuni nei cristalli delle rocce vulcaniche, infatti alcune inclusioni silicatiche possono subire un processo di decrepitazione precedente al raffreddamento, durante il processo di svuotamento di una camera magmatica (Bacon et al 1992; Tait, 1992). Per una decompressione quasi isoterma, la pressione interna di una melt inclusion si conserva simile a quella di intrappolamento. Ciò provocherà un gradiente di pressione molto elevato tra la porzione interna dell'inclusione e quella esterna del cristallo, una situazione che comunemente comporta la rottura dell'inclusione (Tait, 1992). La formazione di una bolla di vapore di ritiro, inoltre, dovrebbe provocare un brusco aumento della pressione interna di un'inclusione e causare la formazione di screpolature ed il fenomeno della

decrepitazione. Per tassi di raffreddamento molto elevati generalmente questo processo di decrepitazione risulta parzialmente inibito, in quanto la differenza di pressione tra l'inclusione e l'ambiente esterno è di entità ridotta. La presenza di bolle di vapore di ritiro all'interno delle melt inclusions che si trovano in condizioni di sovrassaturazione in volatili, genera una sovrappressione nelle inclusioni che ne comporta l'immediata rottura.

Par.7.4 Cristallizzazione

Qualora le melt inclusions subiscano un processo di raffreddamento lento, allora potrebbe verificarsi che si devettrifichino. Nelle melt inclusions cristallizzate non è sempre evidente se i cristalli si siano nucleati a partire da un vetro silicatico devettrificato piuttosto che cristallizzati da un fuso. Comunemente, la cristallizzazione inizia con la precipitazione di microcristalli ai margini dell'inclusione; questo processo di cristallizzazione post-intrappolamento provoca un cambiamento della composizione chimica del fuso residuale che non rappresenta più l'originale fuso parentale. Va tenuto conto che le melt inclusions caratterizzate da un maggior contenuto in volatili, in particolare H₂O, tendono a subire un notevole processo di devettrificazione, in particolare perché il contenuto di acqua in fase vapore aumenta la diffusività ionica e ne favorisce la cristallizzazione. Al contrario le melt inclusions con una minore abbondanza di volatili tendono ad essere più stabilmente vetrose (glassed inclusions).

Cap.8 Geochimica degli elementi maggiori “in situ” delle melt inclusions e dei vetri interstiziali

Par.8.1 Melt inclusions

Ai fini del progetto di ricerca svolto durante il periodo di dottorato, l'interesse relativo alle melt inclusions è stato focalizzato non primariamente al loro contenuto in volatili, ma ha riguardato in particolare l'origine dei fusi parziali caratterizzanti le melt più omogenee. Infatti l'obiettivo principale dell'indagine effettuata sulle melt inclusions è consistito nel verificare che le inclusioni vetrose, contenute soprattutto all'interno delle olivine delle picriti, ma anche in quelle dei basalti transizionali, potessero rappresentare dei fusi primitivi di composizione picritica formati in condizioni di alta pressione e profondità molto elevate. La caratterizzazione delle melt inclusions ha fornito indicazioni inerenti la possibile esistenza di fusi primari di composizione picritica e ha consentito di escludere l'ipotesi, da molti sostenuta, che le picriti abbiano un'origine cumulitica e non derivino da fusione ad alta pressione di una sorgente mantellica nel campo di stabilità del granato. Inoltre l'eterogeneità composizionale delle melt inclusions esaminate ha permesso di considerare la presenza di disomogeneità nette nella sorgente di mantello ed eventualmente la possibilità che ci sia un'interazione di contributi differenti derivanti da molteplici componenti mantelliche di natura più o meno profonda, nonché l'eventualità che si possano instaurare differenti processi di fusione parziale polibarica a profondità differenti nel mantello comprese tra la litosfera continentale (**SubContinental Lithospheric Mantle - SCLM**) e l'astenosfera.

Nel lavoro di tesi le analisi chimiche del contenuto in elementi maggiori ed in tracce (tramite analisi di microsonda – EMPA e di ablazione laser accoppiata a spettrometria di massa al plasma – LA-ICP-MS) nelle inclusioni vetrose possibilmente omogenee (melt inclusions) sono state effettuate sia in sezione sottile che in cristalli di olivina, precedentemente separati tramite hand-picking al binoculare (10X). Le sezioni sottili non hanno subito un trattamento differente rispetto a quello previsto per l'analisi della concentrazione degli elementi maggiori e delle tracce nelle fasi minerali o nelle plaghe di vetro interstiziale, ma sono state altresì sottoposte ad un'approfondita analisi al microscopio ottico a luce trasmessa allo scopo di individuare le melt inclusions

affioranti in prossimità della superficie della sezione. Invece le olivine sono state ricavate dai granulati ottenuti dalla macinazione dei campioni ad affinità HT2 della Serie di Lalibela, precedentemente suddivisi in differenti frazioni granulometriche mediante setacciatura (granuli di diametro $\varphi > 1$ mm e con φ compreso tra 0,5 mm ed 1mm); le olivine sono state successivamente separate dai granulati mediante hand-picking al binoculare e poi sono state liscivate con HCl ed HNO₃, per eliminare l'alterazione superficiale per poi essere asciugate in stufa.

Sono state analizzate le melt inclusions di 3 campioni di basalti continentali di plateau della Serie di Lalibela (Plateau Etiopico), 2 dei quali di composizione picritica ad affinità HT2 (LAL70, LAL73) ed 1 basalto transizionale ultratitanifero (LAL42), comprendenti sia sezioni sottili dei campioni di roccia che vetrini con cristalli di olivina montati. Tramite l'analisi di microsonda elettronica sono state determinate le concentrazioni degli elementi maggiori (wt%) e di alcune specie volatili presenti all'interno delle inclusioni vetrose (F,Cl in particolare) dalle quali sono stati ricavati un diagramma composizionale alcali-silice (TAS – Total Alkali Silica – Fig. 8.1), per classificare le inclusioni dal punto di vista seriale e valutarne il grado di primarietà, ed altri diagrammi di variazione.

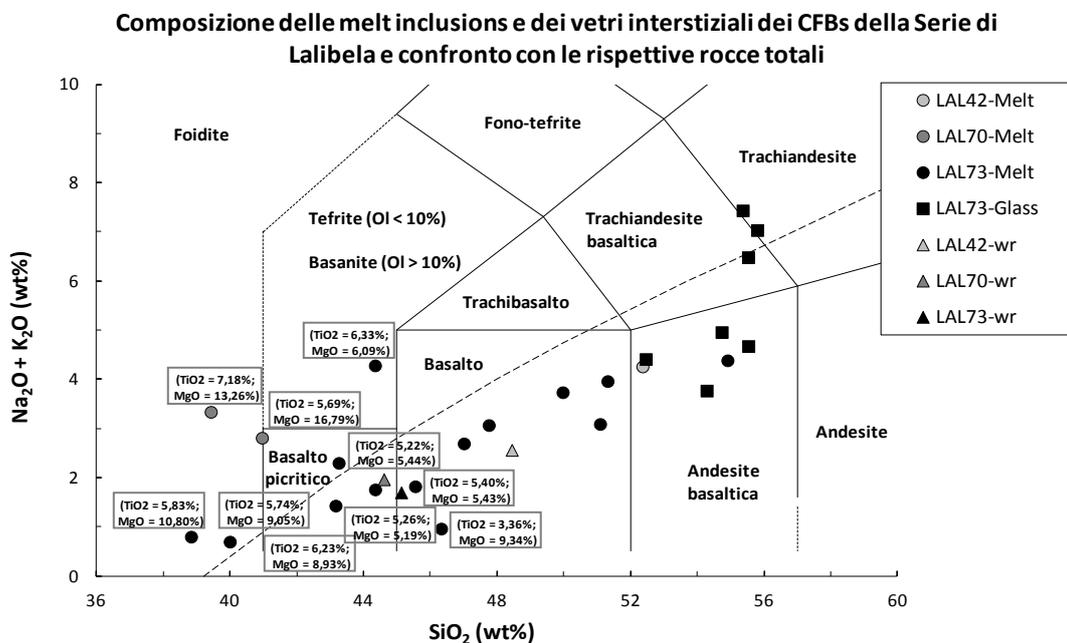
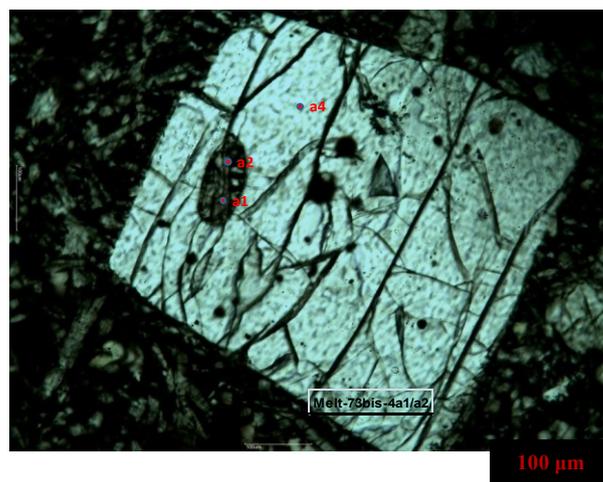
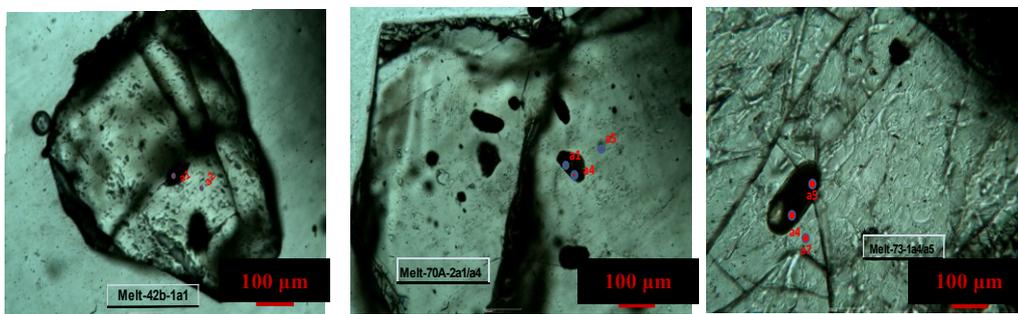


Fig. 8.1: Diagramma di classificazione TAS - Total Alkali Silica (Le Bas et al., 1992) dei vetri interstiziali e delle melt inclusions dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela). La linea tratteggiata che divide la serie sub-alkalina da quella alcalina è tratta da Irvine & Baragar (1971). È stata inserita anche la composizione della roccia totale dei campioni picritici e basaltici dei quali sono stati analizzati i vetri interstiziali e le melt inclusions

Le melt inclusions più primitive che hanno subito minori processi differenziativi sono state ulteriormente selezionate per le successive analisi di laser ablation. Quindi sono stati selezionati 14 siti analitici effettuati sulla sezione sottile LAL73, 1 sito-analisi del vetrino contenente i separati cristallini di olivina (LAL70) ed 1 sito-analisi con i separati di olivina del campione LAL42.



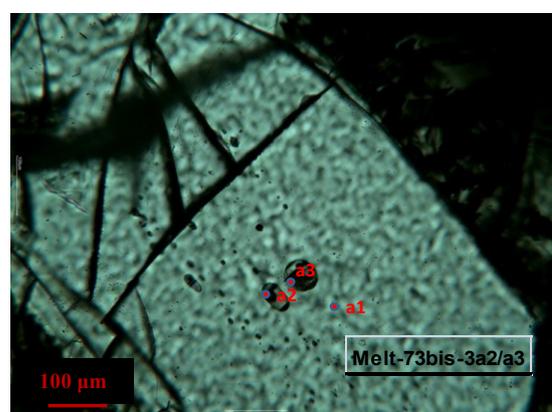
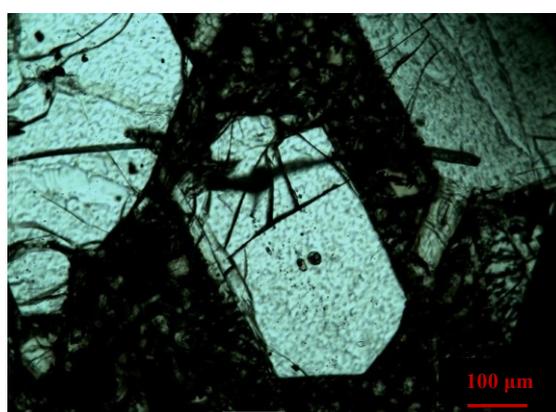
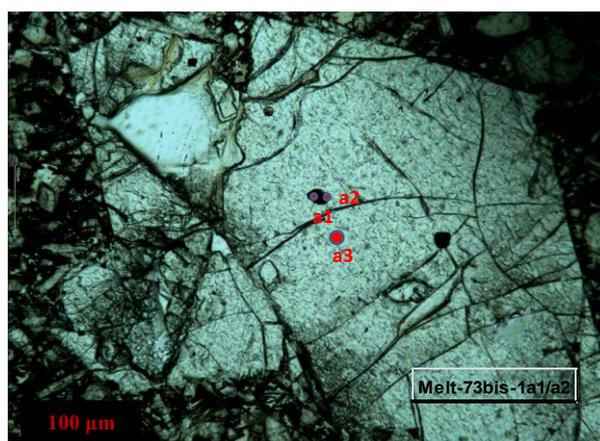


Fig. 8.2: Fotografie tratte da microscopio ottico a luce trasmessa delle melt inclusions all'interno delle olivine (separati cristallini) ed in sezione sottile, dei CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico). I puntini numerati indicano i siti analitici di microsonda elettronica

L'analisi composizionale tramite tecnica EMPA (Tab. 3a) ha consentito di trarre le seguenti osservazioni:

Le melt inclusions sono caratterizzate da una certa variabilità nella concentrazione della silice che si presenta compresa tra **38,43%** e **54,90%**; ciò significa che le inclusioni vetroso-silicatiche analizzate sono caratterizzate da un trend differenziativo contraddistinto da un intervallo composizionale che va dalle **picriti** alle **andesiti-basaltiche** (Fig. 8.1). Per identificare le inclusioni vetrose in grado di rappresentare i magmi primari parentali, quindi rappresentativi dei primi eventi di fusione parziale in ambienti di mantello astenosferico inferiore, sono state selezionate le inclusioni silicatiche con minor tenore in silice e maggiore contenuto di magnesio. Il tenore in MgO delle melt inclusions risulta variabile complessivamente da **2,06%**, per i fusi più

differenziati, a **16,79%** per quelli maggiormente primari; tali valori sono accompagnati da un parametro mg# compreso tra **0,37** e **0,77**. Anche il contenuto in ferro che varia da **6,23%** a **13,77%**, evidenzia un trend di frazionamento talora perfino all'interno del medesimo cristallo di olivina. Per quanto riguarda il tenore in alluminio (Al_2O_3), esso si presenta compreso tra **9,51%** e **15,69%**, testimoniando anch'esso processi evolutivi di diversa entità nelle varie inclusioni. Il tenore in titanio delle melt inclusions si presenta molto elevato e questa caratteristica mette in evidenza la derivazione di questi fusi da sorgenti metasomatizzate da un plume di mantello profondo; in particolare le inclusioni sono caratterizzate da un contenuto in titanio compreso tra **1,56%** e **7,18%**, per le inclusioni vetrose maggiormente arricchite. In base all'analisi chimica degli elementi maggiori è riscontrabile anche un arricchimento in alcali come Na e K. Il contenuto in sodio, infatti, presenta un intervallo di variabilità compreso tra **0,41%** e **3,14%**, mentre il tenore in potassio è caratterizzato da valori compresi tra **0,24%** ed **1,56%**; inoltre la concentrazione di CaO è compresa tra **5,87%** e **17,84%**. La concentrazione di P_2O_5 arriva a raggiungere l'**1,82%**. Infine le inclusioni vetrose esaminate, si presentano idrate ed arricchite in volatili, in particolare fluoro e cloro che raggiungono valori massimi rispettivamente di **0,65%** e **0,10%**.

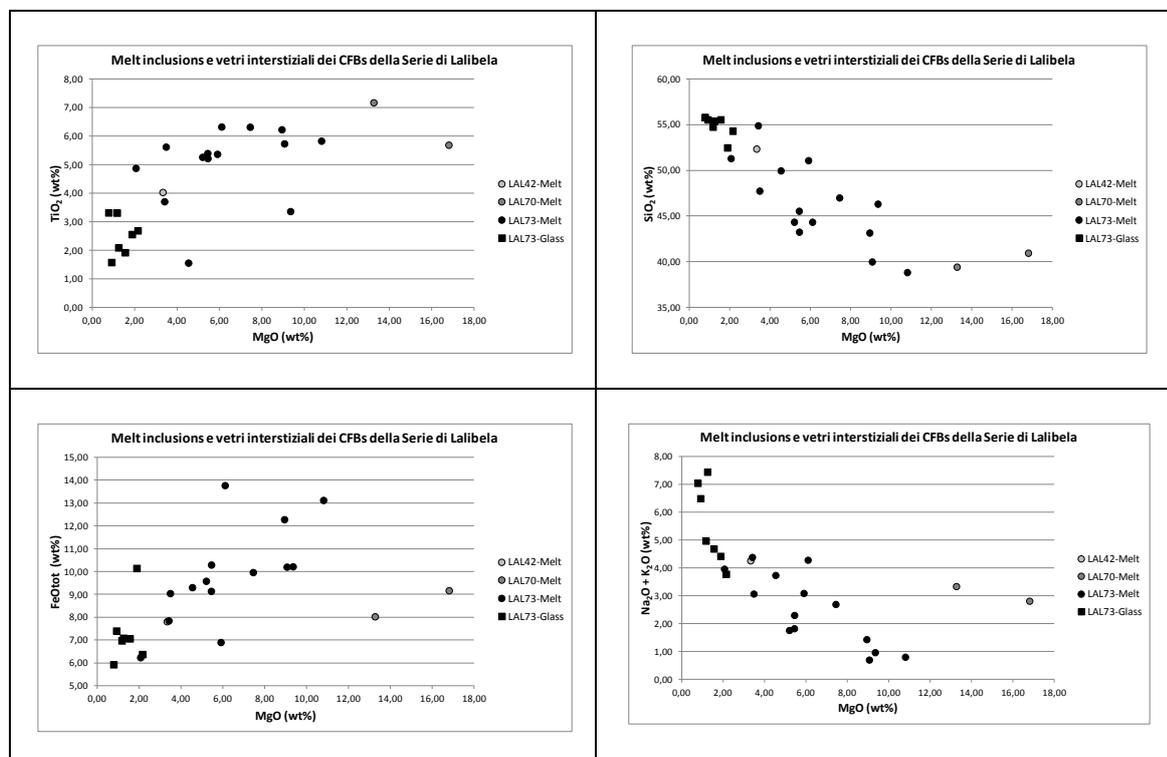
Tab. 3a: Analisi rappresentativa di microsonda delle melt inclusions incluse nelle olivine dei CFBS del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

	HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI		HT2-PI				
	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	Lalibela	LAL73	
(w%)																							
SiO ₂	38,83	43,25	44,35	43,16	47,00	51,09	44,34	47,75	45,55	51,31	54,90	49,97	46,32	40,96	39,42	52,36							
TiO ₂	5,83	5,22	5,26	6,23	6,32	5,37	6,33	5,62	5,40	4,88	3,71	1,56	3,36	5,69	7,16	4,03							
Al ₂ O ₃	9,90	11,87	12,11	9,51	11,08	12,80	12,62	13,15	12,43	13,44	13,87	15,69	10,11	13,97	12,23	15,01							
FeOTot	13,12	10,29	9,58	12,28	9,96	6,90	13,77	9,04	9,14	6,23	7,85	9,30	10,22	9,17	8,03	7,81							
MnO	0,12	0,15	0,09	0,23	0,13	0,07	0,14	0,12	0,12	0,16	0,09	0,16	0,18	0,01	0,10	0,13							
MgO	10,80	9,05	5,19	8,93	7,44	5,89	6,09	3,47	5,43	2,06	3,40	4,53	9,34	16,79	13,26	3,32							
CaO	14,34	16,10	15,85	17,84	13,76	14,99	11,93	10,66	15,21	15,64	15,73	12,77	17,38	5,87	13,52	13,28							
Na ₂ O	0,55	0,41	0,51	0,94	1,55	1,61	2,95	1,67	0,77	2,62	3,14	2,40	0,59	2,19	2,49	2,81							
K ₂ O	0,24	0,29	1,25	0,49	1,15	1,48	1,33	1,40	1,06	1,34	1,24	1,33	0,38	0,63	0,85	1,46							
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,52	0,52	0,43	1,18	1,18	0,90	0,19	0,60	1,82	0,66							
Cr ₂ O ₃	0,08	0,10	0,00	0,11	0,15	0,58	0,52	0,52	0,43	1,18	1,18	0,90	0,19	0,60	1,82	0,66							
NiO	0,00	0,03	0,00	0,06	0,09	0,25	5,08	0,00	0,05	0,00	0,03	0,01	0,02	0,08	0,04	0,03							
F	0,08	0,13	0,00	0,00	0,18	0,22	0,40	0,33	0,00	0,15	0,00	0,14	0,00	0,18	0,65	0,00							
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,01	0,10	0,06	0,03	0,02	0,05	0,10	0,03							
Tot	93,89	92,38	94,20	99,78	98,81	101,27	105,54	93,78	95,59	99,11	105,22	98,80	98,09	96,19	99,68	100,92							
mg#	0,59	0,61	0,49	0,56	0,57	0,60	0,44	0,41	0,51	0,37	0,44	0,46	0,62	0,77	0,75	0,43							
Fo (Olivina)	86,96	83,87	83,87	84,25	84,25	83,39	83,39	84,15	84,15	83,80	83,80	83,21	83,21	83,44	83,44	80,49							

Tutti gli elementi maggiori riportati in % Ossidi (Si-Ti-Al-Fe-Mn-Mg-Co-Na-K-P) sono stati analizzati in microsonda elettronica (EMPA). Per il medesimo campione, i numeri sono relativi ai siti delle differenti inclusioni vetrose analizzate mentre le lettere ed i numeri successivi si riferiscono alla specifica analisi di microsonda.

È stato inoltre effettuato un confronto composizionale tra l'mg# delle melt inclusions contenute all'interno dei cristalli di olivina e la concentrazione in forsterite dei minerali stessi per verificare che i cristalli di olivina dei magmi basaltici e picritici derivassero dal fuso intrappolato oppure se i fusi rappresentassero dei differenziati più evoluti. Questa comparazione ha altresì permesso di distinguere fusi primari derivati dalla fusione parziale incipiente di sorgenti profonde, non degassate e comparabili con il mantello primordiale, o da fusi evoluti da un processo di cristallizzazione frazionata e quindi di identificare, in tal modo, un processo di fusione e cristallizzazione polibarcica dei magmi costituenti i CFBs di plateau. Il contenuto in forsterite delle olivine contenenti le inclusioni vetrose è variabile tra **80,49** e **86,96**, tuttavia il parametro Fo come già descritto in precedenza, raggiunge anche valori superiori a "90" per taluni cristalli di olivina delle picriti più primitive. Solitamente le inclusioni silicatiche più primarie sono anche contenute nelle fasi di cristallizzazione incipiente, ma le olivine di prima cristallizzazione, tuttavia, contengono anche inclusioni più o meno differenziate.

Sono stati quindi realizzati i diagrammi di variazione più significativi di alcuni elementi maggiori sia per quanto riguarda i vetri interstiziali che per le melt inclusions, che sono stati riportati in *Fig. 8.3*



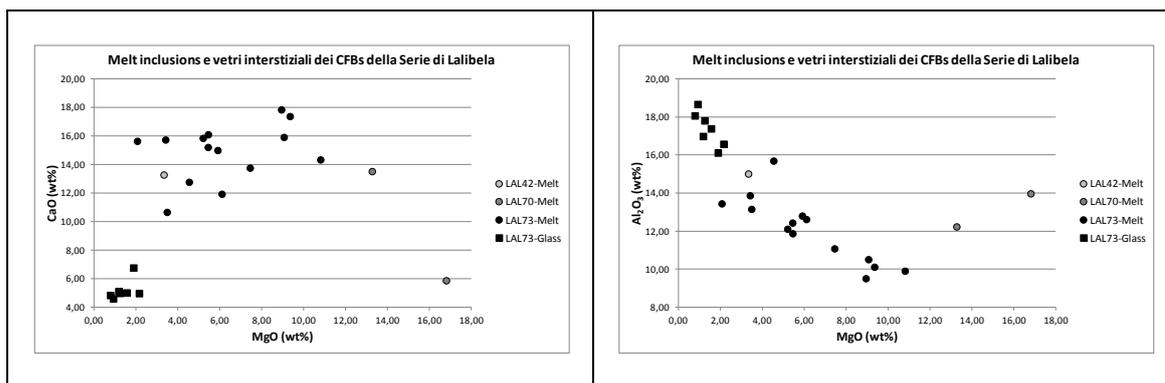


Fig. 8.3: Diagrammi di variazione di Harker degli elementi maggiori (wt% ossido) per le melt inclusions ed i vetri interstiziali dei 3 campioni selezionati appartenenti ai CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico). I diagrammi di variazione sono stati redatti utilizzando i dati della concentrazione degli elementi maggiori non normalizzati su base idrata

In base all'osservazione dei diagrammi di variazione degli elementi maggiori delle inclusioni vetrose si può caratterizzare il grado di differenziazione delle differenti melt inclusions ed inoltre anche l'entità dell'arricchimento metasomatico, quest'ultimo processo messo in evidenza dal diagramma che prende in considerazione il contenuto in titanio. In particolare le melt inclusions di un campione specifico possono essere raggruppate in un peculiare intervallo composizionale che permette di distinguere classi di variazione delle inclusioni in base ai campioni ai quali appartengono. Infatti le melt inclusions del campione picritico LAL70 tendono ad essere più magnesiache rispetto a quelle contenute nella picrite LAL73 e nel basalto transizionale LAL42 (melt meno primitive); tuttavia è ben evidente un rapporto di correlazione inversa tra la concentrazione di magnesio ed il tenore in silice, infatti il grado di primarietà delle melt inclusions influisce anche sul tenore in silice. Anche il contenuto in titanio e quindi il grado di arricchimento metasomatico si presenta direttamente proporzionale alla concentrazione di magnesio, perciò le inclusioni contenute in LAL70 sono quelle più primarie e maggiormente arricchite in titanio. Dal punto di vista della concentrazione di elementi alcalini ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), essi si presentano inversamente proporzionali al contenuto di magnesio; tuttavia tutte le melt inclusions analizzate si presentano notevolmente arricchite in alcali ed in particolare le inclusioni contenute all'interno dei campioni picritici sono caratterizzate da un contenuto di alcali maggiore rispetto alle melt inclusions del basalto LAL42. Anche il contenuto in allumina (Al_2O_3) si presenta correlato negativamente con la concentrazione di magnesio e le inclusioni più

alluminifere sono generalmente quelle meno magnesiache (LAL42), seguite da quelle appartenenti al campione LAL73; invece le melt inclusions di LAL70 si dispongono all'interno di una fascia di contenuto in alluminio che in parte si sovrappone alle inclusioni di LAL73. Nel diagramma MgO-CaO si può infine notare che la concentrazione di CaO sembra correlata positivamente con il tenore in magnesio quando il grado di primarietà non risulta troppo elevato; al contrario oltre un certo tenore in magnesio diminuisce fortemente il contenuto di calcio. Nonostante il diagramma risulti abbastanza disperso le inclusioni del campione LAL73 risultano quelle più calciche e meno magnesiache presentando quindi una marcata differenziazione rispetto alle inclusioni di LAL70 (molto magnesiache e debolmente calciche), mentre l'inclusione di LAL42 sembra disporsi in una posizione caratterizzata dai contenuti di magnesio più ridotti e da tenori in calcio mediamente bassi. Tramite questi grafici è possibile identificare differenti trend evolutivi che permettono di distinguere le melt inclusions (fusi da primitivi a parzialmente frazionati) dalle rocce totali (picriti e basalti primari, pochissimo o per nulla differenziati) e dai vetri interstiziali (termini abbastanza differenziati per cristallizzazione frazionata polibarica).

Par.8.2 Vetri interstiziali (Glass)

Nelle picriti ultratitanifere HT2 della Successione di Lalibela, è stata riscontrata la presenza di plaghe di vetro interstiziale all'interno della pasta di fondo microcristallina, contrariamente a quanto riscontrato per i basalti transizionali, che non presentano vetro nella pasta di fondo. Sono stati quindi eseguiti 7 siti analitici all'interno del medesimo campione di lava picritica (LAL73) su plaghette vetrose interstiziali. L'analisi composizionale degli ossidi degli elementi maggiori in microsonda ha rivelato che i vetri esaminati ricadono nel diagramma TAS (riportato in *Fig. 9*) nei campi delle **andesiti basaltiche** (vetri meno alcalini), fino alle **trachi-andesiti**, per le fasi vetrose più differenziate e maggiormente alcaline.

Dall'elaborazione dei dati analitici di microsonda (riportati in *Tab. 3b*) i vetri interstiziali rappresentano delle fasi amorfe mediamente differenziate per cristallizzazione frazionata, caratterizzati da un tenore medio in silice pari a **54,81%**, in quanto la composizione chimica di questi vetri è di tipo intermedio e quindi denota una

certa evoluzione per cristallizzazione frazionata da un fuso già differenziato; il tenore in MgO di queste plaghette vetrose debolmente magnesiache risulta compreso tra **0,79%** e **2,16%**, infatti i fusi residuali che hanno formato queste plaghe vetrose contenute nella pasta di fondo microcristallina della roccia rappresentavano già dei prodotti differenziati interessati da un processo di frazionamento. Infatti a testimonianza di questo fatto anche il valore del parametro mg# risulta compreso tra **0,18** e **0,38**; questo indica in maniera esplicita la non primarietà di questi fusi. Il contenuto in ferro conseguentemente varia tra **5,91%** e **10,13%**, il tenore alluminifero si presenta mediamente elevato e compreso tra **16,10%** e **18,65%**; il tenore in titanio risulta variabile tra **1,57%** e **3,31%** e quindi inferiore a quello della roccia totale ($TiO_2 = 3,54$). È evidente in base all'analisi chimica di microsonda anche un forte arricchimento in elementi alcalini; infatti il sodio (Na_2O) presenta valori medi di concentrazione pari a **3,59%** ed appare più arricchito rispetto al potassio (K_2O) con valori medi che si attestano intorno ad **1,95%**; mentre il tenore in CaO è caratterizzato da valori medi di **5,16%**, inferiori a quelli della roccia totale. La concentrazione di P_2O_5 risulta mediamente elevata nei vetri interstiziali raggiungendo il valore di **1,05%**. Infine queste plaghette di vetro esaminate, si presentano idrate ed arricchite in elementi volatili, in particolare fluoro e cloro che raggiungono valori massimi di **0,41%** e **0,07%** rispettivamente.

Tab. 3b: Analisi rappresentativa di microsonda dei vetri interstiziali dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità	HT2-Pi						
Località	Lalibela						
Sigla	LAL73						
Fase e sito-analisi	Glass-73-1-1	Glass-73-1a2	Glass-73-1a3	Glass-73-4-1	Glass-73-5-1	Glass-73-5-2	Glass-73-6-1
(wt%)							
SiO ₂	55,52	54,28	54,73	55,79	55,36	55,53	52,45
TiO ₂	1,57	2,68	3,30	3,31	2,08	1,91	2,55
Al ₂ O ₃	18,65	16,56	16,97	18,05	17,79	17,37	16,10
FeOtot	7,39	6,36	6,96	5,91	7,07	7,05	10,13
MnO	0,15	0,10	0,18	0,14	0,14	0,16	0,21
MgO	0,92	2,16	1,18	0,79	1,26	1,56	1,89
CaO	4,59	4,95	5,09	4,82	4,96	5,00	6,74
Na ₂ O	4,11	2,01	2,80	5,20	5,15	3,08	2,78
K ₂ O	2,37	1,76	2,16	1,84	2,29	1,60	1,64
P ₂ O ₅	0,91	0,00	0,00	1,05	0,94	0,89	0,81
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02
NiO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,29	0,08	0,00	0,22	0,41	0,15	0,16
Cl	0,07	0,00	0,00	0,07	0,06	0,07	0,05
Tot	96,57	91,01	93,39	97,19	97,51	94,42	95,53
mg#	0,18	0,38	0,23	0,19	0,24	0,28	0,25

Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre i numeri successivi al cristallo specifico. $mg\# = (Mg)/(Mg+Fe^{2+})$

Per quanto riguarda, infine, la discussione dei diagrammi di variazione più significativi di alcuni elementi maggiori (riportati in Fig. 8.3) si possono fare diverse considerazioni, finalizzate in particolare al confronto tra i fusi dai quali derivano i vetri interstiziali e quelli dai quali si sono originate le “melt inclusions”.

In particolare nel diagramma MgO-SiO₂ si nota un trend di correlazione negativa, con i campioni di fasi vetrose più differenziate che si collocano nella fascia a più basso contenuto di magnesio e maggiore contenuto in silice; si nota, inoltre, un andamento di tipo discendente dei vetri interstiziali che formano un cluster frazionato rispetto alle inclusioni. Al contrario il contenuto di magnesio è direttamente proporzionale alla concentrazione di titanio come si evince dal diagramma di variazione correlativo tra i due elementi maggiori; in questo grafico infatti i vetri interstiziali essendo più differenziati si mostrano debolmente arricchiti in titanio rispetto alle melt inclusions. Al contrario nel diagramma che confronta la somma degli alcali (Na₂O + K₂O) con il

valore della concentrazione di magnesio (correlati da una proporzionalità inversa accentuata con il progredire dei processi evolutivi legati al frazionamento), si nota che la differenziazione che ha coinvolto i vetri interstiziali analizzati ne aumenta fortemente l'alcalinità se vengono paragonati alle inclusioni. Allo stesso modo nel diagramma MgO/Al_2O_3 si osserva un incremento del tenore in allumina con l'aumento della differenziazione; da ciò consegue che i vetri interstiziali si distinguono dalle melt inclusions per essere notevolmente più alluminiferi in conseguenza del minore grado di primarietà. Al contrario nel diagramma di variazione che considera il rapporto tra magnesio e ferro totale si nota una certa proporzionalità diretta per i vetri interstiziali che presentano valori di tenore in ferro più ridotti rispetto alle inclusioni. Nonostante i vetri interstiziali costituiscano il cluster a minore contenuto in ferro e magnesio in seguito al processo di frazionamento, tuttavia sono caratterizzati ugualmente da un tenore in ferro abbastanza elevato, in quanto con la differenziazione il contenuto di ferro tende a prevalere sull'abbondanza in magnesio. In particolare i vetri interstiziali, rispetto alle melt inclusions, sono caratterizzati da un notevole arricchimento in fosforo per contenuti di magnesio piuttosto ridotti. Infine per quanto riguarda il diagramma di variazione $MgO-CaO$ si nota una correlazione diretta anche se il grafico è caratterizzato da una leggera dispersione, infatti i vetri interstiziali sono localizzati nella porzione del grafico vicino all'origine degli assi con entrambe le concentrazioni degli ossidi piuttosto basse.

Cap.9 Geochimica degli elementi in traccia “in situ” delle melt inclusions e dei vetri interstiziali

Per quanto riguarda le **melt inclusions**, sono state effettuate analisi in laser ablation di alcune inclusioni vetrose selezionate per omogeneità e soprattutto in base alla dimensione, in quanto lo spot dello spettrometro di massa accoppiato al laser risulta notevolmente maggiore (50 μm) rispetto a quello della microsonda elettronica (10 μm). Le inclusioni silicatiche analizzate comprendono 4 siti analitici di ablazione laser (*Tab.4*), uno dei quali nella picrite LAL70, un altro nel basalto transizionale LAL42 ed infine due nella picrite LAL73; i valori delle concentrazioni delle tracce sono riportati nella medesima tabella dei vetri interstiziali.

Tab. 4: Analisi rappresentativa degli elementi in traccia da LA-ICP-MS dei vetri interstiziali e delle melt inclusions dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Lalibela LAL73			HT2-Bas Lalibela LAL42		HT2-Pi Lalibela LAL70		HT2-Pi Lalibela LAL73	
Fase e sito-analisi	Glass-73-1D	Glass-73-4A	Glass73-media	Melt-42B-2A	Melt-70A-2A	Melt-73-1A	Melt-73BIS-4B	Melt73-media	
(ppm)									
Rb	27,5	15,4	21,4	16,9	14,9	28,3	11,6	20,0	
Ba	250	160	205	133	215	538	405	472	
Sr	717	481	599	271	657	1536	230	883	
Y	19,8	17,4	18,6	16,5	23,2	38,1	21,7	29,9	
Zr	267	199	233	171	237	361	216	289	
Hf	5,94	4,78	5,36	4,32	5,54	10,5	9,1	9,8	
Nb	55,8	29,9	42,9	19,3	45,4	87,7	18,7	53,2	
Ta	3,36	1,59	2,47	1,16	1,80	3,35	1,57	2,46	
La	43,8	27,0	35,4	19,3	28,6	57,5	20,1	38,8	
Ce	88,5	58,2	73,3	42,8	63,2	131	47	89,0	
Pr	9,44	7,20	8,32	5,62	8,14	14,5	6,7	10,6	
Nd	42,3	30,1	36,2	25,0	40,4	75,4	26,9	51,2	
Sm	8,32	7,80	8,06	5,67	9,32	14,8	6,7	10,8	
Eu	2,70	1,99	2,35	1,69	2,92	6,28	2,56	4,42	
Gd	5,86	5,42	5,64	4,92	6,87	12,3	6,5	9,38	
Tb	0,95	0,79	0,87	0,78	0,96	1,64	1,42	1,53	
Dy	4,40	4,12	4,26	3,71	6,07	7,35	7,11	7,23	
Ho	0,83	0,73	0,78	0,71	1,15	1,79	0,87	1,33	
Er	1,57	1,27	1,42	1,57	2,24	3,16	1,46	2,31	
Tm	0,38	0,16	0,27	0,20	0,23	0,72	0,00	0,36	
Yb	1,94	1,49	1,72	1,67	1,64	1,88	1,37	1,63	
Lu	0,26	0,19	0,23	0,16	0,21	0,18	0,30	0,24	
Th	5,04	3,14	4,09	2,01	1,89	3,99	1,56	2,78	
U	2,16	0,92	1,54	0,72	0,51	1,52	0,45	0,98	

Tutti gli elementi in traccia sono stati riportati in ppm (Sr-Y-Zr-Hf-Nb-Ta-REE-Th-U) sono stati analizzati in LA-ICP-MS. Per il medesimo campione, i numeri sono relativi ai siti dei differenti vetri ed inclusioni analizzati, mentre le lettere si riferiscono alla specifica analisi di ablazione laser.

Dai risultati ottenuti sono stati realizzati un diagramma di distribuzione per le terre rare normalizzate alle condriti ed uno spider-diagram degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (*Fig. 9.1*), utilizzando gli stessi fattori di normalizzazione usati in precedenza. Dall'analisi del diagramma di distribuzione delle terre rare si nota un pattern discendente dalle terre rare leggere verso quelle più pesanti che implica un notevole frazionamento delle

REE. Nello spiderdiagram che prende in considerazione invece gli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale si nota un pattern di tipo ascendente in corrispondenza degli elementi maggiormente incompatibili soprattutto gli LFSE ed alcuni HFSE; infatti si riscontra un ben distinto pattern a campana con l'apice centrato sul Nb-Ta, che poi discende a partire dalle LREE molto arricchite nelle melt analizzate e notevolmente frazionate rispetto alle HREE. L'ultima parte del pattern, infatti, mostra un andamento fortemente discendente dalle terre rare leggere fortemente incompatibili a quelle pesanti più compatibili. Non si distinguono anomalie nel trend degli elementi incompatibili valide per tutti i campioni esaminati. Il rapporto La_N/Yb_N nelle inclusioni vetrose prese in considerazione mostra una variabilità compresa tra **8,27** e **21,92**, mettendo in evidenza un notevole frazionamento delle terre rare leggere rispetto a quelle pesanti in parte confrontabile con quanto riscontrato nei vetri interstiziali, soprattutto per le inclusioni dei fusi più primitivi a chimismo basaltico-picritico. Il rapporto La_N/Nd_N , che prende in considerazione il rapporto tra terre rare leggere ed intermedie, è variabile da **1,40** a **1,52**, mostrando un arricchimento più marcato in terre rare leggere piuttosto che in quelle intermedie, le quali si presentano allo stesso modo notevolmente frazionate rispetto a quelle pesanti; infatti anche il rapporto Nd_N/Yb_N presenta un intervallo di variabilità compreso tra **5,45** e **14,61** dove i valori maggiori del suddetto rapporto di concentrazione si rinvengono nei fusi intrappolati nelle inclusioni maggiormente primarie (LAL70 e LAL73).

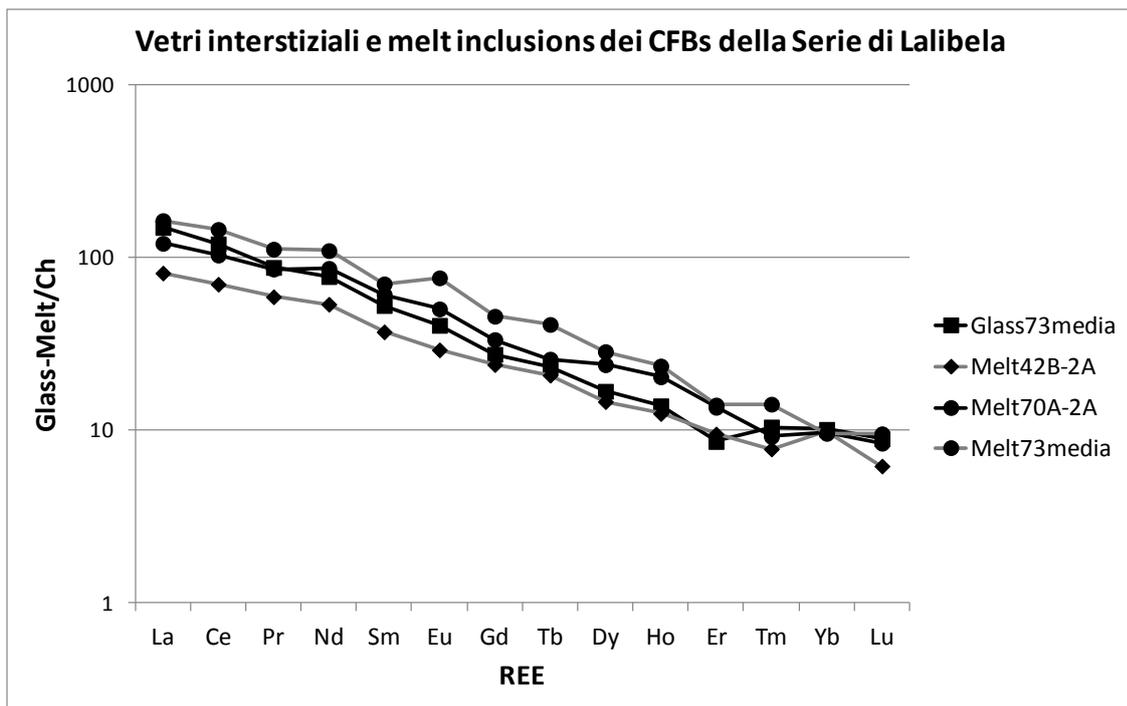
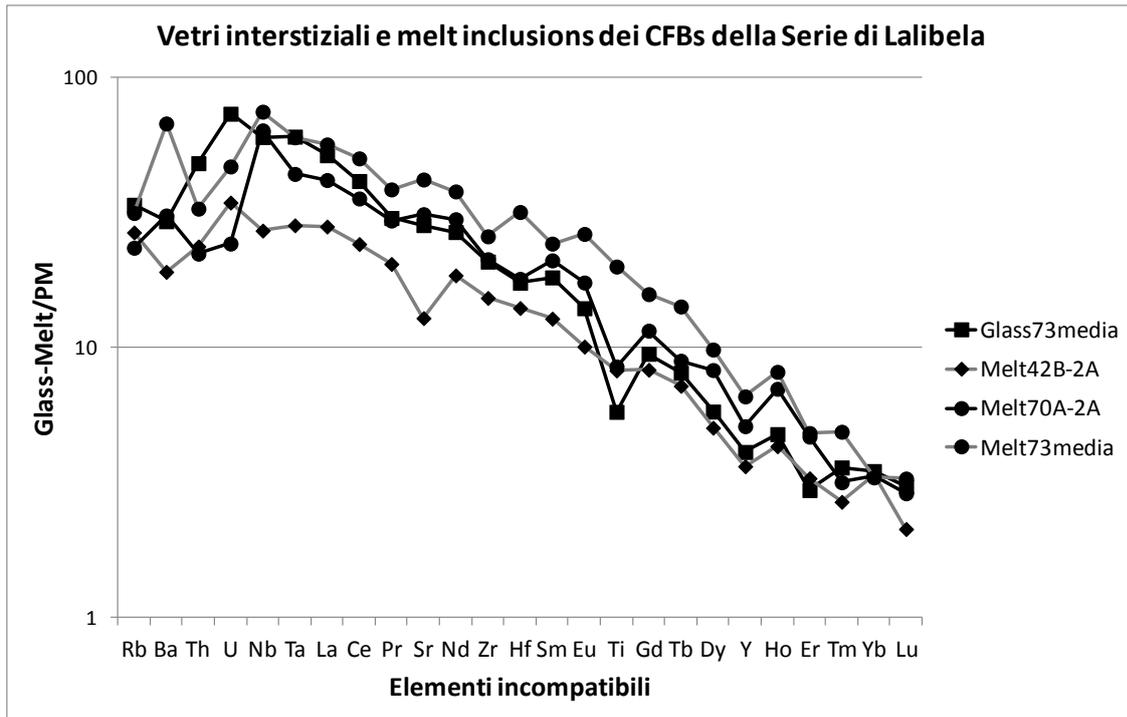


Fig. 9.1: Spider-diagram degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale e diagramma di distribuzione delle terre rare (REE) normalizzate alle condriti per i vetri interstiziali e le melt inclusions dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela). I fattori di normalizzazione sono tratti da Sun & McDonough (1989) e da McDonough & Sun (1995).

Sono state condotte analisi in laser ablation su plaghe di **vetro interstiziale** in 2 siti all'interno del medesimo campione picritico ad affinità HT2 (LAL73), afferente alla Serie di Lalibela. Gli elementi in traccia esaminati mediante tecnica LA-ICP-MS, contenuti all'interno delle fasi vetrose, sono stati riportati in *Tab. 4*.

I risultati sono stati inseriti nello spider-diagram degli elementi incompatibili e nel diagramma di distribuzione delle terre rare, assieme a quelli delle inclusioni vetrose, al fine di confrontarne la natura dei fusi magmatici che li hanno generati.

Nel grafico relativo alle terre rare normalizzate alle condriti, si nota un pattern fortemente discendente dalle terre rare leggere (LREE), fortemente incompatibili, alle terre rare pesanti (HREE), più compatibili, che implica un notevole frazionamento. Nello spiderdiagram degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale, invece, si nota un pattern di tipo prima ascendente con un picco centrato sugli elementi maggiormente incompatibili (LFSE come il Rb, Ba, Th, U ed HFSE come Nb e Ta), a bassa e ad alta forza di campo, poi fortemente discendente spostandosi dalle LREE fino alle HREE, che si presentano molto impoverite. Il pattern degli elementi incompatibili non mostra anomalie distinte e comuni ai diversi melt analizzati. Il rapporto La_N/Yb_N mostra una variabilità compresa tra **12,97** e **16,19**, evidenziando un frazionamento delle terre rare leggere rispetto a quelle pesanti molto rilevante; invece il rapporto La_N/Nd_N varia da **1,76** a **2,04**, denotando un arricchimento maggiore in terre rare leggere rispetto a quelle intermedie.

Cap.10 Caratterizzazione isotopica delle lave del Plateau Etiopico-Yemenita

Gli isotopi radiogenici di Sr-Nd-Pb, dopo essere stati usati per decenni principalmente a scopo geocronologico, hanno trovato progressivo utilizzo nel campo della petrologia magmatica per comprendere processi petrogenetici ed origine dei magmi (*Faure, 1986*).

Le loro composizioni sono influenzate dalle leggi del decadimento radioattivo che sono regolate da differenti parametri quali: la concentrazione delle specie elementari che costituiscono la coppia di decadimento, il rapporto elementare tra i due radionuclidi collegati, la costante di decadimento dell'isotopo padre radioattivo che tende a trasformarsi nell'isotopo figlio radiogenico (*Faure, 1986*).

Nel caso della sistematica isotopica Rb-Sr, l'isotopo ^{87}Rb decade in ^{87}Sr ed il rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (dove ^{86}Sr è un isotopo stabile), dipende dalla seguente equazione di decadimento radioattivo:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1);$$

In tale equazione, il primo termine esprime il rapporto isotopico dello stronzio al tempo (t) in cui si effettua la determinazione, il secondo termine rappresenta il medesimo rapporto isotopico al tempo "0" (t iniziale), nel quale inizia il processo di decadimento del ^{87}Rb in ^{87}Sr , che contribuisce alla variazione della proporzione relativa tra Sr radiogenico (^{87}Sr) ed il radionuclide dello Sr stabile in natura (^{86}Sr). Un parametro importante contenuto in questa equazione è il rapporto di concentrazione elementare tra il Rb (radionuclide padre) e lo Sr (isotopo figlio); infine λ rappresenta la costante di decadimento e "t" il tempo trascorso dall'inizio del decadimento radioattivo.

L'espressione del sistema di decadimento della coppia isotopica Rb/Sr è generalizzabile anche per altri sistemi isotopici considerati; per la coppia Sm/Nd e per la serie di decadimento U/Th/Pb, i sistemi di decadimento possono essere espressi mediante le espressioni seguenti:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda t} - 1)$$

dove ogni singola equazione avrà una specifica costante di decadimento.

La caratteristica che rende applicabile come discriminante di un processo petrologico tali parametri è insita nei peculiari caratteri geochimici specifici delle specie isotopiche considerate, principalmente influenzati dal rapporto tra la carica ed il raggio ionico del singolo elemento. Differente grado di incompatibilità fra isotopo “padre” ed isotopo “figlio” conduce spesso a frazionamenti che si ripercuotono in differenziazioni isotopiche.

In particolare, per quanto riguarda la coppia isotopica Rb-Sr, le due specie isotopiche, sono caratterizzate da un differente grado di incompatibilità, in quanto la specie isotopica figlia (lo Sr) è generalmente meno incompatibile rispetto al Rb, che mostra maggiore affinità per le fasi fluide rispetto alle fasi solide. Questo differente comportamento geochimico induce processi di frazionamento isotopico che influenzano le concentrazioni dei due elementi durante i processi petrogenetici. Per esempio, durante fenomeni di fusione parziale, il Rb è ripartito preferenzialmente nei magmi ed impoverito nel solido residuo. Ciò ha reso la concentrazione di Rb all'interno della crosta terrestre nettamente superiore rispetto al contenuto dello stesso elemento nel mantello, in quanto il Rb presenta maggiore affinità per i fusi magmatici che non per la matrice peridotitica. Di conseguenza la crosta ha sviluppato, nel corso della storia geologica, valori del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ notevolmente più alti di quelli che contraddistinguono il mantello. In analogia, fra i distinti settori di mantello, quelli caratterizzati da significativo impoverimento per estrazione di fusi basici sono contraddistinti da valori $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ particolarmente bassi, generalmente inferiori a 0,703.

Considerazioni analoghe possono essere fatte per altre coppie isotopiche con differenti rapporti di compatibilità. Per quanto riguarda il sistema Sm/Nd, dove l'isotopo ^{147}Sm decade in ^{143}Nd , le relazioni di compatibilità relativa sono inverse rispetto a quelle del sistema Rb/Sr. Il Nd, appartenente alle terre rare leggere, essendo più incompatibile rispetto al Sm (terra rara intermedia), tende a concentrarsi nei fusi e quindi presenta un maggiore arricchimento all'interno della crosta, mentre il mantello tenderà ad essere impoverito in Nd. Ciò implica che nel mantello si instaurino rapporti Sm/Nd più elevati di quelli crostali, che nel tempo implicano valori $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparativamente elevati rispetto a quelli crostali. In questo caso, domini di mantello significativamente impoveriti, svilupperanno valori $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ molto alti, generalmente superiori a 0,5130.

Più complicati risultano essere, invece, i frazionamenti elementari ed isotopici della famiglia di decadimento U/Th/Pb, ma generalmente U e Th sono più incompatibili del Pb e, di conseguenza, domini di mantello che hanno subito fusione parziale ed estrazione di magmi basici sono caratterizzati da valori isotopici del Pb scarsamente radiogenici.

Dopo tale introduzione, si evince che le caratteristiche isotopiche di magmi basici come quelli oggetto di studio saranno ereditate principalmente dall'impronta isotopica delle relative sorgenti di mantello, che dipendono a loro volta dalla loro specifica evoluzione che include sia fenomeni di fusione parziale che fenomeni di arricchimento metasomatico. Tali fenomeni di arricchimento metasomatico, nell'area oggetto di studio, sono plausibilmente collegati alla risalita di profonde correnti convettive di materiale mantellico, cioè alla risalita di un plume sub-litosferico.

L'osservazione combinata dei rapporti isotopici Sr-Nd-Pb è risultata quindi determinante per delineare le principale tipologie di sorgenti di mantello, a tal proposito alcuni Autori (studiando principalmente i magmi MORB e OIB in ambiente oceanico dove non sussiste il processo di contaminazione con crosta continentale) hanno definito dei componenti estremi comunemente denominati “**main oceanic mantle reservoirs**” (*Zindler & Hart, 1986*):

- **DM (Depleted Mantle)**: caratterizzato da elevato rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, basso $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ridotto rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; esso rappresenta l'end-member dominante dei MORB.

- **EM1 (Enriched Mantle I)**: rappresenta una componente mantellica arricchita, generalmente caratterizzata da un valore $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ particolarmente basso e differenziata da *Zindler ed Hart (1986)* da un "enriched mantle" di tipo II, a causa del ridotto rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Questo end-member mantellico presenta affinità con la crosta inferiore e potrebbe plausibilmente rappresentare materiale di crosta inferiore riciclato da antiche subduzioni.

- **EM2 (Enriched Mantle II)**: rappresenta un mantello arricchito contraddistinto da un ridotto rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, analogamente all'EM1, ma caratterizzato da un valore $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ particolarmente alto. Questa componente mantellica mostra affinità con la crosta continentale superiore e potrebbe costituire un end-member legato al riciclaggio di sedimenti di origine crostale, attraverso antiche subduzioni.

- **HIMU (High Mantle Uranium) o HI μ (dove μ rappresenta il rapporto $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)**: rappresenta una componente mantellica arricchita con valori isotopici del piombo particolarmente radiogenici; in particolare questo end-member mantellico si presenta caratterizzato da alti valori $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, basso valore del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ed una composizione isotopica di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ intermedia. Le peculiari impronte isotopiche sono caratteristiche di una sorgente di mantello particolarmente arricchita in U e Th relativamente al Pb, senza un corrispettivo aumento del rapporto elementare Rb/Sr. Il processo di arricchimento che contraddistingue questa componente si ritiene che sia avvenuto in un periodo compreso tra 1,5 e 2,0 Ga fa ed in base a diversi modelli proposti per spiegare l'origine di questo end-member, sembra imputabile a processi di mixing all'interno del mantello di crosta oceanica alterata e riciclata nel mantello da antiche subduzioni.

Nei diagrammi sotto riportati, estrapolati da *Rollinson (1993)* vengono riportati ulteriori end-members:

- **PREMA (PREvalent MAntle reservoir)**: rappresenta la componente mantellica caratterizzata dalla composizione isotopica più frequente riscontrata nei basalti di isole oceaniche, e di basalti continentali di dominio intra-placca. I rapporti isotopici di questo end-member si distribuiscono attorno ai valori seguenti: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5130$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7033$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,2 - 18,5$.

- **BSE (Bulk Silicate Earth)**: costituisce il reservoir primario uniforme “Primary Uniform Reservoir” e rappresenta l’end-member della Terra silicatica, escludendo il nucleo terrestre. La sua composizione è equivalente a quella di un mantello primitivo omogeneo (Primordial Mantle - PM), formatosi a seguito del processo di formazione del nucleo terrestre, in un periodo antecedente alla formazione della crosta continentale.

I basalti oceanici, specialmente quelli costituenti le isole oceaniche (OIB), mostrano un diverso contributo delle quattro differenti componenti mantelliche (HIMU, DM, EMI, EMII).

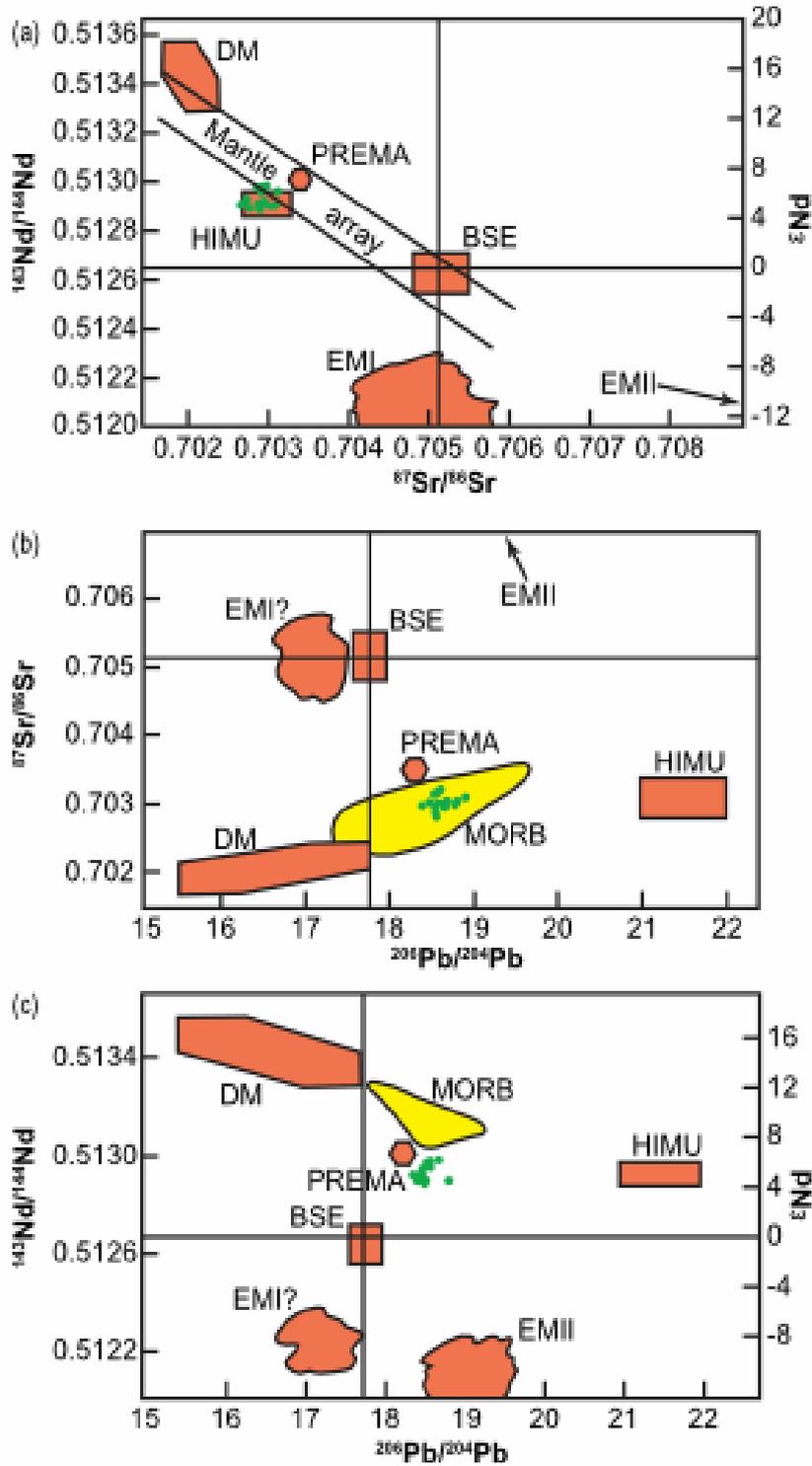


Fig. 10.1: Diagrammi di correlazione isotopica riportanti le composizioni degli end-members mantellici (Rollinson, 1993). DM = Depleted Mantle; BSE = Bulk Silicate Earth; EMI ed EMII = Enriched Mantle di tipo 1 e 2; HIMU = High Mantle Uranium, con elevato rapporto U/Pb; PREMA = PREvalent MAntle. Il "Mantle Array" rappresenta l'intervallo prevalente di composizione dei basalti oceanici

Riassumendo, il DM corrisponde a sorgenti di mantello impoverite da fenomeni di fusione parziale, mentre i restanti end-members corrispondono a sorgenti di mantello arricchite da fenomeni metasomatici, plausibilmente indotti da antichissimi riciclaggi di materiale crostale.

Nella presente tesi, gli isotopi di Sr-Nd-Pb sono stati riportati per identificare la natura delle sorgenti di mantello dei magmi oligocenici di plateau, non limitandosi alla sezione di Lalibela, ma estendendo l'analisi anche a campioni provenienti da altri settori del Plateau Etiopico, dove oltre a rocce basiche di tipologia HT2, affiorano anche rocce basiche ad affinità HT1 e LT. Sono riportati in *Tab. 5a* i rapporti isotopici di Sr-Nd-Pb determinati su "roccia totale" di 22 campioni a diversa affinità LT, HT1, HT2. Per comparazione l'analisi isotopica di Sr-Nd-Pb è stata, inoltre, estesa anche a 8 basalti (s.l.) HT2 provenienti dal plateau Yemenita (*Tab. 5b*).

In particolare come riportato in *Tab. 5a*, per i campioni appartenenti al Plateau Etiopico, è stata fatta la caratterizzazione isotopica di Sr-Nd-Pb su roccia totale di 4 campioni di basalti LT, 2 dei quali appartenenti alla Serie delle Simien Mountains (SIM15, SIM17) ed altri 2 facenti parte della Serie di Adigrat (ADG3, ADG6), di 4 campioni basaltici ad affinità HT1, appartenenti alla Serie di Lalibela (LAL32, LAL77) e alla Serie Blue Nile (BLN2, BLN4), di altri 5 campioni basaltici ad affinità HT2 ultratitaniferi appartenenti alla Serie di Lalibela (LAL14, LAL42, LAL65, LAL68, LAL69) e di 9 campioni picritici di tipologia HT2 della medesima serie (LAL31, LAL33, LAL41, LAL43, LAL44, LAL45, LAL47, LAL70, LAL73). Per 6 campioni di magmi etiopici ad affinità HT2, costituenti la Serie di Lalibela (3 basalti HT2 e 3 picriti HT2), sono stati determinati i medesimi rapporti isotopici anche nei clinopirosseni (LAL 42 – HT2Bas, LAL65 – HT2Bas, LAL69 – HT2Bas, LAL44 – HT2Pi, LAL70 – HT2Pi, LAL73 – HT2Pi) riportati in *Tab. 5a*. Per quanto riguarda le rocce del plateau Yemenita, 8 campioni ad affinità HT2 appartengono alla Serie Manakhah (*Tab. 5b*), 3 dei quali sono stati classificati come basalti HT2 (YE23, YE24, YE25, YE27, YE28, YE31) e 2 campioni come picriti ultratitanifere (YE26, YE29).

Tabelle più esaustive, riportanti anche gli errori associati ad ogni singola misura, sono state inserite nella sezione "Appendice" (*Tab. 16, 17, 18*).

Tab. Sa : Analisi isotopiche di Sr-Nd-Pb su roccia totale e dei cristalli di clinopirosseno dei CFBs del Plateau Etiopico (Serie di Lalibela, Serie di Adigrat, Serie del Blue Nile e Serie delle Simien Mountains)

Affinità	Sigla	Tipo analisi	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Lab. Analisi
LT-Bas	SIM15	Bulk Rock	0,703669	0,512882	18,441	15,546	37,911	SUERC
LT-Bas	SIM17	Bulk Rock	0,703734	0,512799	18,222	15,534	37,671	CNR-PISA
LT-Bas	ADG3	Bulk Rock	0,703290	0,513059	18,305	15,507	37,973	SUERC
LT-Bas	ADG6	Bulk Rock	0,703199	0,512980	18,324	15,517	37,917	CNR-PISA
HT1-Bas	LAL32	Bulk Rock	0,703680	0,513024	18,712	15,558	38,500	SUERC
HT1-Bas	LAL77	Bulk Rock	0,704119	0,512891	18,588	15,519	38,129	CNR-PISA
HT1-Bas	BLN2	Bulk Rock	0,704294	0,512921	18,857	15,594	38,468	SUERC
HT1-Bas	BLN4	Bulk Rock	0,703712	0,512940	18,573	15,513	38,368	CNR-PISA
HT2-Bas	LAL14	Bulk Rock	0,704239	0,512952	19,257	15,555	38,760	CNR-PISA
HT2-Bas	LAL42	Bulk Rock	0,704371	0,512959	18,962	15,574	38,408	SUERC
HT2-Bas	LAL65	Cpx	0,704362	0,512986	18,826	15,586	38,447	SUERC
HT2-Bas	LAL68	Bulk Rock	0,704325	0,513012	19,031	15,580	38,961	SUERC
HT2-Bas	LAL69	Cpx	0,704293	0,513012	18,809	15,604	38,774	SUERC
HT2-Bas	LAL70	Bulk Rock	0,704183	0,512937	19,073	15,583	38,963	CNR-PISA
HT2-Bas	LAL73	Bulk Rock	0,704122	0,513022	19,084	15,582	39,125	SUERC
HT2-Bas	LAL74	Cpx	0,704120	0,513028	18,962	15,645	39,064	SUERC
HT2-Pi	LAL31	Bulk Rock	0,704147	0,512989	18,954	15,580	38,755	SUERC
HT2-Pi	LAL33	Bulk Rock	0,704094	0,512999	18,939	15,564	38,710	SUERC
HT2-Pi	LAL41	Bulk Rock	0,704172	0,512963	18,948	15,585	38,763	SUERC
HT2-Pi	LAL43	Bulk Rock	0,704064	0,513027	19,117	15,586	38,930	SUERC
HT2-Pi	LAL44	Bulk Rock	0,704172	0,512947	19,015	15,554	38,870	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL45	Cpx	0,704670	0,512997	18,448	15,395	38,232	SUERC
HT2-Pi	LAL47	Bulk Rock	0,704009	0,512982	19,046	15,579	39,127	SUERC
HT2-Pi	LAL70	Bulk Rock	0,704177	0,512958	19,078	15,576	38,843	SUERC
HT2-Pi	LAL73	Cpx	0,704042	0,512903	19,073	15,633	38,995	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL73	Bulk Rock	0,704535	0,512972	18,514	15,426	38,305	SUERC
HT2-Pi	LAL73	Bulk Rock	0,704136	0,512941	18,991	15,549	38,893	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL73	Cpx	0,704389	0,513010	18,607	15,539	38,559	SUERC

ADG: Adigrat Series; BLN: Blue Nile Series; LAL: Lalibela Series; SIM: Simien Mountain Series. LT: Low Titanium; HT1: High titanium; HT2: Ultra-high titanium; Pi: picrites; Bas: basalts

Tab. 5b: Analisi isotopiche di Sr-Nd-Pb su roccia totale dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

Affinità	Sigla	Tipo analisi	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Lab. Analisi
HT2-Bas	YE23	Bulk Rock	0,703632	0,512901	19,410	15,607	39,464	SUERC
HT2-Bas	YE24	Bulk Rock	0,703586	0,512992	18,905	15,547	38,894	SUERC
HT2-Bas	YE25	Bulk Rock	0,703623	0,512904	19,217	15,553	39,208	SUERC
HT2-Bas	YE27	Bulk Rock	0,703705	0,512876	19,264	15,552	39,264	SUERC
HT2-Bas	YE28	Bulk Rock	0,703700	0,512893	18,963	15,570	39,006	SUERC
HT2-Bas	YE31	Bulk Rock	0,703681	0,512929	19,384	15,606	39,392	SUERC
HT2-Pi	YE26	Bulk Rock	0,703718	0,512888	19,000	15,603	39,129	SUERC
HT2-Pi	YE29	Bulk Rock	0,703668	0,512950	19,001	15,566	38,950	SUERC

Le abbreviazioni sono le medesime riportate nelle precedenti tabelle

Dai dati emergono le seguenti osservazioni. Per i basalti LT del Plateau Etiopico (Serie di Adigrat e Serie delle Simien Mountains) il rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è compreso tra **0,7032** e **0,7037**, il valore del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varia da **0,5128** a **0,5131**; infine per quanto riguarda la composizione isotopica del Pb, il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ è variabile da **18,2** a **18,4**, il rapporto isotopico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, molto uniforme, è compreso tra **15,51** e **15,54**, mentre il rapporto $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ risulta compreso tra i valori di **37,7** e **38,0**. Per quanto concerne la composizione isotopica dei basalti ad affinità HT1 (Serie Blue Nile e Serie di Lalibela), il rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è compreso tra **0,7037** e **0,7043**, il valore del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varia invece da **0,5129** a **0,5130**; infine per quanto riguarda la composizione isotopica del Pb, il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ è variabile da **18,6** a **18,9**, il rapporto isotopico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **15,5** a **15,6**, mentre il rapporto $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ risulta compreso tra i valori di **38,1** e **38,5**. La composizione isotopica dei basalti ultratitaniferi di tipologia HT2, appartenenti alla Serie di Lalibela, sono caratterizzati da un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compreso tra **0,7041** e **0,7044**, il valore del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varia invece tra **0,5129** e **0,5130**; infine per quanto riguarda la composizione isotopica del Pb, il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ è variabile da **19,0** a **19,3**, il rapporto isotopico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **15,5** a **15,6**, mentre il rapporto $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ risulta compreso tra i valori di **38,4** e **39,1**. La composizione isotopica dei basalti HT2 yemeniti della Serie di Manakhah (Tab. 5b), invece, è caratterizzata da un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compreso tra **0,7036** e **0,7037**, il valore del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varia invece da **0,5129** a **0,5130**, infine per quanto riguarda il Pb, il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ è variabile da **18,9** a **19,3**, il rapporto isotopico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia da **15,5** a **15,6** ed il rapporto $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ risulta compreso tra **38,9** e **39,3**. Le picriti HT2 della Serie Lalibela sono contraddistinte da una composizione isotopica di Sr, Nd, Pb su roccia totale che mostra i

seguenti valori: per lo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ il range di variazione è compreso tra **0,7040** e **0,7042**, il rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varia da **0,5129** a **0,5130**, invece la composizione isotopica del Pb è contraddistinta da rapporti isotopici del $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variabili tra **18,9** e **19,1**, mentre il $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ è compreso tra **15,5** e **15,6** ed infine il rapporto $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ si presenta variabile tra **38,7** e **39,1**. I basalti picritici e le picriti ad affinità HT2, costituenti la Serie di Manakhah, invece, mostrano rapporti isotopici dello $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variabili da **0,7036** a **0,7037**, del $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compresi tra **0,5129** e **0,5130**, mentre la composizione isotopica del piombo presenta, invece, un range di variazione compreso tra **19,0** e **19,4** per il rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, tra **15,55** e **15,61** per il $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ed infine un intervallo di variazione compreso tra **39,0** e **39,5** per il rapporto isotopico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Dall'elaborazione dei dati emerge che le distinte serie magmatiche (LT, HT1, HT2) individuate nelle rocce basiche del Plateau Etiopico sono caratterizzate da distinti valori isotopici dello Sr e del Pb; mentre meno discriminanti risultano essere gli isotopi del Nd. Ciò risulta evidente nei diagrammi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \text{TiO}_2$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \text{TiO}_2$ riportati nelle pagine seguenti.

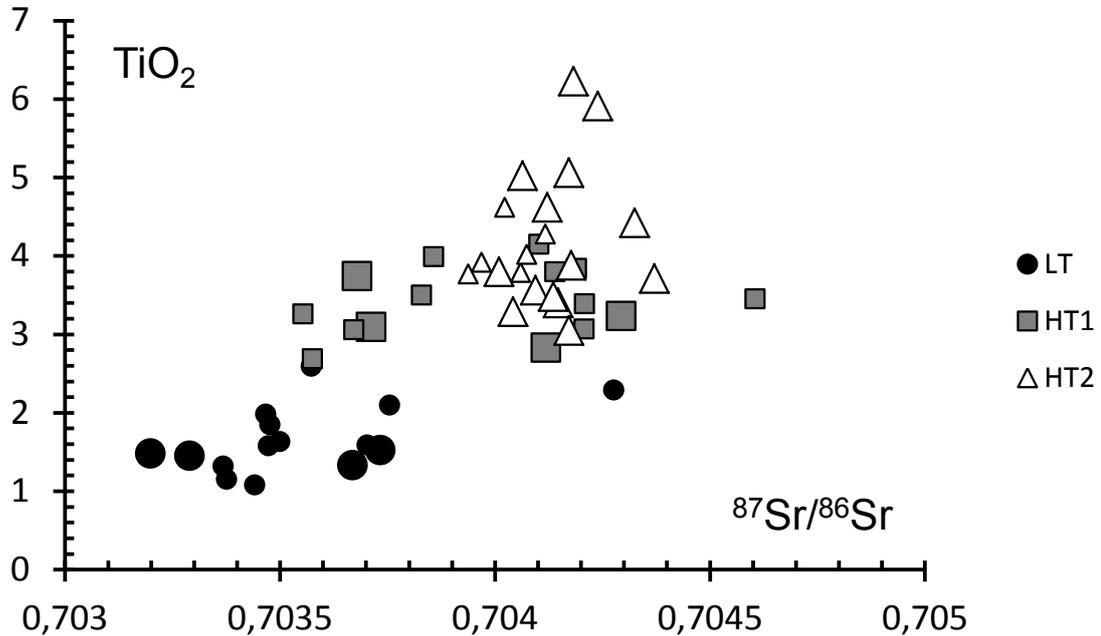


Fig. 10.2: Grafico di correlazione della composizione isotopica dello Sr su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico rispetto al contenuto in titanio delle rocce totali. I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1998; simboli di dimensione ridotta).

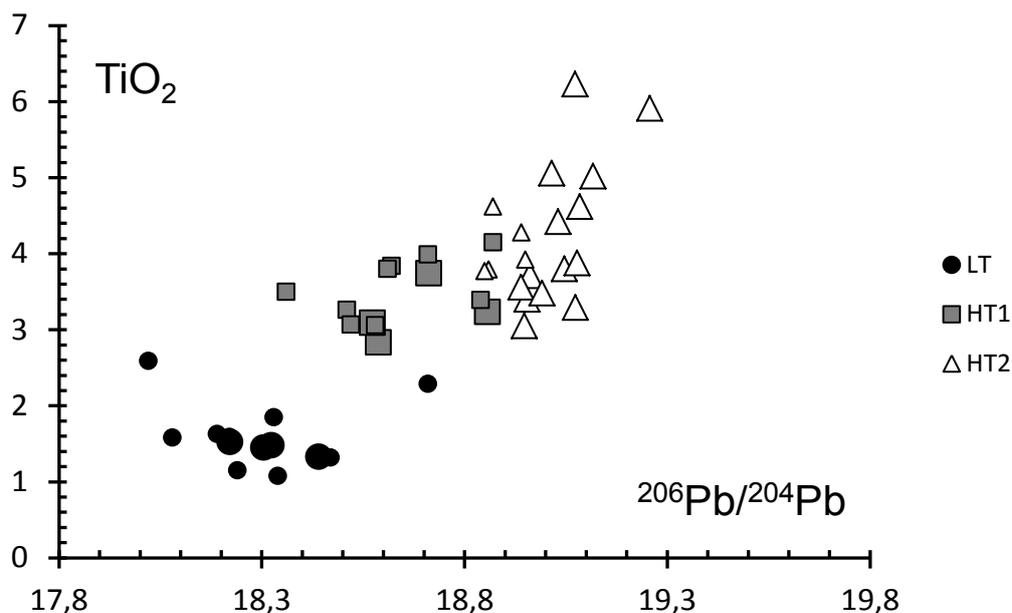


Fig. 10.3: Grafico di correlazione della composizione isotopica del Pb su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico rispetto al contenuto in titanio delle rocce totali. I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1998; simboli di dimensione ridotta).

In tali diagrammi, dove le distinte rocce LT, HT1 e HT2 sono riportate con distinti simboli, sono stati inseriti, oltre ai dati originali contenuti in questa tesi, anche dati della letteratura (Pik et al., 1998; Pik et al., 1999), riconoscibili per la dimensione ridotta dei simboli. Questi diagrammi, oltre a dimostrare un buon accordo fra i nuovi dati isotopici e quelli presenti in letteratura, mostrano una correlazione isotopica positiva fra diagrammi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \text{TiO}_2$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \text{TiO}_2$, a suggerire distinte sorgenti di mantello. Analoghe informazioni si evincono anche dal diagramma di correlazione isotopica Sr-Nd di Fig. 10.4. In particolare, nel diagramma di Fig. 10.5, si nota che le rocce picritiche rappresentano un cluster all'interno del campo compositivo delle lave HT2.

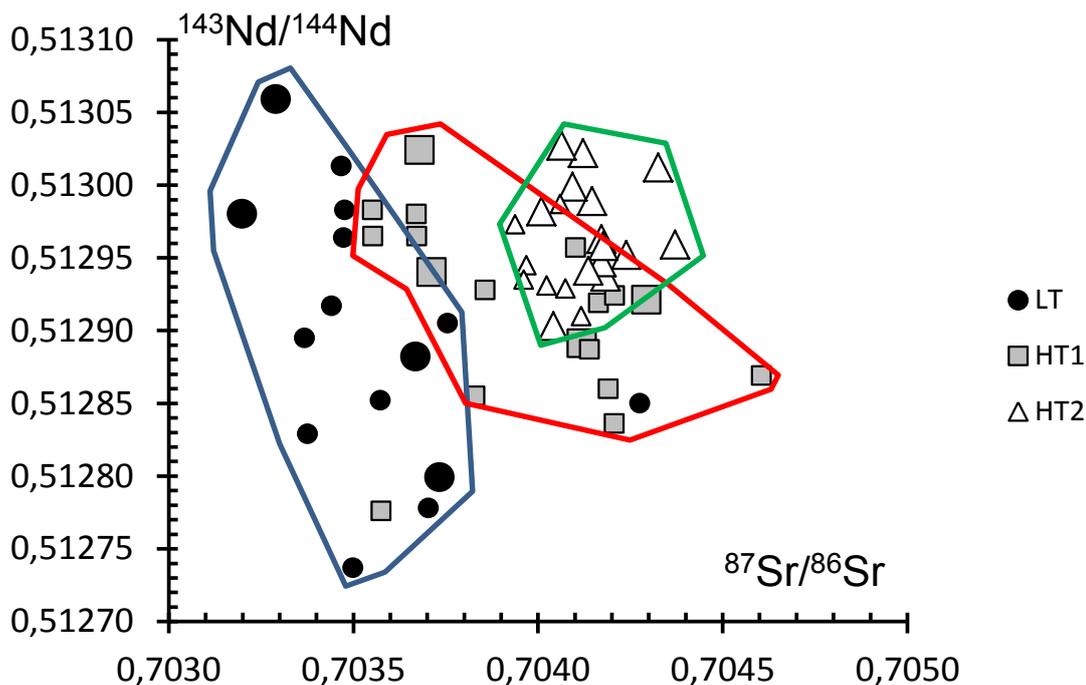


Fig. 10.4: Diagramma di correlazione isotopica Sr-Nd su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico. I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta).

In particolare, dal grafico riportante il rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sull'asse delle ascisse ed il rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in corrispondenza delle ordinate, si evince che i magmi con differenti affinità chimico-petrologiche tendano a disporsi in corrispondenza di campi di distribuzione specifici; in particolare i magmi LT tendono a disporsi nell'area del grafico corrispondente a valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più bassi rispetto agli HT1, che analogamente si presentano meno arricchiti in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ rispetto agli HT2.

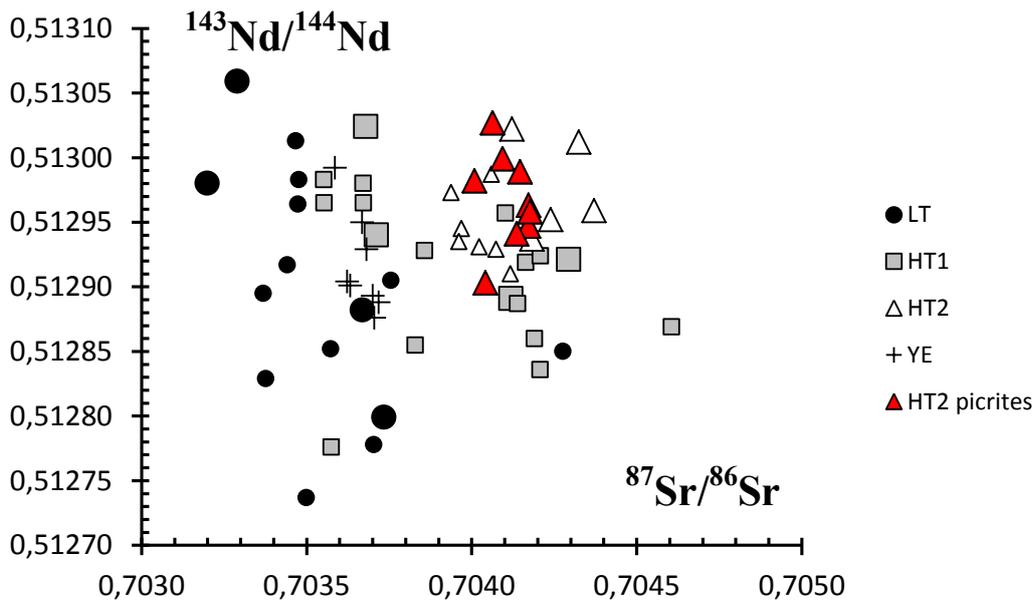


Fig. 10.5: Diagramma di correlazione isotopica Sr-Nd su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta). I triangoli di dimensione maggiore, riportati in colore rosso, rappresentano le picriti ad affinità HT2

Considerando che le picriti sono magmi generati da elevati gradi di fusione parziale e da temperature di formazione più alte rispetto ai normali basalti, affioranti solo nella zona assiale del Plateau (Beccaluva et al., 2009; Natali et al., 2011), è opinione del sottoscritto che il sottoinsieme delle Picriti HT2, identificato dai simboli rossi in Fig. 10.5, rappresenti la firma isotopica del plume di mantello che ha generato il Plateau Etiopico. Una buona discriminazione fra le rocce appartenenti alle distinte serie LT, HT1, HT2 è delineata anche dagli isotopi del Pb riportati in Fig. 10.6, dove oltre ai dati originali sono stati inseriti (con simboli di dimensione ridotta) i dati di letteratura (Pik et al., 1999).

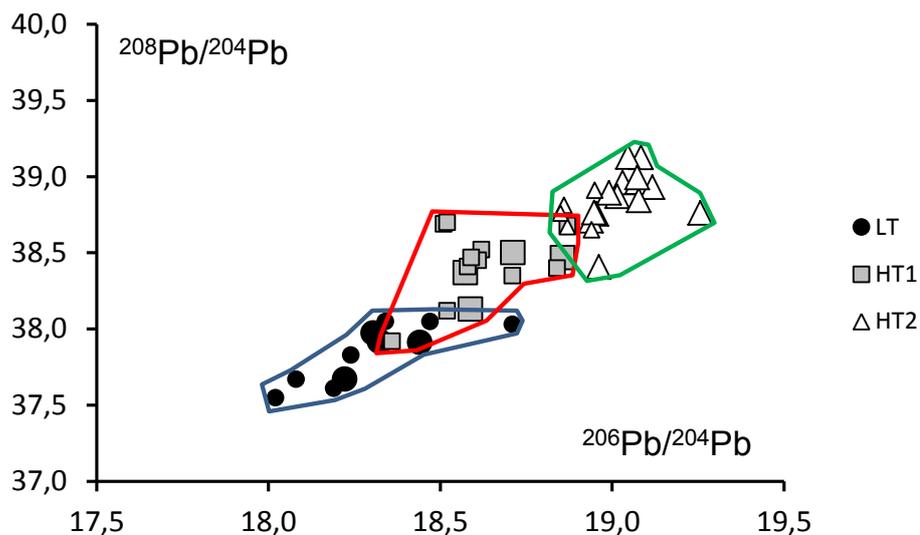


Fig. 10.6: Diagramma di correlazione isotopica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico. I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta).

Nel diagramma di Fig. 10.7, si osserva come le picriti (simboli grandi di colore rosso) costituiscano un campo più ristretto in confronto a quello tipico dell'intera popolazione HT2. Tale cluster può essere assunto come l'impronta isotopica del plume di mantello dell'Afar (Beccaluva et al., 2009; Natali et al., 2011).

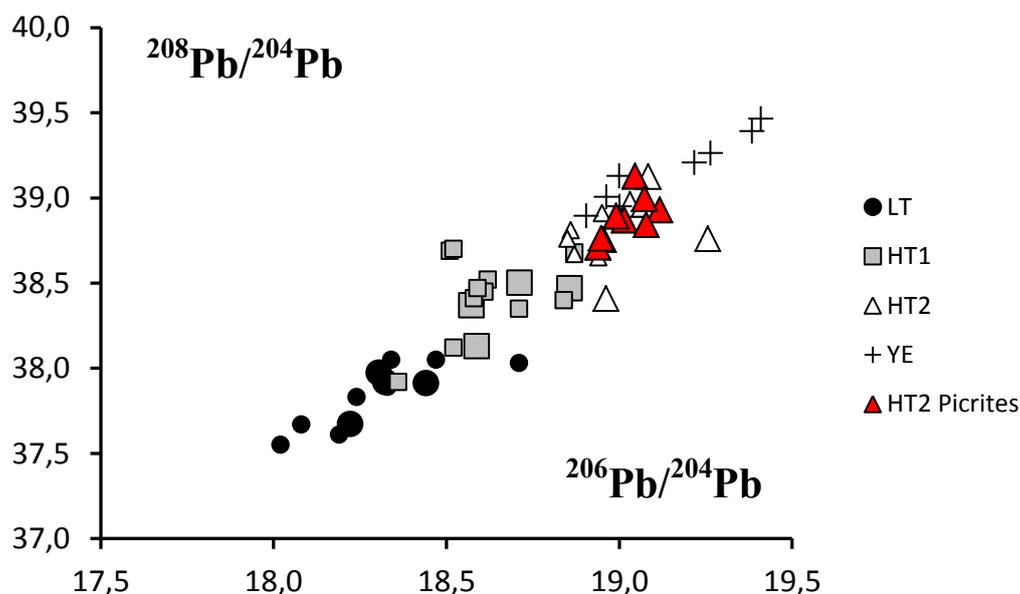


Fig. 10.7: Diagramma di correlazione isotopica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta). I triangoli di colore rosso rappresentano le picriti HT2.

Tali differenze isotopiche fra le rocce a distinta affinità sono ovviamente ben delineate nei diagrammi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ di Fig. 10.8 e Fig. 10.9.

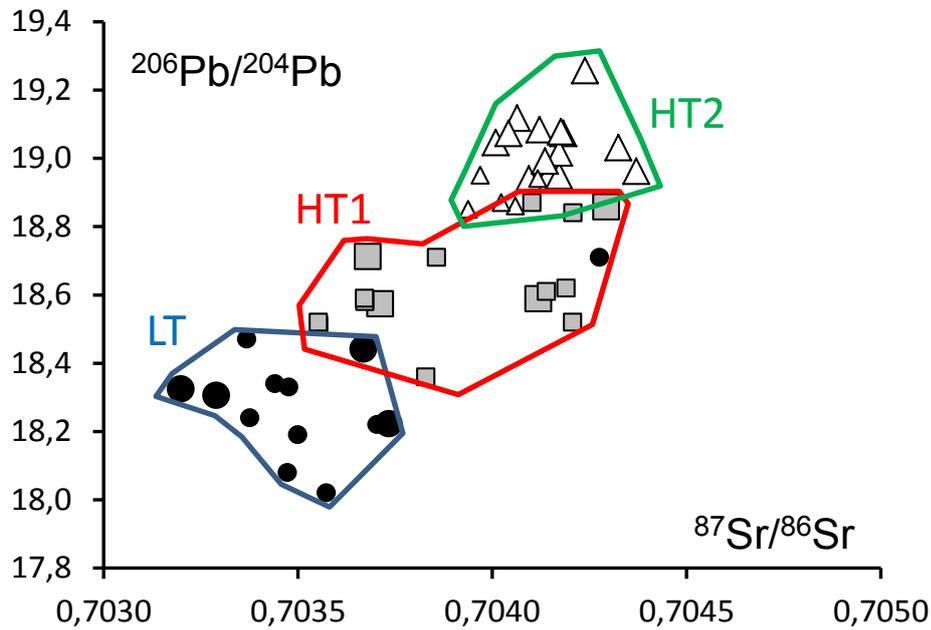


Fig. 10.8: Diagramma di correlazione isotopica Sr-Pb su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico. I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta).

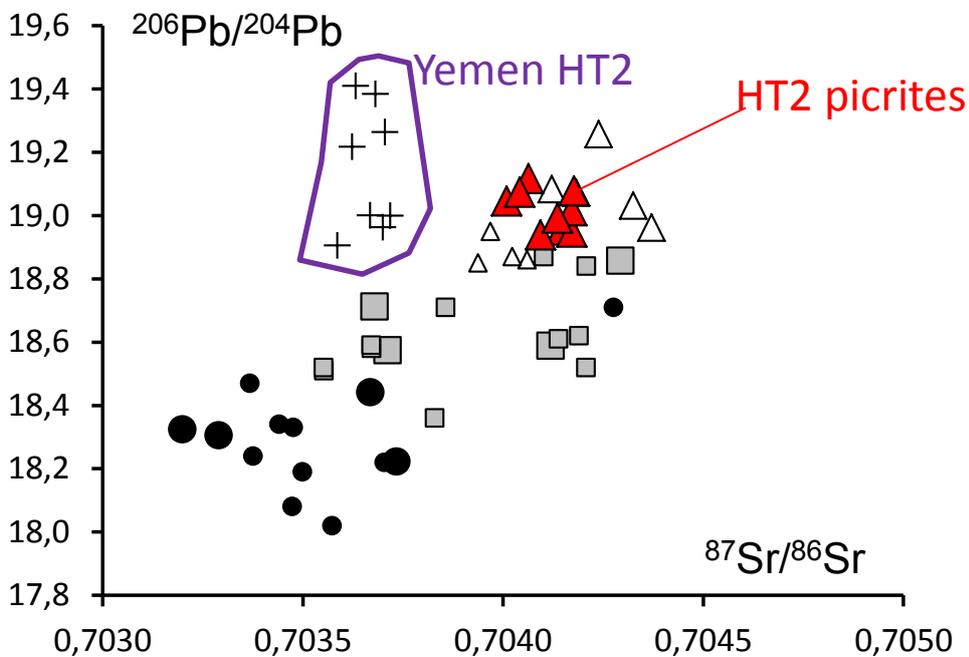


Fig. 10.9: Diagramma di correlazione isotopica Sr-Pb su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati

con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta). Le lave HT2 yemenite sono rappresentate da croci, mentre le picriti HT2 del Plateau Etiopico vengono identificate tramite triangoli rossi.

In particolare in Fig. 10.9, oltre a denotare con simboli rossi le composizioni delle picriti, vengono riportate le composizioni isotopiche delle rocce basiche HT2 dello Yemen. E' importante sottolineare come tali rocce dello Yemen, benchè coeve a quelle dell'Etiopia e provenienti da una zona contigua, mostrino un'impronta isotopica ben distinta. Questa differenza implica plausibilmente che la fusione parziale coinvolga sia componenti di mantello sub-litosferiche che componenti litosferiche. Le componenti litosferiche sono plausibilmente differenti nei vari settori del Plateau Etiopico-Yemenita, così spiegando le osservate differenze regionali nell'impronta isotopica delle rocce magmatiche.

Per quanto riguarda la comparazione fra le composizioni isotopiche delle lave del Plateau Etiopico-Yemenita ed i canonici mantle end-members (Zindler & Hart, 1986; Stracke et al., 2005) vengono riportati altri diagrammi di correlazione isotopica nelle Fig. 10.10 e Fig. 10.11.

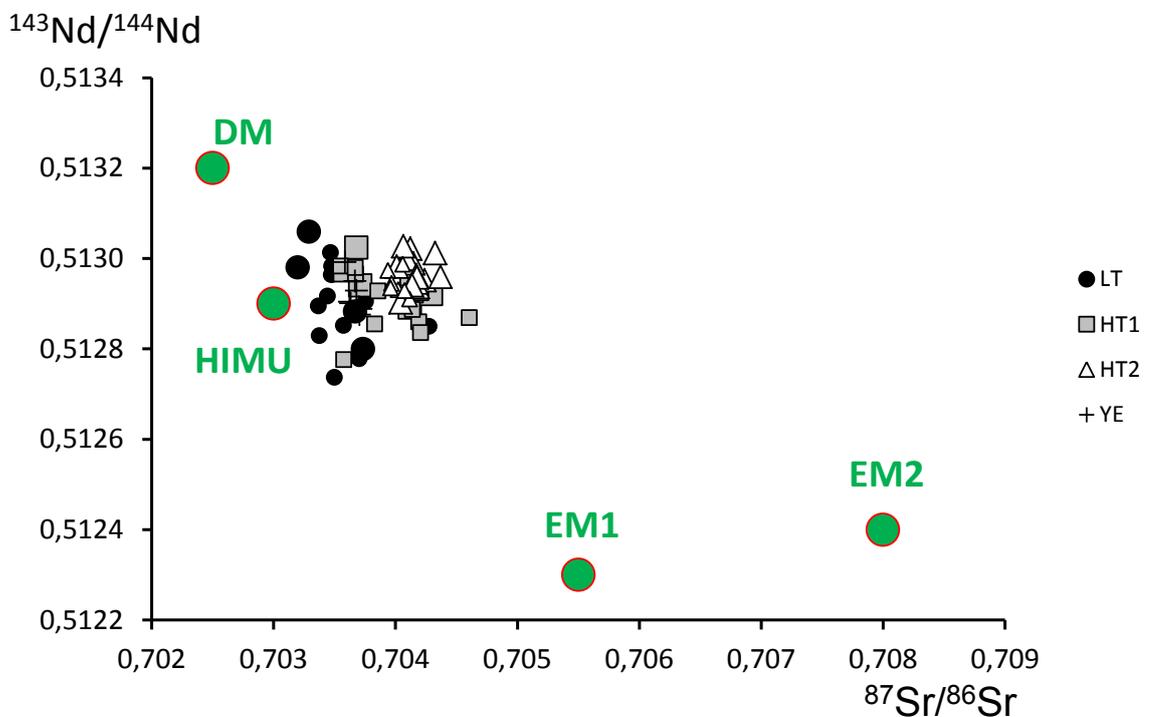


Fig. 10.10: Diagramma di correlazione isotopica Sr-Nd su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati

con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta). I simboli identificati dai cerchi verdi con contorno rosso rappresentano i principali end-members mantellici.

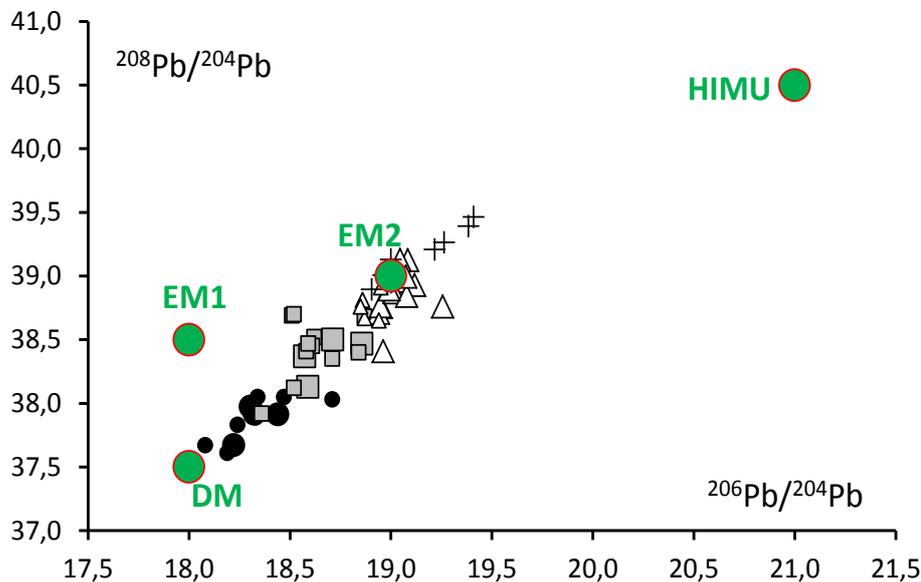


Fig. 10.11: Diagramma di correlazione isotopica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta). I simboli identificati dai cerchi verdi con contorno rosso rappresentano i principali end-members mantellici.

Osservando le sistematiche isotopiche Sr-Nd, le composizioni oggetto di studio suggerirebbero un limitato coinvolgimento delle componenti di mantello arricchite EM1 e EM2 ed un'affinità metasomatica di tipo HIMU. Tale ipotesi è però smentita dall'osservazione degli isotopi del Pb che indicano un limitato coinvolgimento di componenti HIMU. Tali componenti (composizioni del Pb estremamente radiogeniche) sono tutt'al più rappresentate nei magmi del settore yemenita del plateau. Ciò emerge chiaramente dal diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ di Fig. 10.12.

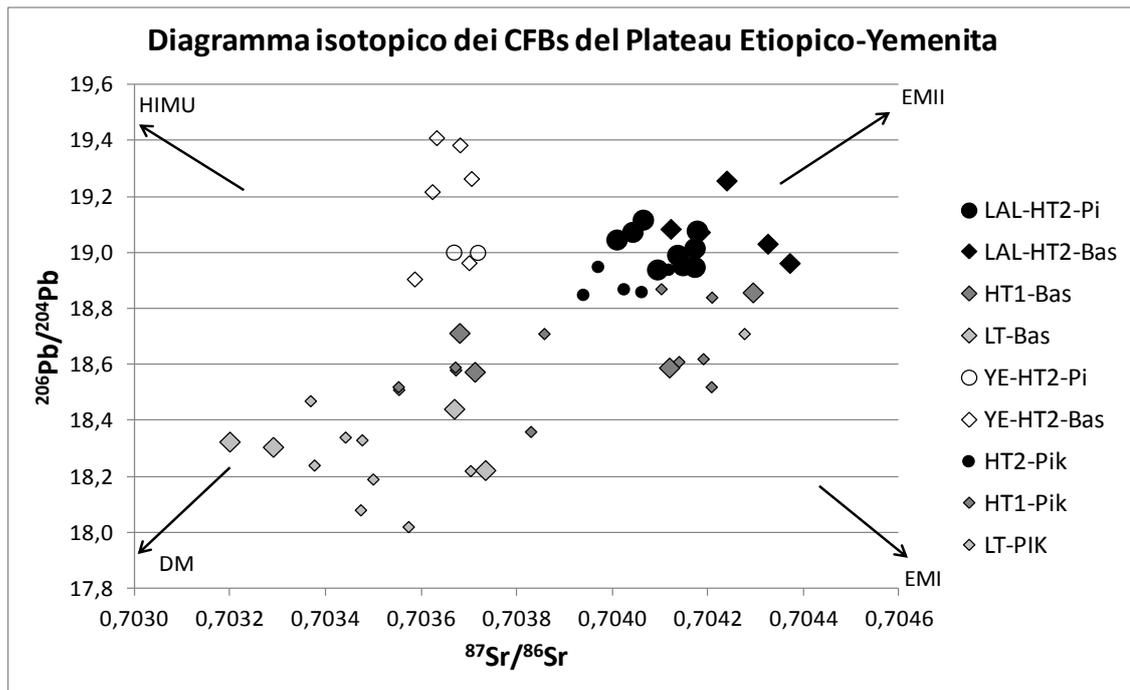


Fig. 10.12: Diagramma di correlazione isotopica Sr-Pb su roccia totale dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico e della Serie di Manakhah (Plateau Yemenita). I dati originali riportati in questa tesi (simboli grandi) sono stati integrati con dati di letteratura (Pik et al., 1999; simboli di dimensione ridotta). Le frecce indicano le composizioni dei differenti end-members mantellici.

Ne emerge che il plume dell'Afar sia caratterizzato da una propria firma isotopica difficilmente inquadrabile con i canonici end-members descritti in letteratura.

I dati isotopici possono essere, inoltre, utili per comprendere i processi petrogenetici che hanno portato alla formazione di una roccia. Se questa si è formata per cristallizzazione di varie fasi mineralogiche a sistema chiuso è lecito attendersi (quantomeno al t_0 , in cui è avvenuta la cristallizzazione) equilibrio isotopico fra le varie fasi coesistenti nella medesima paragenesi. Evidenze di disequilibrio isotopico denotano invece processi differenziativi più complessi.

Per questo motivo, in sub-set selezionato di campioni, oltre alla roccia totale, sono state analizzate le composizioni isotopiche di Sr-Nd-Pb dei fenocristalli di clinopirosseno (Tab. 5a). I risultati sono riportati nel diagramma di correlazione isotopica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di Fig. 10.13.

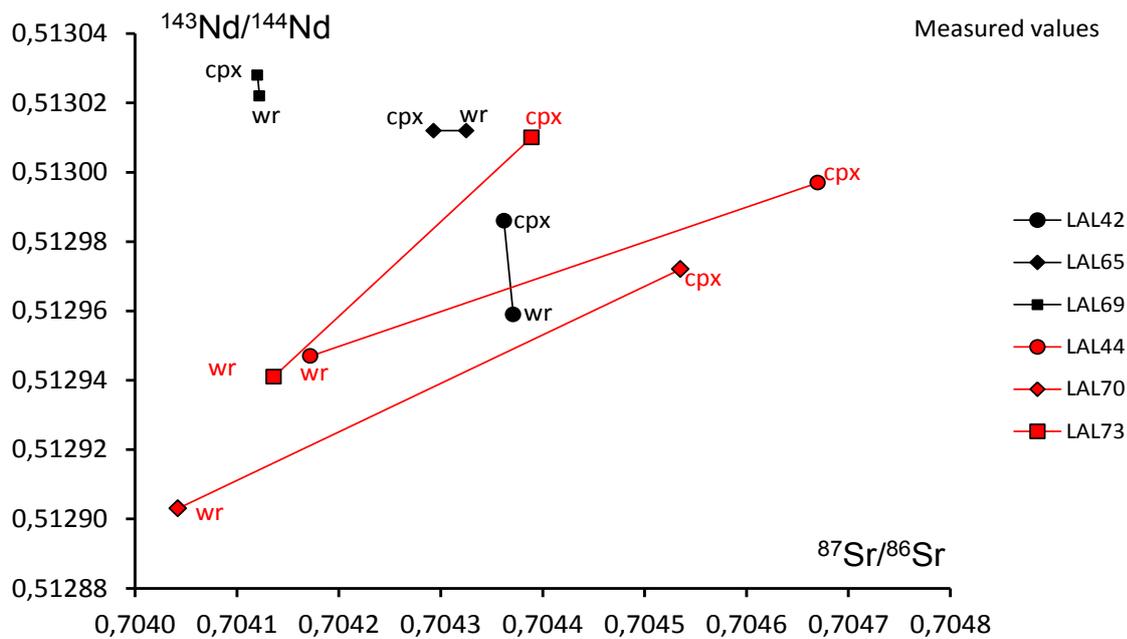


Fig. 10.13: Diagramma di correlazione isotopica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dove vengono riportati la composizione della roccia totale (wr) e quella dei relativi clinopirosseni di un numero selezionato di campioni appartenenti alla Serie di Lalibela. Le coppie wr-cpx di ogni campione sono unite da una linea. In nero vengono indicate le rocce basaltiche, in rosso le rocce picritiche.

Dall'osservazione di tale diagramma emerge che esistono all'interno di ogni roccia significative differenze isotopiche. Tali differenze sono estremamente marcate soprattutto nelle rocce picritiche. Questa peculiarità implica che le picriti contengano fenocristalli fra loro eterogenei, rappresentanti il risultato di una cristallizzazione frazionata polibarica, avvenuta durante la risalita del magma dalla zona sorgente verso la superficie. Tali evidenze sono confermate da un analogo diagramma isotopico del Pb (Fig. 10.14) dove si osservano significative differenze fra roccia totale e clinopirosseno, soprattutto nelle picriti.

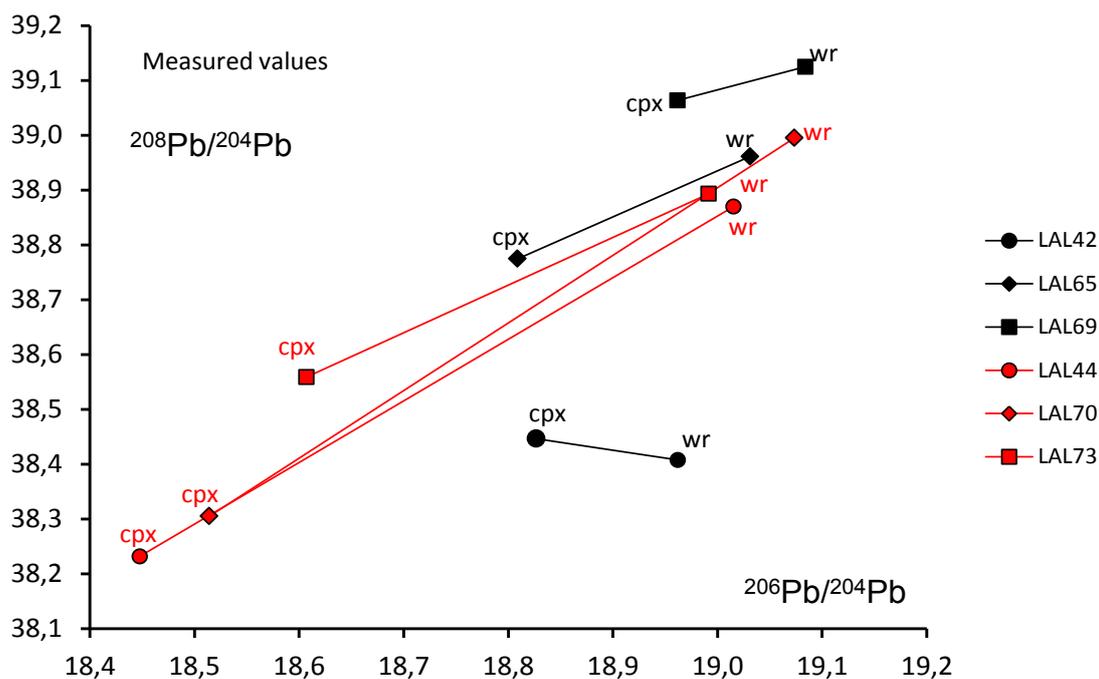


Fig. 10.14: Diagramma isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dove vengono riportati la composizione della roccia totale (wr) e quella dei relativi clinopirosseni di un numero selezionato di campioni della Serie di Lalibela. Le coppie wr-cpx di ogni campione sono unite da una linea. In nero vengono indicate le rocce basaltiche, in rosso le rocce picritiche.

Per dimostrare che queste differenze isotopiche fra clinopirosseno e relativa roccia totale non sono semplicemente dovute al decadimento radiogenico durante i 30 milioni di anni intercorsi dalla cristallizzazione, sono stati corretti i valori isotopici misurati in funzione dell'età, utilizzando le composizioni elementari determinate, per la roccia totale e per le fasi di clinopirosseno, rispettivamente tramite tecniche ICP-MS e LA-ICP-MS. Allo scopo di apportare tali correzioni, sono state utilizzate le formule del decadimento radioattivo riportate all'inizio del capitolo e le costanti di decadimento specifiche delle varie sistematiche Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb.

I risultati, riportati nel diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ di Fig. 10.15, confermano che le rocce picritiche sono caratterizzate da un notevole disequilibrio isotopico e che rappresentano, quindi, anche l'espressione di fenomeni di cumulo e frazionamento fra cristalli e liquido magmatico. Ciò è probabilmente da porre in relazione alle distinte velocità di risalita del fuso magmatico e dei cristalli segregati precocemente.

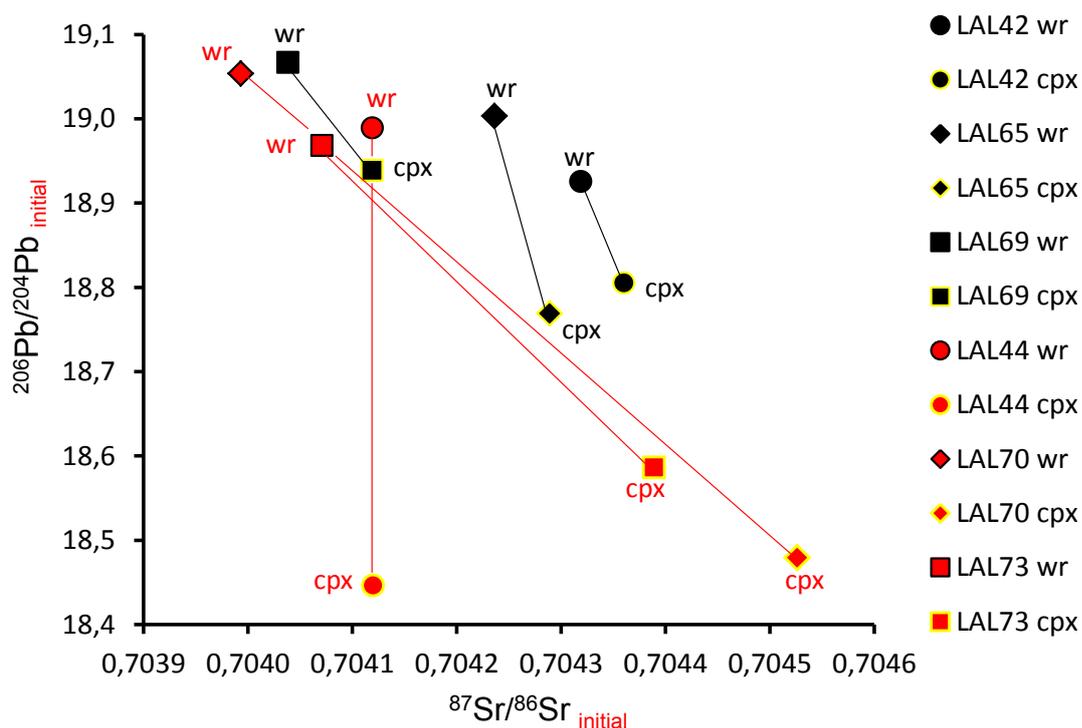


Fig. 10.15: Diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ delle lave della Serie di Lalibela, nel quale i valori delle rocce totali e dei clinopirosseni sono state corrette per l'età di 30 Ma. In nero vengono indicate le rocce basaltiche, in rosso le rocce picritiche.

Ulteriori vincoli riguardo la natura delle sorgenti di mantello che hanno generato i magmi oggetto di studio, sono stati forniti dagli isotopi dell'Elcio analizzati nei cristalli di olivina, precedentemente separati con pinzetta al microscopio binoculare. Questo elemento, appartenente ai gas nobili (Gruppo VIII della Tavola Periodica) presenta un numero atomico (Z) pari a 2 ed una configurazione elettronica stabile che lo rende un elemento inerte e non reattivo anche ad elevatissime pressioni e temperature. In virtù di queste caratteristiche geochimiche, l'He tende a non entrare nei reticoli cristallini, ma a concentrarsi all'interno delle inclusioni fluide, inglobate nel corso del processo di crescita cristallina, oppure lungo le discontinuità dei minerali stessi. Dal punto di vista isotopico, è caratterizzato da due distinte masse: ^3He ed ^4He , le cui proporzioni relative vengono espresse con il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$; tale rapporto viene generalmente normalizzato rispetto a quello riscontrato nell'atmosfera terrestre (R_a) e quindi espresso come R/R_a . Il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ viene influenzato da processi di frazionamento isotopico e dai processi di decadimento radioattivo che producono elio

radiogenico (^4He) dalla catena di decadimento dell'U e del Th. Ne deriva che le rocce crostali, ricche in U e Th, tenderanno ad avere valori del rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ molto bassi, mentre valori decisamente più alti caratterizzano le rocce di mantello. Fra queste, i domini di mantello più profondi e meno degassati sono caratterizzati da valori $^3\text{He}/^4\text{He}$ comparativamente più alti, mentre domini di mantello più superficiali risultano impoveriti in ^3He che diffonde preferenzialmente.

Nel caso di magmi prodotti negli ambienti geodinamici di dorsale oceanica (MORB), il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ tende ad essere caratterizzato da R/Ra prossimo al valore di "8". Valori superiori sono stati rinvenuti invece in magmi di tipologia OIB (Ocean Island Basalts), collegati alla risalienza di plumes di mantello.

Le nuove analisi riportate in questa tesi di dottorato (*Tab. 6*) evidenziano per le rocce del plateau etiopico-yemenita valori isotopici sino a 20 R/Ra (*Fig. 10.16*). Questi valori sono coerenti con quelli riportati in letteratura (R/Ra sino a "19,6"; *Marty et al., 1996, Pik et al., 2006*), suggerendo il coinvolgimento di domini di mantello estremamente profondi nella magmatogenesi.

Tab. 6: Analisi isotopiche dell'He nei cristalli di olivina dei CFBs del Plateau Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità	Sigla	Sito analisi	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra)	dR/Ra	Lab. Analisi
HT2-Pi	LAL6	Olivine	10,4	0,9	SUERC
HT2-Pi	LAL11	Olivine	10,6	0,6	SUERC
HT2-Pi	LAL31	Olivine	17,8	0,7	SUERC
HT2-Pi	LAL33	Olivine	15,7	1,0	SUERC
HT2-Pi	LAL41	Olivine	16,8	0,5	SUERC
HT2-Bas	LAL42	Olivine	12,9	0,7	SUERC
HT2-Pi	LAL43	Olivine	19,1	1,3	SUERC
HT2-Pi	LAL44	Olivine	15,6	0,4	SUERC
HT2-Pi	LAL47	Olivine	18,3	0,6	SUERC
HT2-Pi	LAL70	Olivine	3,7	0,8	SUERC
HT2-Pi	LAL73	Olivine	9,6	1,0	SUERC

Le abbreviazioni sono le medesime riportate nelle precedenti tabelle

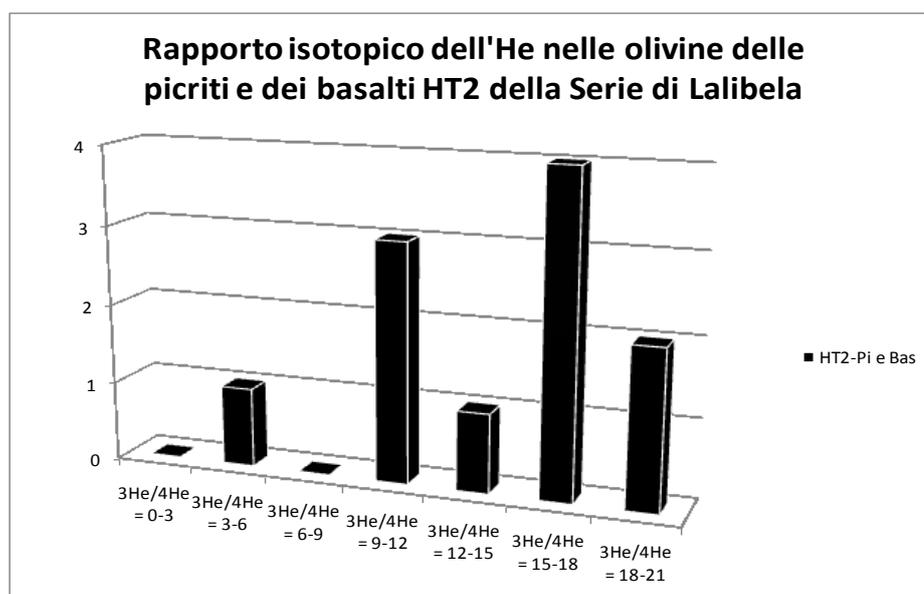


Fig. 10.16: Istogramma di frequenza del rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ nelle olivine dei CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico)

La testimonianza della presenza di una componente di plume di mantello profondo piuttosto marcata nelle sorgenti dalle quali derivano i magmi HT2, si evince dall'istogramma della distribuzione del rapporto R/Ra dell' $^3\text{He}/^4\text{He}$ (*Fig. 10.16*) nelle inclusioni fluide contenute nei cristalli di olivina; infatti come si può notare dall'analisi del grafico, che riporta la frequenza dei campioni che rientrano in un determinato range R/Ra, si nota un picco di distribuzione corrispondente a rapporti R/Ra = 15 – 18. Il valore molto elevato della frequenza di picco, unitamente alla presenza di alcuni campioni con rapporti R/Ra ancor più elevati (2 caratterizzati da R/Ra prossimo a “20”), suggerisce la significativa influenza di un plume di natura mantellica profonda che coinvolge porzioni di mantello non degassate e pertanto arricchite in ^3He non radiogenico.

Ulteriore caratterizzazione delle rocce oggetto di studio è data dall'analisi isotopica dell'ossigeno su olivina e clinopirosseno di 3 picriti della successione di Lalibela. I risultati delle analisi $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, espresse con la notazione $\delta^{18}\text{O}$ (differenza in ‰ rispetto allo standard SMOW), sono riportati in *Tab. 7*.

I valori isotopici dell'ossigeno rinvenuti sono significativamente più elevati rispetto a quelli prevedibili per magmi di provenienza mantellica, come si evince dalla *Fig. 10.17*. Valori simili sono stati rinvenuti da *Baker et al., (2000)* in rocce del settore yemenita del plateau ed interpretati come il risultato di fenomeni di contaminazione crostale (*Fig. 10.18*). Tale ipotesi di contaminazione crostale durante la risalita dei magmi è tuttavia non plausibile guardando nell'insieme le varie tipologie di dati presentati in questa tesi. Secondo la visione del sottoscritto, questi valori isotopici dell'ossigeno potrebbero implicare, invece, antichi processi di riciclaggio crostale che hanno creato alcuni domini di mantello anomalmente arricchiti in $\delta^{18}\text{O}$.

Tab. 7: Analisi isotopiche dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) nei cristalli di olivina dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità	Sigla	Sito analisi	$\delta^{18}\text{O}$ ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)	σ	Lab. Analisi
HT2-Bas	LAL42	Olivine	6,12‰	0,075	CNR-PISA
HT2-Bas	LAL42	Cpx	5,82‰	0,085	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL70	Olivine	5,21‰	0,170	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL70	Cpx	5,82‰	0,220	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL73	Olivine	6,62‰	0,205	CNR-PISA
HT2-Pi	LAL73	Cpx	6,90‰	0,075	CNR-PISA

Le abbreviazioni sono le stesse riportate nelle precedenti tabelle

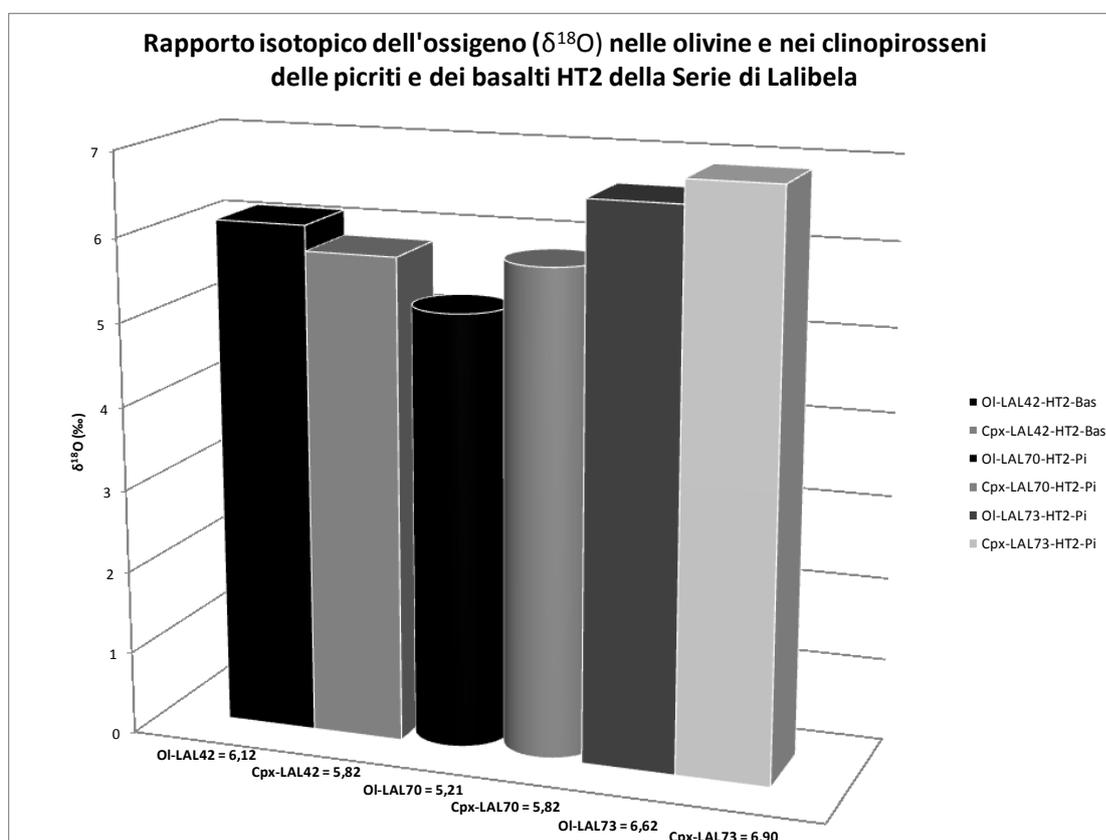


Fig. 10.17: Istogramma del parametro $\delta^{18}\text{O}$ nelle olivine e nei clinopiroseni dei CFBs della Serie di Lalibela (Plateau Nord-Etiopico)

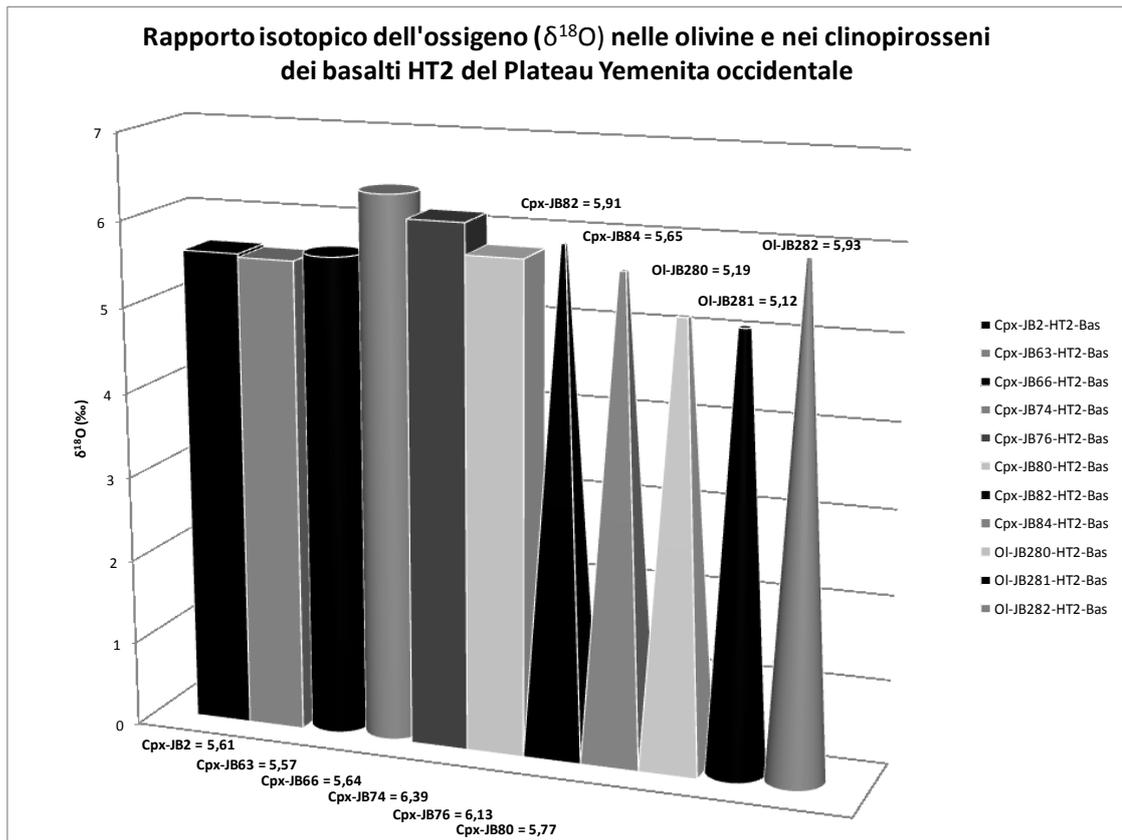


Fig. 10.18: Istogramma del parametro $\delta^{18}\text{O}$ nelle olivine e nei clinopirosseni dei CFBs del Plateau Yemenita occidentale, tratti dalla letteratura (Baker et al., 2000)

Cap.11 Conclusioni

Dai risultati delle analisi su roccia totale, fasi costituenti, melt inclusions ed in particolare isotopiche, effettuate su lave (o separati minerali) di basalti e picriti ultratitanifere (HT2) della porzione centro-orientale del Plateau nord Etiopico (zona assiale del Plume dell'Afar), emergono le seguenti considerazioni:

In base alle sistematiche isotopiche ottenute, in particolare di Sr, Nd e Pb, è possibile concludere che le componenti di mantello, caratterizzanti le sorgenti dei magmi analizzati, non risultano perfettamente inquadrabili in alcuna delle componenti mantelliche descritte da Zindler e Hart nel 1986, in quanto si discostano sia dalla componente "impoverita" DM (Depleted Mantle), che dalle componenti "arricchite" EMI, EMII e HIMU. La composizione riscontrata, che può essere considerata come caratteristica del Plume dell'Afar, presenta caratteri intermedi tra la componente mantellica HIMU e la EMII. Inoltre si può notare che, nel diagramma isotopico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, la sorgente mantellica dei magmi di plateau esaminati riflette anche una significativa incidenza della componente EMI. Pertanto la composizione isotopica dei basalti di plateau studiati potrebbe rappresentare un marker di plume di mantello profondo fino ad ora non considerato tra le classiche componenti di mantello descritte da Zindler e Hart. Le sorgenti mantelliche dei magmi di plateau sono pertanto contraddistinte sia da contributi di origine mantellica profonda (mantello di transizione o mantello inferiore fino ad almeno 1500 Km di profondità, dai dati di tomografia sismica), che da contributi crostali probabilmente connessi al riciclo di antica crosta oceanica subdotta, nonché dalle componenti pristinie del mantello litosferico sottocontinentale dell'area oggetto di studio. Infatti, l'elevato rapporto isotopico dello Sr radiogenico riscontrabile nei magmi ad affinità HT2, appare connesso al riciclaggio di antica crosta oceanica risalente a processi di subduzione, probabilmente proterozoici.

La testimonianza della presenza di una componente di plume di mantello profondo piuttosto marcata nelle sorgenti dalle quali sono derivati i magmi HT2, si evince anche dal rapporto R/Ra dell' $^3\text{He}/^4\text{He}$ misurato nelle inclusioni fluide contenute nei cristalli di olivina; infatti la curva di distribuzione di tali rapporti è assimilabile ad una gaussiana con un picco centrato nella fascia corrispondente a R/Ra = 15 – 18. Il valore molto

elevato della frequenza di picco, con valori massimi prossimi a 20, dimostra che una significativa componente isotopica di plume è di natura mantellica profonda, probabilmente corrispondente a porzioni di mantello non degassate e pertanto arricchite in ^3He non radiogenico.

Le analisi isotopiche dell'Ossigeno, effettuate su olivine e pirosseni separati da basalti e picriti HT2, mostrano valori del $\delta^{18}\text{O}$ che superano notevolmente il range composizionale che ci si dovrebbe attendere per magmi primitivi derivanti da normali sorgenti peridotitiche. Ciò conferma non solo il contributo di componenti profonde non degassate e ricche in volatili (plume component), ma fornisce anche l'evidenza del contributo geochimico da porzioni di crosta oceanica risalenti ad antiche subduzioni.

Considerazioni particolari devono essere fatte per le significative variazioni isotopiche dello Sr tra le rocce picritiche ed i loro fenocristalli di clinopirosseno. Anche apportando una correzione dei rapporti isotopici in funzione dell'età di formazione, si riscontra un'assenza di equilibrio isotopico tra la roccia totale ed i fenocristalli. Ciò suggerisce che i magmi picritici rappresentino il risultato di complessi processi di frazionamento polibario nel corso dei quali i fenocristalli di clinopirosseno potrebbero aver iniziato a cristallizzare durante il processo di risalita, dando adito a processi differenziativi di flusso che hanno comportato una separazione dei fenocristalli dai loro fusi originari; inoltre i magmi picritici potrebbero essersi originati in seguito ad un processo di fusione parziale/reazione durante la risalita, che avrebbe comportato variazioni composizionali dei fusi rispetto alle fasi cristalline. La complessità del quadro petrogenetico dei magmi picritici è dimostrata anche dalla disomogeneità composizionale delle inclusioni vetrose picritiche analizzate nelle olivine, anche alla scala dello stesso campione.

Inoltre è da sottolineare che, per i basalti e le picriti HT2, i dati isotopici mostrano lievi, ma significative differenze; le picriti, infatti, sono contraddistinte da un maggiore arricchimento metasomatico pur derivando dalla zona assiale e nucleare del plume dove l'anomalia termica e geochimica risulta massima. Queste differenze potrebbero essere ipoteticamente collegate ad un maggiore arricchimento delle componenti di plume nelle sorgenti più profonde che hanno originato le picriti, caratterizzate anche dall'anomalia termica massima rispetto al mantello circostante ($\geq 300 \text{ C}^\circ$) ($T \sim 1400^\circ\text{C}$ – tramite geotermometro Olivina – Liquido di *Roeder & Emslie, 1970*, tratto da *Natali, 2008*).

I risultati finora esposti sono pertanto coerenti col quadro petrogenetico delineato da *Beccaluva et al., (2009)* per le condizioni di formazione dei magmi del Plateau Nord Etiopico: il grado di fusione parziale F necessario per generare i magmi LT (tholeiiti basse in titanio) tra 14% e 20%, in condizioni di P (GPa) = 1,3 – 2,0 e di T = 1200°C – 1350°C; per i basalti HT1 ed HT2 il grado di fusione parziale valutato è equivalente a F = 15% - 25%, in condizioni P-T che variano rispettivamente tra 1,4 e 2,2 GPa e tra 1200°C e 1400°C; infine, per le picriti HT2 il grado di fusione parziale stimato equivale a F = 25% - 30%, in condizioni P-T di 1,6 – 3,0 GPa e 1400°C – 1500°C.

In questo scenario, i magmi picritici generati a maggiore profondità registrano al meglio la componente metasomatica più profonda del plume, che risulta particolarmente arricchita in Ti, LREE ed in tutti gli elementi incompatibili a bassa ed alta forza di campo, nonché in acqua e gas nobili. Tale componente trova anche una precisa identificazione in termini isotopici e può essere considerata il marker più significativo del Plume dell'Afar.

Per quanto riguarda il confronto con le lave HT2 della controparte yemenita del plateau Nord Etiopico, è da sottolineare che queste, pur essendo sostanzialmente analoghe a quelle etiopiche, si mostrano maggiormente arricchite in piombo ed impoverite in stronzio radiogenico. Dal momento che la componente di plume profondo sembra essere la stessa per tutto il plateau Etiopico-Yemenita, è ragionevole supporre che ciò sia da imputarsi a variazioni preesistenti della litosfera sottostante le due aree.

METODOLOGIE ANALITICHE

Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)

L'analisi di fluorescenza a raggi X (XRF) viene utilizzata ai fini della determinazione del contenuto in ossidi degli elementi maggiori e minori (wt%) su roccia totale (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) e di altri elementi minori ed in tracce (ppm) quali: Ni, Co, Cr, V, Sc, Pb, Rb, Sr, Ba e Zr. Le procedure analitiche sono state effettuate presso il Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara, mediante l'utilizzo di uno spettrometro a dispersione di lunghezza d'onda (Wavelength Dispersive System - WDS) ARL Advant XP. La precisione risulta approssimativamente del 2% per quanto riguarda la stima delle concentrazioni degli elementi maggiori ed inferiore al 5% per gli elementi in tracce, il cui limite di rilevabilità si attesta intorno ad 1-2 ppm. La metodologia di preparazione del campione ai fini analitici è basata sulla polverizzazione dello stesso mediante l'utilizzo di un mulino ad agata e sulla successiva ricompattazione del campione tramite pressa a pistone, sotto forma di pastiglie montate su un supporto di acido borico. Il principio di funzionamento dell'analisi XRF è basato sul bombardamento elettronico del campione ad opera di un fascio di elettroni ad elevata energia, che provoca uno spostamento degli elettroni presenti negli orbitali interni e la conseguente lacuna elettronica che si instaura, viene conseguentemente colmata dagli elettroni di valenza degli orbitali più esterni. Il salto di livello elettronico genera l'emissione di raggi X secondari caratteristici di ogni elemento costituente il campione, i quali vengono rilevati tramite uno spettrometro a raggi X. La quantificazione del contenuto dei volatili è stata determinata tramite perdita al fuoco (Loss Of Ignition) ad una temperatura di 1000°C.

Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)

Le analisi chimiche finalizzate alla determinazione delle terre rare (Rare Earth Elements – REE) e degli elementi in tracce Hf, Nb, Ta, Th, U ed Y su roccia totale, sono state effettuate mediante spettrometria di massa al plasma (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry; ICP-MS), tramite lo spettrometro X Series ICP-MS della Thermo Elemental. L'accuratezza della tecnica analitica varia dall'1% all'8%, mentre i limiti di rilevabilità sono variabili per i differenti elementi e risultano i seguenti: Hf, Nb, Ta = 0,02 ppm; Th, U = 0,01 ppm; Y, REE < 0,14 ppm. Le analisi di laboratorio sono state effettuate presso i laboratori del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Il campione polverizzato viene disciolto mediante cicli di attacchi acidi (a base di HNO₃ ed HF); la soluzione contenente il campione viene successivamente vaporizzata all'interno di una camera provvista di una torcia ionizzante che genera un plasma ad elevate temperature (circa 8000°C). Il campione ionizzato viene quindi analizzato mediante il quadrupolo dello spettrometro, che discrimina qualitativamente gli elementi costituenti il campione in soluzione in base al rapporto massa/carica ed invia le masse atomiche rilevate ai collettori, che ne effettuano il conteggio quantitativo.

Metodologia analitica di preparazione per l'analisi degli elementi maggiori e delle tracce nelle “melt inclusions”

I cristalli di olivina includenti le inclusioni vetrose sono stati montati su vetrini precedentemente smerigliati (in quanto la smerigliatura effettuata con l'utilizzo di polvere di carburo di silicio favorisce l'aderenza dei minerali al vetrino) incollandoli al vetrino stesso tramite una resina particolare, scaldata a 120°C - 130°C per mezzo della piastra elettrica del laboratorio di chimica umida del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara (cemento termo-plastico LAKESIDE BRAND che fonde a 110°C e si indurisce molto facilmente in seguito al raffreddamento a temperatura ambiente). Lo strato di balsamo è stato reso più omogeneo possibile in quanto è stato colato a caldo tramite una barretta. I cristalli sono stati posizionati a strisce parallele tra di loro partendo dagli angoli del vetrino. Sono stati scelti quelli più

omogenei e possibilmente di forma arrotondata in quanto sono più adatti ad essere lucidati ed inoltre risultano più aderenti alla superficie del vetrino (teoricamente una lucidatura della superficie dei cristalli *double-polished* sarebbe consigliabile in quanto favorirebbe il rinvenimento delle inclusioni presenti ed il loro affioramento). Dopo aver atteso un periodo di tempo di 24h - 48h, necessario a far indurire la resina ed altresì ad incollare bene i cristalli al vetrino in modo tale da non perderli durante le operazioni di trattamento e lucidatura, le sezioni realizzate sono state dapprima abbassate mediante abrasione meccanica con polvere di carburo di silicio e successivamente tramite l'utilizzo del panno abrasivo rotante con acqua corrente, per ridurre lo spessore dello strato di resina ricoprente i cristalli di olivina. Quindi allorché i cristalli erano prossimi ad affiorare in superficie, i vetrini sono stati levigati con panno di carburo di silicio da pre-lucidatura, utilizzando dell'acqua corrente per inumidire il panno. Al termine di questa procedura è stato utilizzato il panno rotante adibito alla lucidatura, adoperando uno spray diamantato. Dopo aver individuato le possibili melt inclusions tramite il microscopio ottico a luce trasmessa, che ne ha permesso di individuare la profondità delle stesse all'interno del cristallo (le inclusioni vetrose sono rese evidenti da ombre scure al di sotto della superficie cristallina), esse sono state fatte affiorare tramite la procedura di lucidatura, verificando al contempo la profondità alla quale si trovavano prima della venuta a giorno. Una volta che le inclusioni sono affiorate in corrispondenza della superficie del cristallo, i vetrini sono stati osservati anche a luce riflessa per fare in modo che le inclusioni emergessero con la massima superficie possibile. Inoltre il microscopio a luce riflessa consente di apprezzare il contrasto tra l'area occupata dalla gocciolina di fuso che si presenta bianca e sovra-illuminata rispetto al cristallo includente e di metterne in risalto i contorni netti. Con l'utilizzo del microscopio a luce trasmessa, in questa fase di trattamento, si è verificata l'omogeneità delle melt inclusions che si mostrano di color miele nel caso di un'inclusione vetrosa e presentano delle forme geometriche con abito regolare di colore scuro nel caso in cui siano presenti ossidi al loro interno. Le inclusioni fluide contenute all'interno delle melt inclusions appaiono, invece, come goccioline grigiastre oppure più o meno trasparenti di forma pseudo-circolare. Le inclusioni, selezionate in base alla dimensione ed al loro grado di omogeneità, sono state quindi analizzate in microsonda elettronica ed in laser ablation, ai fini della determinazione della composizione chimica in elementi maggiori ed in tracce "in situ".

Analisi degli elementi maggiori “in situ” su fasi minerali (EMPA)

L'analisi di microsonda elettronica (Electron MicroProbe Analysis – EMPA) è finalizzata alla determinazione della concentrazione in ossidi degli elementi maggiori “in situ”, ossia nelle singole fasi minerali o amorfe (vetri interstiziali e melt inclusions). Lo strumento adottato a fini analitici è rappresentato da una Microsonda Cameca SX50, provvista di quattro spettrometri verticali a dispersione di lunghezza d'onda (WDS), ai quali sono associati 2 cristalli analizzatori di tipo TAP, 2 di tipo PET, 3 LIF ed 1 PC1, ed ulteriormente equipaggiata con rilevatori per elettroni secondari (SE), retrodiffusi (BSE) e raggi X. Le analisi di microsonda elettronica sono state effettuate presso i laboratori di microanalisi dell'IGG-CNR del Dipartimento di Mineralogia dell'Università di Padova. La strumentazione in uso fornisce la possibilità di acquisire istantaneamente lo spettro caratteristico di emissione, allo scopo di individuare gli elementi rilevati nel corso dell'analisi puntuale, mediante l'utilizzo di uno spettrometro a dispersione di energia (Energy dispersive System - EDS). Il sistema EDS, infatti, viene adoperato per effettuare un'analisi qualitativa molto rapida della composizione chimica del campione e di natura semi-quantitativa per gli elementi “pesanti” con numero atomico superiore ad “11” (Na), mentre il sistema WDS consente un'indagine quantitativa della concentrazione degli elementi leggeri. La sezione sottile, sulla quale si effettua la procedura analitica, precedentemente grafitizzata, può essere osservata sia in luce riflessa che trasmessa. Il funzionamento dello strumento è simile a quello della tecnica spettrometrica di fluorescenza, ad eccezione del fatto che la sorgente ionizzante, in questo tipo di metodologia analitica, consiste in un fascio di elettroni focalizzato su una superficie ristretta del campione (da 2 a 10 μm di diametro).

Analisi degli elementi in traccia “in situ” su fasi minerali (LA-ICP-MS)

Le analisi composizionali relative alla concentrazione degli elementi in tracce “in situ”, su fasi minerali o amorfe, sono state effettuate presso i laboratori di microanalisi dell'IGG-CNR dell'Università di Pavia. Le analisi sono state eseguite su sezioni sottili, aventi spessore minimo di 80 μm , previa rimozione della metallizzazione apportata per le analisi di microsonda. Lo strumento adottato ai fini analitici consiste in uno spettrometro di massa con tecnologia al plasma, accoppiata ad una sorgente laser, che consente di operare un processo di ablazione sul campione solido, con un'efficienza media di circa 1 $\mu\text{m/s}$ ed un conseguente diametro di ablazione pari a circa 40-50 μm . Un flusso di elio “carrier gas” permette di trasportare il materiale asportato dalla camera nella quale è alloggiato il campione fino allo spettrometro, dove il campione solido viene ionizzato e successivamente vengono effettuate le determinazioni delle concentrazioni degli elementi rilevati in funzione del rapporto massa/carica. La configurazione della sorgente laser utilizzata, di tipo Nd-YAG, consente di ottenere un'energia massima del fascio pari a 0,4 mJ/impulso, che corrisponde ad una lunghezza d'onda di 213 nm.

Analisi dei rapporti isotopici di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$) su roccia totale e nelle fasi minerali

Le analisi delle composizioni isotopiche di Sr-Nd-Pb sono state condotte prevalentemente presso lo Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC) di East Kilbride, Università di Glasgow (Scotland-UK) presso i laboratori della sezione geochimica degli isotopi radiogenici ed in piccola parte presso i laboratori della sezione geochimica degli isotopi radiogenici del CNR di Pisa. Durante la procedura di trattamento preliminare, un quantitativo di 100 – 300 mg di campione (100 – 200 mg per le fasi minerali precedentemente liscivate con HCl 2,5M) è stato

sottoposto ad attacchi acidi combinati, mediante cicli differenti con HNO₃, HF concentrati (2 X D) ed HCl (6M), in base al metodo di Gideon Henderson del 1997 e successivamente sottoposti al passaggio in colonne di resina a scambio cationico per la separazione dello Sr e delle REE e successivamente a scambio anionico per l'isolamento delle terre rare leggere (LREE) per isolare, infine, il Nd dal La. Per quanto riguarda la separazione del Pb, sono state utilizzate delle colonnine filtranti riempite di resine a scambio cationico. Per taluni campioni, ai fini dell'estrazione dello stronzio dal residuo fisso, è stato necessario un ulteriore procedimento per la rimozione del Ca e del Ba. Il residuo solido contenente lo Sr, ricavato dall'essiccazione mediante piastra riscaldante delle soluzioni ottenute, è stato quindi addizionato con 1 µl di acido nitrico concentrato e montato su di un filamento metallico singolo di tantalio, il quale tramite l'applicazione di una differenza di potenziale ha provocato la ionizzazione del campione previa evaporazione dell'acido nitrico. I filamenti con il residuo solido di Sr estratto dalla procedura di trattamento, sono stati successivamente inseriti nel porta campione di uno spettrometro di massa con funzionamento a ionizzazione termica (Thermal Ionization Mass Spectrometry - TIMS). Un procedimento simile è stato effettuato per l'analisi del Nd, ma è stato utilizzato un filamento metallico triplo, costituito da due filamenti di tantalio esterni ed uno di renio centrale, che permette di controllare le condizioni del processo di ionizzazione, evitando la combustione dei filamenti stessi poiché il potenziale di ionizzazione del Nd è nettamente superiore a quello dello Sr. Per quanto riguarda il Pb, la procedura di trattamento finalizzata all'analisi isotopica è stata effettuata secondo il metodo di *Ellam (2006)*, addizionando l'acido bromidrico al residuo solido del campione estratto al termine della procedura di filtraggio. La strumentazione utilizzata per determinare i rapporti isotopici del Pb consiste in uno spettrometro di massa al plasma, provvisto di multi-collettore e dotato di separatore magnetico (MultiCollector-Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer; MC-ICP-MS). Questo strumento è caratterizzato da una maggiore capacità di ionizzazione e da una precisione superiore legata alla presenza di un settore magnetico e di un multi-collettore che consente di discriminare i fasci ionici in base al rapporto massa/carica, non sequenzialmente ma simultaneamente. Questa tecnologia viene utilizzata per gli elementi pesanti con elevato potenziale di ionizzazione (U-Th-Pb) difficili da analizzare con procedure TIMS.

Le analisi del rapporto isotopico dell'He sono state effettuate presso lo Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC) di East Kilbride, Università di Glasgow (Scotland-UK) presso i laboratori della sezione geochimica degli isotopi radiogenici. La procedura finalizzata alla determinazione della composizione isotopica dell' $^3\text{He}/^4\text{He}$ (1 g - 1,5 g di olivine fresche, precedentemente separate mediante hand-picking al binoculare) è stata effettuata dopo aver sottoposto i cristalli ad una procedura di lisciviazione con acetone ed HNO_3 , allo scopo di eliminare impurezze superficiali e superfici di alterazione. Successivamente le olivine trattate sono state frantumate mediante un sistema cilindro-pistone, che lavora in condizioni di vuoto spinto, collegato ad uno spettrometro di massa MAP 215-50 provvisto di separatore magnetico in grado di misurare i gas fuoriusciti dalle inclusioni. All'interno dello spettrometro l'elio e gli altri gas nobili giungono separati dagli altri gas residui mediante trappole metalliche (per isolare la CO_2), a carbone (per estrarre l'Ar) e di tipo liquido (per il Ne) raffreddate mediante il passaggio di flussi di He o di azoto liquido. Le analisi isotopiche dell'ossigeno sono state condotte, invece, presso i laboratori della sezione geochimica degli isotopi stabili del CNR di Pisa. La determinazione della composizione isotopica dell'ossigeno su separati cristallini di olivine e clinopirosseni, è stata effettuata mediante l'utilizzo di uno spettrometro di massa per gli isotopi stabili leggeri (H, O, C, N, S) in grado di rilevare il gas che si libera dai cristalli esaminati (Isotope Ratio Mass Spectrometer - IRMS) tramite fluorimetria laser.

Bibliografia

Abebe T., Mazzarini F., Innocenti F., Manetti P., 1998b. **“The Yerer-Tullu Wellel volcanotectonic lineament: a transtensional structure in central Ethiopia and the associated magmatic activity”**. Journal of African Earth Sciences, vol. 26, pag. 135-150.

Anderson A.T. Jr., Brown G.G., 1993. **“CO₂ contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions”**. Am. Mineral., vol. 78, pag. 794-803.

Anderson Don L., 1994. **“Komatiites and picrites: evidence that the plume source is depleted”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 128, pag. 303-311.

Assefa G., 1991. **“Lithostratigraphy and environment of deposition of the Late Jurassic-Early Cretaceous sequence of the central part of North-Western Plateau, Ethiopia”**. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, vol. 182, pag. 255-284.

Ayalew D., Gibson S.A., 2009. **“Head to tail transition of the Afar mantle plume: Geochemical evidence from a Miocene bimodal basalt-rhyolite succession in the Ethiopian Large Igneous Province”**. Lithos, vol. 112, pag. 461-476.

Bacon C.R., Newman S., Stople E., 1992. **“CO₂ in some Kilauean melt inclusions and the volcanology of Kilauea”**. Am. Miner., vol. 78, pag. 794-803.

Baker J.A., Mohr P.A., Williams L.A.J., 1972. **“Geology of the Eastern Rift System of Africa”**. Geologic Society of America Special Paper, vol. 136.

Baker J.A., Thirlwall M.F., and Menzies M.A., 1996. **“Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen”**. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 60, n.14, pag. 2559-2581.

Baker J.A., Snee L., Menzies M.A., 1996. **“A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 138, pag. 39-55.

Baker J.A., Macpherson C.G., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Al-Kadasi M., Matthey D.P., 2000. **“Resolving Crustal and Mantle Contributions to Continental Flood Volcanism, Yemen; Constraints from Mineral Oxygen Isotope Data”**. *Journal of Petrology*, vol. 41, n.12, pag. 1805-1820.

Barberi F., Borsi S., Ferarra G., Marinelli G., Santacroce R., Tazieff H., Varet J., 1972. **“Evolution of the Danakil Depression (Afar, Etiopia) in light of radiometric age determinations”**. *Journal of Geology*, vol. 80, pag. 720-729.

Barberi F., Santacroce R., Varet J., 1975. **“Structural evolution of the Afar triple junction”**. In *Pilger A., Rosler A., (Eds) “Afar Depression of Ethiopia”*. Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, vol. 1, pag. 38-54.

Bayer R., Shabanian E., Regard V., Doerflinger E., Abbassi M., Chery J., Nilforoushan F., Tatar M., Vernant P., Bellier O., 2003. **“Active deformation in the Zagros-Makran transition zone”**. *Lithos*, vol. 69, pag. 1-13.

Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F., 2009. **“Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a Case study of the Northern Ethiopian Plateau”**. *Journal of Petrology*, vol. 50, n.7, pag. 1377-1403.

Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Santato A., Siena F., 2009: **“Continental Flood Basalts and mantle xenoliths from Ethiopia: inferences on mantle processes from plume to rift setting”**. Workshop “Alpine Ophiolites and Modern Analogues”.

Beccaluva L., Bianchini G., Ellam R.M., Natali C., Santato A., Siena F., Stuart M.F., 2011: **“Peridotite xenoliths from Ethiopia: inferences on mantle processes from Plume to Rift settings”**. Geological Society of America (GSA) Special Paper vol. 478, pag. 77-104.

Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Savo A., Sgualdo P., Siena F., 2011: **“Ultratitaniferous basalts and picrites from the Oligocene Ethiopian-Yemen plateau: insights on Fe-Ti enrichment of their mantle sources”**. FIST – Geitalia 2011, Epitome. vol. 4, pag. 176.

Belkin H., De Vivo B., Gianelli G., Lattanzi P., 1985: “Fluid inclusions in minerals from the geothermal fields of Tuscany, Italy”. Geothermics, vol. 14, pag. 59-72.

Bellieni G., Brotzu P., Comin-Chiaramonti P., Ernesto M., Melfi A., Pacca I.G., & Piccirillo E.M., 1984: “Flood basalt to rhyolite suites in southern Paraná Plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications”. Journal of Petrology, vol. 25, pag. 579-618.

Berckhemer H., Baier B., Bartelsen H., Behle A., Burckardt H., Gebrande H., Markris J., Menzel H., Miller H., Veis R., 1975: “Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia”. In *Pilger A., Rosler A., Eds., “Afar Depression of Ethiopia”*, Schweizerbart, Stuttgart, pag. 89-107

Berhe S.M., 1990: “Ophiolites in Northeast and East Africa: implications for Proterozoic crustal growth”. Journal of the Geological Society of London, vol. 147, pag. 41-57.

Bijward H., & Spakman W., 1999: “Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 166, pag. 121-126.

Bilham R., Bendick R., Larson K., Braun J., Tesfaye S., Mohr P., Asfaw L., 1999: “Secular and tidal strain across the Ethiopian rift”. Geophysical Research Letters, vol. 27, pag. 2789-2984.

Blanford W.T., 1870: “Report on the geology of a portion of Abyssinia”. Journal of the Geological Society of London, vol. 25, pag. 401-406.

Boccaletti M., Getaneh A., Mazzuoli R., Tortorici L., 1992: “The Main Ethiopian Rift: an example of oblique rifting”. Annales Tectonicae, vol. 6, pag. 20-25.

Boccaletti M., Bonini M., Mazzuoli R., Abebe B., Piccardi L., Tortorici L., 1998: “Quaternary oblique extensional tectonics in the Ethiopian Rift (Horn of Africa)”. Tectonophysics, vol. 287, pag. 97-116.

Bokhari F.Y., Kramers J.D., 1981: “Island arc character and late Precambrian age of volcanism at Wadi Shwas, Hijaz Arabia: geochemical and Sr and Nb isotopic ”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 54, pag. 409-422.

Bonavia F.F., Chorowicz J., 1992: “Northward expulsion of the Pan-African of the north-east Africa guided by a re-entrant zone of the Tanzanian Craton”. Geology, vol. 20, pag. 1023-1026.

Bonini M., Corti G., Innocenti F., Manetti P., Mazzarini F., Abebe T., Pecskey Z., 2005: “Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation”. Tectonics, vol. 24.

Bosellini A., Russo A., Fantozzi P.L., Getaneh A., Tadesse S., 1997: “The Mesozoic succession of the Mekele Outlier (Tigre province, Ethiopia)”. Memorie di Scienze Geologiche, vol. 49, pag. 95-116.

Bosworth W., Huchon P., McClay K., 2005: “The Red Sea and Gulf of Aden Basins”. Journal of African Earth Sciences, vol. 43, pag. 334-378.

Brown G.F., 1970: “Eastern margin of the Red Sea and coastal structures in Saudi Arabia”. Philosophical Transactions Royal Society London, vol. 267, pag. 75-87.

Capaldi G., Chiesa S., Manetti P., Orsi G., Poli G., 1987. “Tertiary anorogenic granites of the western border of the Yemen plateau”. Lithos, vol. 20, pag. 433-444.

Chiesa S., La Volpe L., Lirer L., Orsi G., 1983. “Geology and structural outline of Yemen plateau: Yemen Arab Republic”. Neus Jahrb. Geol. Paleontology Monatsh, vol. H11, pag. 641-656.

Chiesa S., Civetta L., De Fino M., La Volpe L., Orst G., 1989. “The Yemen Trap Series: genesis and evolution of a continental flood basalt province”. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 36, pag. 337-350.

Civetta L., De Fino M., Gasparini P., Ghiara M.R., La Volpe L., Lirer L., 1975. “Structural meaning of east-central Afar volcanism”. Journal of Geology, vol. 83, pag. 363-373.

Civetta L., La Volpe L., Lirer L., 1978. “K-Ar ages of the Yemen plateau”. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 4, pag. 307-314.

Cochran J., 1983. “A model for development of the Red Sea”. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 67, pag. 41-69.

Coltorti M., Downes H., Piccardo G.B., 2007. “Melting, metasomatism and metamorphic evolution in the lithospheric mantle”. Lithos Special Issue, vol. 94, pag. 247.

Coltorti M., & Gregoire M., 2008. “Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle”. Journal Geological Society of London Special Issue, vol. 293, pag. 361.

Conticelli S., Sintoni M.F., Abebe T., Mazzarini F., and Manetti P., 1999. “Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths and host lavas from the Ethiopian Volcanic Province: An insight into the upper mantle under eastern Africa”. Acta Vulcanologica, vol. 11, pag. 143-159.

Corti G., 2009. “Continental rift evolution: from rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa”. Earth-Science Reviews, vol. 96, pag. 1-53.

Coulié E., Quidelleur X., Gillot P.Y., Courtillot V., Lefèvre J.C., Chiesa S., 2003. “Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for timing and duration of the Ethiopian traps”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 206, pag. 477-492.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J., 2003. “Three distinct types of hotspot in the Earth’s mantle”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 205, pag. 295-308.

Cox K.G., 1978. “Flood basalts, subduction and the break-up of Gondwanaland”. Nature, vol. 274, pag. 47-49.

Cox K.G., 1980. “A model for flood basalt volcanism”. Journal of Petrology, vol. 21, pag. 629-650.

*Cox K.G., 1983. “The Karoo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns”. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds), 139-157. Nantwich: Shiva.*

Davaille A., Stutzmann E., Silveira G., Besse J., Courtillot V., 2005. “Convective patterns under the Indo-Atlantic (230 box)”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 239, pag. 233-252.

Davidson A., & Rex D.C., 1980. **“Age of volcanism and rifting in Southwestern Ethiopia”**. *Nature*, vol. 283, pag. 657-658.

De Vivo B., Frezzotti M-L., 1994. **“Evidence for magmatic immiscibility in Italian subvolcanic systems”**. In: *De Vivo B., Frezzotti M-L., (Eds).* *“Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications”*. Short Course of the IMA Working Group Inclusions in Minerals. Virginia Polytechnic Institute and State Univ. Press, Blacksburg, VA, pag. 209-215.

Ebinger C.J., Bechtel T., Forsyth D., Bowin C., 1989. **“Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts”**. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, pag. 2883-2901.

Ebinger C.J., Yemane T., Woldegabriel G., Aronson J.L., Walter R., 1993. **“Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift”**. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 150, pag. 99-108.

Ebinger C.J., Sleep N.H., 1998. **“Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume”**. *Nature*, vol. 395, pag. 788-791.

Ebinger C.J., Yemane T., Harding D.J., Tesfaye S., Kelley S., Rex D.C., 2000. **“Rift deflection, migration and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa”**. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 112, pag. 163-176.

Ebinger C.J., & Casey M., 2001. **“Continental break-up in magmatic provinces: an Ethiopian example”**. *Geology*, vol. 29, pag. 527-530.

Ellam R.M., Cox K.G., 1989. **“A Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites”**. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 92, n.2, pag. 207-218.

Ellam R.M., Cox K.G., 1991. **“An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere”**. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 105, n.1-3, pag. 330-342.

Ellam R.M., 2006. **“New constraints on the petrogenesis of the Nuanetsi picrite basalts from Pb and Hf isotope data”**. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 245, pag. 153-161.

Ernst R.E., Buchan K.L., 2001. **“Mantle plumes: their identification through time”**. *Geological Society of America Special Paper*, vol. 352, pag. 593-596.

Faure G., 1986. "Principles of isotope geology". 2nd edition. Wiley. New York.
Libro di testo.

Fleck R.J., Greenwood W.R., Hadley D.G., Anderson R.E., Schmidt D.L., 1979.
"Rubidium-Strontium geochronology and plate tectonic evolution of the southern part of the Arabia shield". U.S. Geol. Surf., Saudi Arab. Proj. Rep., vol. 245.

Fodor R.V., 1987. "Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source". Earth and Planetary Science Letters, vol. 84, pag. 423-430.

Foulger G.R., Natland J.H., Anderson Don L., 2005. "Genesis of the Iceland Melt Anomaly by Plate Tectonic Processes". In Foulger, G.R., Natland J.H., Presnall D.C., and Anderson D.L., eds., "Plates, Plumes & Paradigms". Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper, vol. 388, pag. 595-626.

Francis D., 1995. "The implications of picritic lavas for the mantle sources of terrestrial volcanism". Lithos, vol. 34, pag. 89-105.

Froidevaux C., & Nataf H.C., 1981. "Continental drift: what driving mechanism?". Geol. Rundsch., vol. 70, pag. 166-176.

Furman T., Bryce J., Rooney T., Hanan B., Yirgu G., Ayalew D., 2006. "Heads and tails: 30 million years of the Afar plume". In: Yirgu G., Ebinger C.J., Maguire P.K.H., (Eds.), "The Afar Volcanic Province within the East African Rift System". Geological Society Special Publication, vol. 259, pag. 95-119.

Gani N.D., Abdelsalam M.G., Gani M.R., 2007. "Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: pulsed plateau growth, Pliocene uplift and hominin evolution". Geological Society of America, vol. 17, pag. 4-11.

George R., Ogers N., Kelly S., 1998. "Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province". Geology, vol. 26, pag. 923-926.

Geukens F., 1966. In "Geology of the Arabian peninsula". U.S. Geol. Surv., vol. 560-B, 23 pag.

Gibson I.L., 1969. "The structure and volcanic geology of an axial part of the Ethiopian Rift". Tectonophysics, vol. 8, pag. 561-565.

Gibson I.L., & Tazieff H., 1970. **“The structure of the Afar and the northern part of the Ethiopian Rift”**. Philosophical Transactions Royal Society London, vol. 267, pag. 331-338.

Green D.H., Hibberson W.O., & Jaques A.L., 1979. **“Petrogenesis of mid-ocean basalts”**. In *The Earth: its origin, structure and evolution*. W.H. McElhinny (eds) pag. 265-299. London: Academic Press.

Greenwood W.R., Hadley D.G., Anderson R.E., Fleck R.J., Schmidt D.L., 1976. **“Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia”**. Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A., vol. 280, pag. 517.

Hart W.K., Woldegabriel G., Walter R.C., Mertzman S.A., 1989. **“Basaltic volcanism in Ethiopia: constrains on continental rifting and mantle interactions”**. Journal of Geophysics Research, vol. 94, pag. 7731-7748.

Hawkesworth C.J., Erlank A.J., Marsh J.S., Menzies M.A., & Van Calsteren P., 1983. **“Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in Southern Africa”**. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds), pag. 111-138.

Hawkesworth C.J., Rogers N.W. Van Calsteren & Menzies M.A., 1984. **“Mantle enrichment processes”**. Nature, vol. 311, pag. 331-335.

Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., Taylor P.N., & Palacz Z., 1986. **“Evidence from the Paranà of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts”**. Nature, vol. 322, pag. 356-359.

Hawkesworth C.J., Gallagher K., Kirstein L., Mantovani M.S.M., Peate D.W., Turner S.P., 2000. **“Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paranà-Etendeka Province”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 179, pag. 335-349.

Hayward N.J., Ebinger C.J., 1996. **“Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system”**. Tectonics, vol. 15, pag. 244-257.

Herzberg C., O’Hara M.J., 1998. **“Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites”**. Earth-Science Reviews, vol. 44, pag. 39-79.

Hofmann C., Courtillot V., Feraud F., Rochette P., Yirgu G., Ketefo E., Pik R., 1997. **“Timing of the Ethiopian flood basalts event: implications for plume birth and global change”**. *Nature*, vol. 389, pag. 838-840.

Irvine T.N., Baragar W.R.A., 1971. **“A guide to chemical classification of the common volcanic rocks”**. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, pag. 523-548.

Kazmin V., Shifferaw A., Balcha T., 1978. **“The Ethiopian basement: Stratigraphy and possible manner of evolution”**. *Geol. Rundsh*, vol. 67, pag. 531-546.

Kazmin V., 1980. **“Transform faults in the East African Rift System”**. In *“Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System”*. *Accademia Nazionale dei Lincei, Atti dei Convegni Lincei*, vol. 47, pag. 65-73.

Key R.M., Charsley T.J., Hackman B.D., Wilkinson A.F., Rudle C.C., 1989. **“Superimposed Upper Proterozoic collision-controlled orogenesis in the Mozambique orogenic belt of Kenya”**. *Precambrian Research*, vol. 44, pag. 197-225.

Kieffer B., Arndt N., La Pierre H., Bastien F., Bosch D., Pecher A., Yirgu G., Ayalew D., Weis D., Jerram D., Keller F., Meugniot C., 2004. **“Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African Superswell”**. *Journal of Petrology*, vol. 45, pag. 793-834.

Kroner A., 1985. **“Ophiolites and evolution of tectonics boundaries in the late Proterozoic Arabian Nubian Shield of north-east Africa and Arabia”**. *Precambrian Research*, vol. 27, pag. 277-300.

Kuno H., 1969. **“Origin of basaltic magmas and of ultramafic rocks: Summary and conclusion”**. *Tectonophysics*, vol. 7, n.5-6, pag. 521-523.

Kursten M.O.C., 1975. **“Tectonic inventory of the Danakil Depression”**. In *Pilger A., Rosler A., (Eds). “Afar Depression of Ethiopia”*. *Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Rift related problems, Bad Bergzabren, Germany*, vol. 1, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, pag. 170-173.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., and Woolley A.R., 1992. **“The construction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks”**. *Mineralogy and Petrology*, vol. 46, pag. 1-22.

Lowenstern J.B., Mahood G.A., 1991. **“New datas on magmatic H₂O contents of pantellerites with implication for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria”**. Bulletin of Volcanology, vol. 54, pag. 78-83.

Lowenstern J.B., 1994. **“Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy”**. Am. Mineral., vol. 50, pag. 1746-1782.

MacDougall J.D., 1988. **“Continental Flood Basalts”**. Kluwer, Dordrecht, Netherlands. Libro di testo.

Mahoney J.D., Macdougall J.D., Lugmair G.W., Gopalan K., & Krishnamurthy P., 1985. **“Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alkali lavas: a case study from northern Deccan Plateau, India”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 72, pag. 39-53.

Mahoney J.D., Macdougall J.D., Lugmair G.W., Gopalan K., & Krishnamurthy P., 1985. **“Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alkali lavas: a case study from northern Deccan Plateau, India”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 72, pag. 39-53.

Manetti P., Capaldi G., Chiesa S., Civetta L., Conticelli S., Gassimo M., La Volpe L., Orsi G., 1991. **“Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present”**. Tectonophysics, vol. 198, pag. 181-202.

Mantovani M.S.M., Marques L.S., De Sousa M.A., Civetta L., Atalla L., & Innocenti F., 1985. **“Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paranà continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil)”**. Journal of Petrology, vol. 26, pag. 187-209.

Marques L.S., Dupré B., Piccirillo E.M., 1999. **“Mantle source compositions of the Paranà Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry”**. Journal of Geodynamics, vol. 28, pag. 439-458.

Marsh J.S., 1987. **“Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces”**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 32, pag. 35-49.

Marty B., Pik R., Yirgu G., 1996. **“Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 144, pag. 223-237.

McDonough J.D., Sun S.S., 1995. **“Composition of the Earth”**. Chemical Geology, vol. 120, pag. 223-253.

Melluso L., Morra V., Brotzu P., Razafiniparany A., Ratriimo V. and Razafimahatratra D., 1997. **“Geochemistry and Sr-isotopic composition of the late cretaceous flood basalt sequence of northern Madagascar: petrogenetic and geodynamic implications”**. Journal of African Earth Sciences, vol 24, n.3, pag 371-390.

Melluso L., Mahoney J.J., Dallai L., 2006. **“Mantle sources and crustal input as recorded in high-Mg Deccan Traps basalts of Gujarat (India)”**. Lithos, vol. 89, pag. 259-274.

Menzies M., 1983. **“Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity”**. In *Continental basalts and mantle xenoliths*. Hawkesworth C.J., & Norry M.J., (eds), pag. 92-110.

Merla G., Minucci E., 1939. **“Missione geologica nel Tigrai. La serie dei terreni”**. Rendiconti Reale Accademia d'Italia – Centro studi per l'Africa orientale italiana.

Meshesha D., Shinjo R., 2008. **“Rethinking geochemical feature of the Afar and Kenya mantle plumes and geodynamic implications”**. Journal of Geophysical Research, vol. 113, pag. 1-17.

Mohr P.A., 1967. **“The Ethiopian Rift System”**. Bulletin of the Geophysical Observatory of Addis Ababa, vol. 11, pag. 1-65.

Mohr P.A., 1968. **“Transcurrent faulting in the Ethiopian Rift System”**. Nature, vol. 218, pag. 938-941.

Mohr P.A., 1983. **“Volcanotectonic aspects of the Ethiopian Rift evolution”**. Bull. Centre Recherches Elf Aquitaine Expl. Prod., vol. 7, pag. 175-189.

Mohr P.A., 1987. **“Patterns of faulting in the Ethiopian Rift Valley”**. Tectonophysics, vol. 143, pag. 169-179.

Mohr P.A., Zanettin B., 1988. "The Ethiopian flood basalt province". In: MacDougall J.D. (Editor): "Continental flood basalt". Kluwer, the Hague, pag. 63-110.

Moore J.M., & Davidson A., 1978. "Rift structure in southern Ethiopia". Tectonophysics, vol. 46, pag. 159-173.

Morgan W.J., 1970. "Convection plumes in the lower mantle". Nature, vol. 230, pag. 42-43.

Morgan W.J., 1971. "Convection in the lower mantle". Nature, vol. 230, pag. 42-43.

Morgan W.J., 1972. "Deep mantle convection plumes and plate motion". Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 56, pag. 203-213.

Morimoto N., 1988. "Nomenclature of pyroxenes". Mineralogy and Petrology, vol. 39, pag. 55-76.

Natali C., 2008. "Petrogenesi e significato geodinamico del vulcanismo del Plateau Nord-Etiopico". Tesi di dottorato.

Natali C., Beccaluva L., Bianchini G., Savo A., Sgualdo P., Siena F., 2011: "High TiO₂ picrite basalt/rhyolite bimodal association as indicator of initial rifting at a "plume axis": the case of Northern Ethiopian plateau". FIST – Geoitalia 2011, Epitome. vol. 4, pag. 179.

O'Hara M.J., 1968b. "Are ocean floor basalts primary magmas?". Nature, vol. 220, pag. 683-686.

Peate D.W., Hawkesworth C.J., 1996. "Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil". Chemical Geology, vol. 127, pag. 1-24.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Hofmann C., Ayalew D., 1998. "The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: Classification and spatial distribution of magma types". Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 81, pag. 91-111.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., and Marty B., 1999. "Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: Evidence for plume lithosphere interactions". Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 63, n.15, pag. 2263-2279.

Pik R., Marty B., Carignan J., Lavé J., 2003. **“Stability of the upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U/Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 215, pag. 73-88.

Pik R., Marty B., Hilton D.R., 2006. **“How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view”**. Chemical Geology, vol. 226, pag. 100-114.

Pik R., Marty B., Carignan J., Yirgu G., Ayalew T., 2008. **“Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: implications for mantle plume activity and evolution of topography”**. Geology, vol. 36, pag. 167-170.

Purcell P.G., 1976. **“the Marda fault zone, Ethiopia”**. Nature, vol. 261, pag. 569-571.

Ritsema J., & Van Heijst H., 2000. **“New seismic model of the upper mantle beneath Africa”**. Geology, vol. 28, pag. 63-66.

Roedder E., 1965. **“Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts”**. Am. Miner., vol. 50, pag. 1746-1782.

Roedder E., Andrawes F., Holzer G., Gibson E.K. Jr., Oro J., 1984. **“Gas chromatographic analysis of volatiles in fluid and gas inclusions”**. Journal of Chromatography Part A, vol. 302, pag. 181-193.

Roeder P.L., Emslie R.F., 1970. **“Olivine-liquid equilibrium”**. Contribution to Mineralogy and Petrology, vol. 19, pag. 275-289.

Rogers N., Macdonald R., Fitton Godfrey J., Rhiannon G., Smith M., Barreiro B., 2000. **“Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 176, pag. 387-400.

Rollinson H.R., 1993. **“Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation”**. Pubblicato da: Pearson Education Limited – Longman Group, pag. 10-12, 13, 15-16, 49-51, 73-74, 142-148, 224-227, 231-243, 256-260, 266-271, 278-282. Libro di testo.

Santato A., 2010. **“Comparazione del mantello litosferico africano: studio degli xenoliti di mantello dei distretti vulcanici del Marocco e del Main Ethiopian Rift”**. Tesi di dottorato.

Santosh M., Omori S., 2008. “CO₂ flushing: A plate tectonic perspective”. Gondwana Research, vol. 13, pag. 86-102.

Sella G., Dixon T.H., Mao A., 2002. “REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy”. Journal of Geophysical Research, vol. 107, pag. 1-31.

Shen Y., Solomon S.C., Bjarnason I.T., Wolfe C.J., 1998. “Seismic evidence for the lower mantle origin of the Icelandic plume”. Nature, vol. 395, pag. 62-65.

Shilling J.G., Kingsley R.H., Hanan B.B., McCully B.L., 1992. “Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for mantle plume-continental lithosphere interaction”. Journal of Geophysical Research, vol. 97, pag. 10927-10966.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S-L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M., 2007. “The amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts”. Science, vol. 316, pag. 412-417.

Stern R.J., 1994. “Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen”. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 22, pag. 319-351.

Stevens R.E., 1944. “Composition of some chromites of the western hemisphere”. American Mineralogist, vol. 29, pag. 1-34.

Stolper E.D., 1980. “A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis”. Contribution to Mineralogy and Petrology, vol. 74, pag. 13-28.

Strake A., Hofmann A.W., Hart S.R., 2005. “Fozo, HIMU and the rest of the mantle zoo”. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. 6, pag. 1-20.

Sun S.S., McDonough W.F., 1989. “Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes”. In *Saunders A.D., Norry M.J. (Eds)*. Geological Society of London Special Publication, vol. 42, pag. 313-345.

Sweeney R.J., Fallon T.J., Green D.H., Tatsumi Y., 1991. “The mantle origins of Karoo picrites”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 107, n.2, pag. 256-271.

Tait S., 1992. **“Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts”**. Am. Miner., vol. 77, n.2, pag. 146-155.

Takahashi E., & Kushiro I., 1983. **“Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis”**. Am. Miner., vol. 68, pag. 859-879.

Tefera M., Chernet T., Haro W., 1996. **“Explanation of the geological map of Ethiopia”**. 2nd edition, EIGS, Addis Ababa.

Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L., Parry S.J., 1984. **“An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach”**. Phil Trans R. Soc. London, A310, pag. 549-590.

Trua T., Clocchiatti R., Schiano P., Ottolini L., Marani M., 2010. **“The heterogeneous nature of the Southern Tyrrhenian mantle: Evidence from olivine-hosted melt inclusions from back-arc magmas of the Marsili seamount”**. Lithos, vol. 118, pag. 1-16.

Ukstins I.A., Renne P.R., Wolfenden E., Baker J., Ayalew D., Menzies M., 2002. **“Matching conjugate volcanic rifted margins: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen”**. Earth and Planetary Science Letters, vol. 198, pag. 289-306.

Vail J.R., 1983. **“Pan-African crustal accretion in the north-east Africa”**. Journal of African Earth Sciences, vol. 1, pag. 285-294.

White R.S., McKenzie D.P., 1989. **“Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts”**. Journal of Geophysical Research, vol. 94, pag. 7685-7729.

Wilkinson J.F.G., Binns R.A., 1977. **“Relatively iron-rich lherzolite xenoliths of the Cr-diopside suite: a guide to the primary nature of anorogenic tholeiitic andesite magmas”**. Contribution to Mineralogy and Petrology, vol. 65, pag. 199-212.

Wilson M., 1989. **“Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach”**. Pubblicato da: HarperCollinsAcademic, pag. 243-244, 287-323. Libro di testo.

WoldeGabriel G., Aronson J.L., Walter R.C., 1990. **“Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopian Rift”**. Geological Society of America Bulletin, vol. 102, pag. 439-458.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Deino A., Ayalew D., 2004. “Evolution of the northern Main Ethiopian rift: birth of a triple junction”. Earth and Planetary Science Letters, vol. 224, pag. 213-228.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Renne P., Kelley S.P., 2005. “Evolution of the southern Red Sea rift: birth of a magmatic margin”. Geological Society of America Bulletin, vol. 117, pag. 846-864.

Zindler A., and Hart S.R., 1986. “Chemical Geodynamics”. Ann. Rev. Earth Planetary Science, vol. 14, pag. 493-571.

APPENDICE: Tabelle Dati

Tab. 8a : Analisi rappresentativa di microsonda delle olivine dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla	HT2-PI Lalibela LAL31		HT2-PI Lalibela LAL41		HT2-Bas Lalibela LAL42		HT2-PI Lalibela LAL43		HT2-PI Lalibela LAL44							
	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-rim	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core						
	Ol-31-3-a1	Ol-31-3-a2	Ol-31-4-b1	Ol-31-4-b2	Ol-41-2-a1	Ol-41-2-a2	Ol-41-4-a1	Ol-41-4-a2	Ol-42-4-a1	Ol-42-4-a2						
(wt%)																
SiO ₂	40,88	40,55	41,23	41,06	40,51	40,23	39,26	39,59	40,09	39,71	38,92	39,13	39,10	38,96	41,00	41,12
TiO ₂	0,04	0,01	0,02	0,02	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	0,00	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
FeOtot	10,68	11,51	9,33	9,55	11,95	11,78	16,75	17,13	18,37	18,55	19,62	19,77	18,51	19,10	16,95	17,21
MnO	0,10	0,15	0,15	0,12	0,19	0,22	0,18	0,31	0,21	0,27	0,32	0,29	0,30	0,28	0,26	0,21
MgO	47,90	48,25	49,50	49,44	48,02	48,09	44,01	44,58	42,51	42,25	40,87	40,85	41,52	41,52	43,81	44,27
CaO	0,41	0,38	0,20	0,23	0,40	0,40	0,20	0,22	0,29	0,26	0,29	0,26	0,29	0,28	0,26	0,29
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06	0,09	0,12	0,07	0,02	0,11	0,00	0,01	0,05	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01
NiO	0,34	0,36	0,39	0,47	0,22	0,29	0,33	0,00	0,00	0,00	0,24	0,27	0,22	0,17	0,00	0,00
Tot	100,43	101,30	100,96	101,08	101,47	101,13	100,96	101,86	101,53	101,23	100,35	100,63	99,97	100,38	102,38	103,18
Fo	88,88	88,20	90,43	90,22	87,75	87,92	82,40	82,27	80,49	80,23	78,78	78,65	79,99	79,48	82,16	82,09
Cat AFU																
Si	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,22	0,24	0,19	0,19	0,24	0,24	0,35	0,36	0,39	0,39	0,42	0,42	0,40	0,41	0,35	0,35
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	1,75	1,76	1,79	1,79	1,75	1,76	1,65	1,66	1,59	1,59	1,56	1,56	1,58	1,58	1,61	1,62
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TotCat	3,00	3,01	3,00	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	2,99

Segue alla pagina successiva

Affinità Località Sigla Fase Sito-analisi	HT2-Pi Lalibela LAL45				HT2-Bas Lalibela LAL65				HT2-Bas Lalibela LAL69				HT2-Pi Lalibela LAL70								
	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-rim	Ol-rim	Ol-core	Ol-core	Ol-rim	Ol-core	Ol-core		
	Ol-45-1-a1	Ol-45-1-a2	Ol-45-1-b1	Ol-45-1-b2	Ol-65-1-a1	Ol-65-1-a2	Ol-65-5-a1	Ol-65-5-a2	Ol-69-1-a1	Ol-69-1-a2	Ol-69-2-a1	Ol-69-2-a2	Ol-70-4-3	Ol-70-4-3	Ol-70-1-4	Ol-70-2-5	Ol-70-1-4	Ol-70-6-3	Ol-70-7-4	Ol-70-7-5	
(wt%)																					
SiO ₂	38,87	39,08	38,95	38,89	38,66	38,83	41,02	40,62	39,22	39,17	39,30	39,08	39,43	40,11	37,88	38,75	40,34	37,85	40,34	40,26	
TiO ₂	0,01	0,05	0,01	0,03	0,00	0,06	0,03	0,02	0,08	0,02	0,03	0,04	0,02	0,06	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	
Al ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	
FeOtot	18,21	17,88	17,93	18,49	19,43	19,90	9,96	9,96	18,28	19,13	19,13	19,29	18,93	15,12	21,20	20,91	14,19	20,91	14,19	14,12	
MnO	0,32	0,31	0,28	0,30	0,32	0,30	0,11	0,11	0,29	0,28	0,33	0,29	0,29	0,24	0,37	0,36	0,17	0,36	0,17	0,13	
MgO	42,09	42,57	42,82	42,49	41,02	41,37	49,40	48,95	42,09	41,38	41,65	41,42	43,25	45,83	38,65	41,17	46,69	41,17	46,69	46,66	
CaO	0,33	0,28	0,30	0,33	0,34	0,30	0,00	0,30	0,28	0,31	0,32	0,28	0,30	0,21	0,26	0,25	0,32	0,26	0,32	0,26	
Na ₂ O	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,11	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,25	0,00	0,06	0,00	0,06	0,03	
NO	0,29	0,23	0,34	0,32	0,35	0,25	0,42	0,42	0,32	0,30	0,28	0,31	0,21	0,31	0,29	0,21	0,36	0,29	0,36	0,33	
Tot	100,22	100,52	100,64	100,93	100,15	101,04	101,40	100,45	100,56	100,63	101,08	100,76	102,47	102,00	99,06	101,68	102,22	99,06	102,22	101,81	
Fo	80,47	80,92	80,97	80,37	79,01	78,75	89,84	89,75	80,41	79,41	79,50	79,28	80,28	84,38	76,47	77,82	85,43	76,47	85,43	85,49	
Cat AFU																					
Si	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ²⁺	0,39	0,38	0,38	0,39	0,42	0,42	0,20	0,20	0,39	0,41	0,41	0,41	0,40	0,31	0,47	0,45	0,29	0,45	0,29	0,29	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	1,60	1,61	1,62	1,61	1,57	1,57	1,79	1,79	1,59	1,57	1,58	1,57	1,61	1,69	1,51	1,56	1,71	1,56	1,71	1,71	
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ni	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Tot Cat	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	

Segue alla pagina successiva

Affinità	HT2-Pi													
	Lalibela													
	LAL73													
Fase	Ol-rim	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core	Ol-core				
Sito-analisi	Ol-70-8-10	Ol-70-1a5	Ol-70A-2a5	Ol-73-5-1	Ol-73-4-1	Ol-73-3-3	Ol-73-1-2	Ol-73-2-1	Ol-73-1-a7	Ol-73-1-a8	Ol-73bis-1a3	Ol-73bis-2a2	Ol-73bis-3a1	Ol-73bis-4a4
(wt%)														
SiO ₂	39,53	39,95	40,15	40,57	40,56	40,23	40,76	40,15	40,70	40,46	40,43	40,33	40,94	40,45
TiO ₂	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,01	0,05	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04
FeOtot	17,66	15,64	15,98	13,52	13,06	13,74	12,74	15,55	12,92	12,68	15,82	15,27	15,49	15,96
MnO	0,30	0,23	0,22	0,19	0,19	0,22	0,10	0,23	0,19	0,17	0,25	0,24	0,21	0,32
MgO	43,76	45,44	45,17	46,67	47,61	46,54	47,66	45,24	46,86	47,43	44,56	45,49	44,96	44,39
CaO	0,32	0,26	0,30	0,38	0,32	0,32	0,32	0,33	0,36	0,32	0,41	0,42	0,29	0,36
Na ₂ O	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,01	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,05	0,10	0,01	0,10	0,00	0,08	0,06	0,02	0,04	0,05	0,00	0,03	0,00	0,10
NiO	0,33	0,28	0,00	0,33	0,34	0,33	0,37	0,23	0,42	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot	101,98	101,90	102,00	101,80	102,15	101,49	102,11	101,77	101,57	101,47	101,57	101,91	101,96	101,70
Fo	81,54	83,81	83,44	86,02	86,66	85,79	86,96	83,83	86,60	86,96	83,39	84,15	83,80	83,21
Cat AFU														
Si	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,01	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,37	0,32	0,33	0,28	0,27	0,28	0,26	0,32	0,27	0,26	0,33	0,32	0,32	0,33
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	1,63	1,68	1,67	1,71	1,73	1,71	1,73	1,67	1,71	1,73	1,65	1,67	1,65	1,64
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot Cat	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00	2,99	3,00

Ol: olivine; c: core; r: rim. Per lo stesso campione il primo numero si riferisce al sito analitico, mentre i numeri e/o le lettere successivi sono relativi allo specifico cristallo.

Fo: Contenuto in forsterite delle olivine. $Fo = ((Mg)/(Mg+Fe^{2+})) * 100$

Tab. 8b : Analisi rappresentativa di microsonda delle olivine dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Manakhah YE26										HT2-Pi Manakhah YE29																																												
	Ol-core		Ol-rim		Ol-core		Ol-26-3-9		Ol-26-3-11		Ol-core		Ol-26-4-14		Ol-26-4-15		Ol-rim		Ol-29-4-1		Ol-core		Ol-29-4-3		Ol-core		Ol-29-3-7		Ol-29-2-11		Ol-core		Ol-29-2-13		Ol-29-1-16																				
	Ol-26-1-1	Ol-26-1-2	Ol-26-2-6	Ol-26-3-9	Ol-26-3-11	Ol-core	Ol-26-4-14	Ol-26-4-15	Ol-rim	Ol-29-4-1	Ol-core	Ol-29-4-3	Ol-core	Ol-29-3-7	Ol-29-2-11	Ol-core	Ol-29-2-13	Ol-29-1-16																																					
(wt%)	40,42	40,66	40,71	40,02	40,50	40,33	40,25	40,15	39,67	41,28	40,00	39,43	38,94	38,84	40,42	40,66	40,71	40,02	40,50	40,33	40,25	40,15	39,67	41,28	40,00	39,43	38,94	38,84	40,42	40,66	40,71	40,02	40,50	40,33	40,25	40,15	39,67	41,28	40,00	39,43	38,94	38,84													
SiO ₂	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,06	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,06										
TiO ₂	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,00	0,02	0,07	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00																	
Al ₂ O ₃	13,51	14,22	11,51	13,19	12,46	12,32	13,15	11,86	12,87	10,60	15,05	14,94	16,79	19,34	13,51	14,22	11,51	13,19	12,46	12,32	13,15	11,86	12,87	10,60	15,05	14,94	16,79	19,34	13,51	14,22	11,51	13,19	12,46	12,32	13,15	11,86	12,87	10,60	15,05	14,94	16,79	19,34													
FeOtot	0,23	0,15	0,15	0,25	0,20	0,16	0,33	0,10	0,23	0,07	0,37	0,10	0,20	0,38	0,23	0,15	0,15	0,25	0,20	0,16	0,33	0,10	0,23	0,07	0,37	0,10	0,20	0,38	0,23	0,15	0,15	0,25	0,20	0,16	0,33	0,10	0,23	0,07	0,37	0,10	0,20	0,38													
MnO	47,29	47,12	48,20	46,92	47,35	47,81	46,83	47,98	46,36	49,81	44,57	44,76	43,76	40,99	47,29	47,12	48,20	46,92	47,35	47,81	46,83	47,98	46,36	49,81	44,57	44,76	43,76	40,99	47,29	47,12	48,20	46,92	47,35	47,81	46,83	47,98	46,36	49,81	44,57	44,76	43,76	40,99													
MgO	0,22	0,26	0,18	0,20	0,10	0,19	0,03	0,14	0,16	0,01	0,20	0,15	0,20	0,09	0,22	0,26	0,18	0,20	0,10	0,19	0,03	0,14	0,16	0,01	0,20	0,15	0,20	0,09	0,22	0,26	0,18	0,20	0,10	0,19	0,03	0,14	0,16	0,01	0,20	0,15	0,20	0,09													
CaO	0,03	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00																
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00															
K ₂ O	0,05	0,05	0,08	0,01	0,09	0,10	0,07	0,04	0,15	0,00	0,00	0,02	0,13	0,11	0,05	0,05	0,08	0,01	0,09	0,10	0,07	0,04	0,15	0,00	0,00	0,02	0,13	0,11	0,05	0,05	0,08	0,01	0,09	0,10	0,07	0,04	0,15	0,00	0,00	0,02	0,13	0,11													
Cr ₂ O ₃	0,30	0,19	0,34	0,25	0,24	0,37	0,28	0,44	0,36	0,48	0,24	0,10	0,34	0,22	0,30	0,19	0,34	0,25	0,24	0,37	0,28	0,44	0,36	0,48	0,24	0,10	0,34	0,22	0,30	0,19	0,34	0,25	0,24	0,37	0,28	0,44	0,36	0,48	0,24	0,10	0,34	0,22													
NiO	102,08	102,75	101,23	100,91	101,04	101,37	100,96	100,82	99,88	102,33	100,49	99,59	100,40	100,06	102,08	102,75	101,23	100,91	101,04	101,37	100,96	100,82	99,88	102,33	100,49	99,59	100,40	100,06	102,08	102,75	101,23	100,91	101,04	101,37	100,96	100,82	99,88	102,33	100,49	99,59	100,40	100,06													
Tot	86,19	85,52	88,19	86,38	87,13	87,37	86,39	87,82	86,52	89,34	84,07	84,22	82,28	79,07	86,19	85,52	88,19	86,38	87,13	87,37	86,39	87,82	86,52	89,34	84,07	84,22	82,28	79,07	86,19	85,52	88,19	86,38	87,13	87,37	86,39	87,82	86,52	89,34	84,07	84,22	82,28	79,07													
Fo	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99															
Cat AFU	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00															
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00														
Al	0,28	0,29	0,24	0,27	0,26	0,25	0,27	0,24	0,27	0,21	0,32	0,32	0,36	0,42	0,28	0,29	0,24	0,27	0,26	0,25	0,27	0,24	0,27	0,21	0,32	0,32	0,36	0,42	0,28	0,29	0,24	0,27	0,26	0,25	0,27	0,24	0,27	0,21	0,32	0,32	0,36	0,42													
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00													
Mn	1,73	1,71	1,76	1,73	1,73	1,75	1,72	1,76	1,73	1,79	1,66	1,68	1,65	1,57	1,73	1,71	1,76	1,73	1,73	1,75	1,72	1,76	1,73	1,79	1,66	1,68	1,65	1,57	1,73	1,71	1,76	1,73	1,73	1,75	1,72	1,76	1,73	1,79	1,66	1,68	1,65	1,57													
Mg	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00														
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00														
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00													
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00												
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00												
Ni	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01				
Tot Cat	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01

Ol: olivine; c: core; r: rim. Per lo stesso campione il primo numero si riferisce al sito analitico, mentre i numeri successivi sono relativi allo specifico cristallo.

Fo: Contenuto in forsterite delle olivine: $Fo = ((Mg)/(Mg+Fe^{2+})) * 100$

Tab. 9a : Analisi rappresentativa di microsonda dei pirosseni dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Lalibela LAL31			HT2-Pi Lalibela LAL41			HT2-Bas Lalibela LAL42						
	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-rim	Cpx-core			
	Cpx-31-2-1	Cpx-31-2-2	Cpx-31-4-1	Cpx-31-4-2	Cpx-41-1-1	Cpx-41-1-2	Cpx-41-5-1	Cpx-41-5-2	Cpx-42-1a2	Cpx-42-2a3	Cpx-42-2a4	Cpx-core	Cpx-42-5a1
(wt%)													
SiO ₂	50,15	50,75	49,91	50,12	52,20	52,60	52,34	52,78	52,07	51,72	50,68	52,72	
TiO ₂	1,64	1,60	1,73	1,62	0,85	0,86	0,75	0,82	1,34	1,55	1,83	1,27	
Al ₂ O ₃	3,41	2,85	3,15	2,93	1,41	1,29	1,58	1,36	2,01	3,07	3,20	2,43	
FeOtot	8,71	6,97	7,77	7,54	5,40	5,29	4,87	4,66	8,36	6,30	7,69	6,87	
MnO	0,24	0,10	0,20	0,18	0,14	0,14	0,13	0,03	0,22	0,12	0,22	0,18	
MgO	15,51	15,82	15,62	15,80	17,59	18,13	17,45	18,13	17,21	16,53	15,81	16,96	
CaO	19,82	21,33	20,89	20,94	20,73	20,61	21,69	21,09	18,59	20,45	19,80	20,02	
Na ₂ O	0,37	0,28	0,33	0,35	0,25	0,23	0,29	0,29	0,19	0,33	0,33	0,34	
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,15	0,37	0,08	0,06	0,74	0,59	0,79	0,65	0,37	0,83	0,41	0,52	
NiO	0,00	0,10	0,05	0,12	0,00	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Tot	100,01	100,15	99,75	99,66	99,31	99,87	99,94	99,80	100,36	100,90	99,88	101,31	
mg#	0,76	0,80	0,78	0,79	0,85	0,86	0,86	0,87	0,79	0,82	0,79	0,81	
cr#	0,03	0,08	0,02	0,01	0,26	0,24	0,25	0,24	0,11	0,15	0,08	0,13	
Wo	42,04	44,56	44,44	44,47	42,51	42,04	44,51	42,78	37,85	41,79	41,50	40,58	
En	45,80	46,00	46,22	46,68	50,19	51,42	49,80	51,16	48,75	47,00	46,10	47,82	
Fs	10,74	8,39	8,09	7,49	6,36	5,68	4,60	5,01	12,70	9,99	11,14	10,36	
Cat AFU													
Si	1,86	1,87	1,85	1,86	1,92	1,92	1,91	1,93	1,91	1,89	1,87	1,91	
Ti	0,05	0,04	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	
Al	0,15	0,12	0,14	0,13	0,06	0,06	0,07	0,06	0,09	0,13	0,14	0,10	
Fe ²⁺	0,20	0,16	0,15	0,14	0,12	0,11	0,09	0,10	0,24	0,18	0,21	0,20	
Fe ³⁺	0,07	0,06	0,09	0,10	0,04	0,05	0,06	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	
Mg	0,86	0,87	0,86	0,87	0,97	0,99	0,95	0,99	0,94	0,90	0,87	0,92	
Ca	0,79	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,85	0,82	0,73	0,80	0,78	0,78	
Na	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Tot Cat	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	

Segue alla pagina successiva

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Lalibela LAL43				HT2-Pi Lalibela LAL44				HT2-Pi Lalibela LAL45				HT2-Bas Lalibela LAL65				
	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core	Cpx-core
	Cpx-43-1-1	Cpx-43-1-2	Cpx-43-2b-1	Cpx-43-2b-2	Cpx-44-1a1	Cpx-44-2a1	Cpx-45-2-1	Cpx-45-2-2	Cpx-45-2-1	Cpx-45-2-2	Cpx-45-5-1	Cpx-45-5-2	Cpx-65-2-1	Cpx-65-2-2	Cpx-65-4-1	Cpx-65-4-2	
(wt%)																	
SiO ₂	50,98	50,92	51,45	51,29	52,33	52,77	50,85	51,58	48,83	48,83	48,69	51,32	49,68	50,15	50,54		
TiO ₂	1,60	1,58	1,54	1,51	1,53	0,98	1,53	1,17	2,33	2,33	2,47	1,78	2,24	1,87	1,64		
Al ₂ O ₃	2,05	2,34	1,92	2,02	2,11	1,19	2,68	1,86	4,14	4,14	4,43	2,40	3,23	2,77	2,58		
FeOtot	6,32	6,48	6,35	6,45	5,94	4,42	5,59	5,07	6,66	6,66	7,01	6,74	6,39	6,63	7,03		
MnO	0,17	0,11	0,15	0,10	0,16	0,12	0,14	0,09	0,09	0,09	0,14	0,14	0,18	0,11	0,16		
MgO	16,31	16,00	16,31	16,39	16,33	17,63	16,47	16,92	15,09	15,09	14,75	16,54	15,62	15,84	15,98		
CaO	21,60	21,44	21,79	21,95	21,84	21,71	21,30	21,42	21,44	21,44	21,61	21,15	21,24	21,20	20,82		
Na ₂ O	0,30	0,31	0,32	0,34	0,40	0,37	0,35	0,34	0,37	0,37	0,42	0,41	0,42	0,43	0,37		
K ₂ O	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,21	0,27	0,27	0,29	0,59	0,92	0,94	0,73	0,59	0,59	0,69	0,46	0,51	0,41	0,27		
NiO	0,01	0,09	0,00	0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,10	0,06	0,02		
Tot	99,58	99,55	100,12	100,45	101,26	100,12	99,96	99,19	99,54	99,54	100,29	101,00	99,61	99,47	99,43		
mg#	0,82	0,81	0,82	0,82	0,83	0,88	0,84	0,86	0,80	0,80	0,79	0,81	0,81	0,81	0,80		
cr#	0,06	0,07	0,09	0,09	0,16	0,34	0,19	0,21	0,09	0,09	0,09	0,11	0,10	0,09	0,07		
Wo	45,01	44,72	45,04	45,58	44,44	43,68	44,64	44,39	46,10	46,10	46,70	43,87	45,19	44,89	43,81		
En	47,27	46,43	46,90	47,35	46,22	49,35	48,02	48,79	45,15	45,15	44,35	47,70	46,25	46,65	46,77		
Fs	6,60	7,67	6,87	5,79	7,87	5,63	6,02	5,56	7,33	7,33	7,31	6,88	6,95	6,81	7,99		
Cat AFU																	
Si	1,88	1,88	1,89	1,88	1,90	1,92	1,87	1,90	1,81	1,81	1,80	1,87	1,84	1,86	1,87		
Ti	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05		
Al	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,05	0,12	0,08	0,18	0,18	0,19	0,10	0,14	0,12	0,11		
Fe ²⁺	0,13	0,15	0,13	0,11	0,14	0,08	0,11	0,11	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,15		
Fe ³⁺	0,07	0,06	0,07	0,09	0,04	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07		
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01		
Mg	0,90	0,88	0,89	0,89	0,88	0,96	0,90	0,93	0,84	0,84	0,81	0,90	0,86	0,87	0,88		
Ca	0,86	0,85	0,86	0,86	0,85	0,85	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85	0,83	0,84	0,84	0,83		
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01		
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Tot Cat	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		

Segue alla pagina successiva

Affinità Località Sigla	HT2-Bas				HT2-PI				HT2-PI			
	Lalibela		LAL69		Lalibela		LAL70		Lalibela		LAL73	
	Cpx-core	Cpx-rim										
Sito-analisi	Cpx-69-3-1	Cpx-69-3-2	Cpx-69-4-1	Cpx-69-4-2	Cpx-70-3-3	Cpx-70-3-1	Cpx-70-3-2	Cpx-70-3-2	Cpx-70-3-2	Cpx-70-3-1	Cpx-70-3-1	Cpx-73-1a9
(wt%)												
SiO ₂	50,41	50,34	50,56	50,86	51,65	49,65	49,48	50,06	51,28	51,84		
TiO ₂	1,83	1,78	1,78	1,79	1,39	1,82	2,08	1,54	1,60	1,31		
Al ₂ O ₃	2,47	2,72	2,43	2,40	2,13	2,67	3,45	3,11	2,77	2,72		
FeOtot	6,63	6,70	6,78	6,44	8,66	8,05	8,39	6,13	5,63	5,19		
MnO	0,04	0,12	0,16	0,12	0,30	0,22	0,09	0,21	0,18	0,06		
MgO	16,10	15,63	16,30	16,17	15,65	15,03	14,71	16,61	16,18	16,69		
CaO	21,17	21,29	20,80	21,28	20,08	20,55	20,61	20,64	21,69	21,48		
Na ₂ O	0,41	0,40	0,31	0,37	0,34	0,36	0,44	0,26	0,21	0,32		
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08		
Cr ₂ O ₃	0,26	0,22	0,32	0,26	0,09	0,21	0,27	0,88	0,88	1,18		
NiO	0,05	0,10	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02		
Tot	99,36	99,31	99,55	99,79	100,29	98,56	99,52	99,45	100,50	100,89		
mg#	0,81	0,81	0,81	0,82	0,76	0,77	0,76	0,83	0,84	0,85		
cr#	0,07	0,05	0,08	0,08	0,03	0,05	0,05	0,16	0,18	0,23		
Wo	44,52	44,94	43,63	44,38	40,85	43,89	44,05	43,74	44,85	44,29		
En	47,10	45,90	47,56	46,91	44,29	44,64	43,72	48,97	46,55	45,96		
Fs	6,84	7,63	7,64	7,33	13,60	10,10	10,53	6,29	7,81	8,97		
Cat AFU												
Si	1,87	1,87	1,87	1,88	1,91	1,87	1,84	1,85	1,88	1,89		
Ti	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04		
Al	0,11	0,12	0,11	0,10	0,09	0,12	0,15	0,14	0,12	0,12		
Fe ²⁺	0,13	0,14	0,14	0,14	0,22	0,19	0,20	0,12	0,15	0,09		
Fe ³⁺	0,08	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,02	0,07		
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00		
Mg	0,89	0,86	0,90	0,89	0,86	0,84	0,82	0,91	0,88	0,90		
Ca	0,84	0,85	0,82	0,84	0,79	0,83	0,82	0,82	0,85	0,84		
Na	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03		
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Tot Cat	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		

Cpx: clinopyroxene; c: core; r: rim. Per lo stesso campione il primo numero si riferisce al sito analitico, mentre i numeri e/o le lettere successivi sono relativi allo specifico cristallo.

mg# = $(Mg)/(Mg+Fe^{2+})$; cr# = $(Cr)/(Cr+Al)$; Wo: wollastonite; En: enstatite; Fs: ferrosilite

Tab. 9b : Analisi rappresentativa di microsonda dei clinopirosseni dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

Affinità Località Sigla	HT2-Bas Mankhah YE28										HT2-Pi Mankhah YE29					
	Cpx-rim		Cpx-core		Cpx-rim		Cpx-core		Cpx-rim		Cpx-core		Cpx-rim		Cpx-core	
	Cpx-28-3-35	Cpx-28-3-36	Cpx-28-3-37	Cpx-28-3-41	Cpx-28-3-42	Cpx-28-2-43	Cpx-28-2-44	Cpx-28-2-45	Cpx-28-1-47	Cpx-28-1-50	Cpx-29-3-9	Cpx-29-3-10	Cpx-29-3-10	Cpx-29-3-10	Cpx-29-3-10	
(wt%)	50,11	50,01	49,79	49,73	49,41	45,56	49,60	46,62	47,68	45,74	45,43	41,26				
SiO ₂	1,43	1,67	1,84	1,67	1,75	2,39	1,75	2,26	2,19	2,87	3,29	5,53				
TiO ₂	3,25	3,47	3,36	3,28	3,71	6,29	3,44	6,17	5,26	6,07	5,83	9,40				
Al ₂ O ₃	7,63	6,60	6,37	6,67	6,56	7,55	6,49	7,41	7,18	7,88	7,52	8,62				
FeOtot	0,25	0,14	0,22	0,24	0,15	0,23	0,18	0,14	0,21	0,15	0,17	0,32				
MnO	14,28	15,11	15,19	15,35	15,27	13,01	15,20	13,17	13,74	13,08	13,13	11,06				
MgO	22,00	22,65	22,50	22,37	22,39	22,05	22,70	22,00	22,55	22,63	22,83	22,50				
Na ₂ O	0,54	0,38	0,25	0,35	0,38	0,60	0,36	0,51	0,49	0,41	0,42	0,67				
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06				
Cl ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,18				
NiO	0,15	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10				
Tot	99,64	100,04	99,55	99,71	99,64	97,70	99,73	98,32	99,31	98,86	98,63	99,71				
mg#	0,77	0,80	0,81	0,80	0,81	0,75	0,81	0,76	0,77	0,75	0,76	0,70				
Wo	47,29	48,10	47,76	47,85	48,09	51,32	48,53	49,88	50,06	51,56	52,02	55,13				
En	42,69	44,66	44,85	45,66	45,64	42,14	45,22	41,56	42,45	41,47	41,61	37,72				
Fs	7,92	5,77	6,42	5,14	4,79	3,99	4,87	6,47	5,53	5,27	4,63	4,18				
Cat AFU																
Si	1,86	1,84	1,85	1,84	1,83	1,73	1,83	1,76	1,78	1,72	1,71	1,55				
Ti	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,06	0,08	0,09	0,16				
Al	0,14	0,15	0,15	0,14	0,16	0,28	0,15	0,27	0,23	0,27	0,26	0,42				
Fe ²⁺	0,15	0,11	0,12	0,10	0,09	0,07	0,09	0,12	0,10	0,09	0,08	0,07				
Fe ³⁺	0,09	0,10	0,08	0,11	0,12	0,17	0,11	0,12	0,13	0,16	0,16	0,21				
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01				
Mg	0,79	0,83	0,84	0,85	0,84	0,74	0,84	0,74	0,76	0,73	0,74	0,62				
Ca	0,88	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90	0,90	0,89	0,90	0,91	0,92	0,91				
Na	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05				
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01				
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Tot Cat	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00				

Cpx: clinopyroxene; c: core; r: rim. Per lo stesso campione il primo numero si riferisce al sito analitico, mentre i numeri successivi allo specifico cristallo.

mg# = $(Mg)/(Mg+Fe^{2+})$; Wo: wollastonite; En: Enstatite; Fs: Ferrosilite

Tab. 10a : Analisi rappresentativa di microsonda dei feldspati dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla	HT2-Bes		HT2-Pi		HT2-Pi		HT2-Pi		HT2-Pi			
	Lalibela LAL42	Lalibela LAL44	Lalibela LAL70	Lalibela LAL44	Lalibela LAL44	Lalibela LAL70	Lalibela LAL44	Lalibela LAL70	Lalibela LAL70	Lalibela LAL70		
Fase e sito-analisi	Plag-42-5a2	Plag-42-1a1	Plag-42-3a2	Plag-70-2-2	Plag-70-3-2	Plag-70-3-3	Af-44X	Af-70-1-3	Af-70-5-3	Af-70-4-2	Af-70-7-1b	Af-70-8-12
(wt%)												
SiO ₂	59,37	52,50	54,64	58,01	53,07	53,73	67,01	63,15	65,82	65,09	64,64	65,72
TiO ₂	0,18	1,57	0,22	0,13	0,15	0,15	0,21	0,15	0,18	0,13	0,34	0,20
Al ₂ O ₃	24,96	28,56	28,63	25,83	29,32	29,43	19,90	22,00	19,51	20,52	20,38	19,92
FeOtot	1,02	1,24	0,73	0,62	0,54	0,41	0,62	0,48	0,37	0,51	0,32	0,45
MnO	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,72	0,21	0,15	0,05	0,09	0,13	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,01
CaO	7,54	11,49	11,28	7,72	11,86	11,48	0,94	3,07	0,74	1,60	1,39	1,08
Na ₂ O	5,76	4,16	4,87	6,50	4,56	4,94	6,22	7,29	5,40	6,07	5,48	5,44
K ₂ O	1,44	0,38	0,55	0,77	0,44	0,43	6,39	3,41	8,23	6,36	7,44	7,37
Tot	100,99	100,13	101,10	99,66	100,03	100,71	101,30	99,58	100,25	100,30	100,03	100,19
An	38,32	59,01	54,37	37,84	57,47	54,85	4,75	15,11	3,64	7,94	6,89	5,48
Ab	52,97	38,66	42,48	57,66	39,99	42,71	56,84	64,91	48,11	54,49	49,18	49,97
Or	8,71	2,32	3,16	4,49	2,54	2,45	38,42	19,98	48,25	37,57	43,93	44,55
Cat AFU												
Si	2,64	2,39	2,45	2,61	2,41	2,42	2,96	2,83	2,96	2,91	2,91	2,95
Ti	0,01	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al	1,31	1,53	1,51	1,37	1,57	1,56	1,04	1,16	1,04	1,08	1,08	1,05
Fe ²⁺	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,36	0,56	0,54	0,37	0,58	0,55	0,04	0,15	0,04	0,08	0,07	0,05
Na	0,50	0,37	0,42	0,57	0,40	0,43	0,53	0,63	0,47	0,53	0,48	0,47
K	0,08	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,36	0,20	0,47	0,36	0,43	0,42
Tot Cat	4,98	4,99	5,01	5,00	5,01	5,02	4,96	5,00	5,00	4,99	4,99	4,97

Plag: plagioclase; Af: alkaline feldspar; An: anorthite; Ab: albite; Or: orthoclase.

Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre le lettere o i numeri successivi al cristallo specifico.

Tab. 10b : Analisi rappresentativa di microsonda dei feldspati dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

Affinità	HT2-Pi		HT2-Bas		HT2-Pi	
Località	Manakhah		Manakhah		Manakhah	
Sigla	YE26		YE28		YE29	
Fase e sito-analisi	Plag-26-1-3	Plag-26-2-7	Plag-26-3-13	Plag-28-3-39	Plag-28-1-49	Plag-29-2-15
(wt%)						
SiO ₂	53,69	53,99	51,98	53,13	52,95	54,42
TiO ₂	0,23	0,21	0,19	0,16	0,12	0,92
Al ₂ O ₃	28,67	28,60	29,72	28,56	28,73	22,31
FeOtot	0,83	0,59	0,94	0,63	0,65	2,21
MnO	0,00	0,08	0,01	0,00	0,05	0,04
MgO	0,21	0,04	0,18	0,01	0,03	2,29
CaO	11,21	11,14	12,61	11,49	11,23	10,55
Na ₂ O	4,97	5,17	4,34	4,75	4,83	6,27
K ₂ O	0,27	0,26	0,19	0,33	0,35	0,57
Tot	100,07	100,09	100,16	99,06	98,94	99,58
An	54,63	53,54	60,98	56,11	55,77	46,72
Ab	43,82	44,95	37,95	42,00	42,86	50,28
Or	1,54	1,51	1,07	1,89	2,02	3,00
Cat AFU						
Si	2,43	2,45	2,37	2,43	2,43	2,52
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
Al	1,53	1,53	1,59	1,54	1,55	1,22
Fe ²⁺	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,16
Ca	0,54	0,54	0,62	0,56	0,55	0,52
Na	0,44	0,45	0,38	0,42	0,43	0,56
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03
Tot Cat	5,02	5,02	5,03	5,01	5,02	5,13

Plag: plagioclase; An: anorthite; Ab: albite; Or: orthoclase.

Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre i numeri successivi al cristallo specifico.

Tab. 11a : Analisi rappresentativa di microsonda degli spinelli dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla Fase e sito-analisi	HT2-Bas		HT2-PI		HT2-PI		Cr-70-1a4	Cr-70A-2A2
	Lalibela LAL42 Cr-42-3a1	Cr-44-4a1	Lalibela LAL44 Ti-Mt-44-5a1	Ti-Mt-70-6-7	Cr-70-7-1	Ti-Mt-70-8-8		
(wt%)								
TiO ₂	5,77	7,50	7,71	8,21	7,14	6,98	4,49	6,35
Al ₂ O ₃	9,14	5,86	2,19	3,03	6,47	2,55	7,54	4,96
FeOtot	36,91	49,68	80,09	71,04	53,83	71,61	40,30	48,54
MnO	0,32	0,34	0,34	0,39	0,42	0,48	0,37	0,33
MgO	8,68	7,25	1,67	3,14	5,97	2,96	6,77	6,22
CaO	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	0,04	0,02	0,05
Na ₂ O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
K ₂ O	0,01	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	39,87	28,05	0,73	9,36	23,35	9,23	38,74	31,40
NiO	0,00	0,00	0,00	0,19	0,40	0,39	0,31	0,00
Tot	100,70	98,68	92,92	95,42	97,60	94,24	98,54	97,93
mg#	0,30	0,21	0,04	0,07	0,17	0,07	0,23	0,19
cr#	0,75	0,76	0,18	0,67	0,71	0,71	0,78	0,81
Ilvospinello	14,35	19,37	22,10	22,67	18,72	19,55	11,61	16,74
Spinello	17,82	11,86	4,92	6,56	13,30	5,60	15,28	10,25
Cromite	52,12	38,07	1,10	13,58	32,18	13,59	52,66	43,51
Magnetite	15,71	30,70	71,88	57,19	35,80	61,27	20,45	29,51
Cat AFU								
Ti	0,14	0,19	0,22	0,23	0,19	0,19	0,12	0,17
Al	0,36	0,24	0,10	0,13	0,27	0,11	0,31	0,20
Fe ²⁺	0,64	0,84	1,66	1,38	0,96	1,38	0,71	0,88
Fe ³⁺	0,44	0,72	1,40	1,17	0,78	1,24	0,53	0,67
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,43	0,37	0,09	0,17	0,31	0,16	0,35	0,32
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	1,04	0,76	0,02	0,27	0,84	0,27	1,05	0,87
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Tot Cat	3,06	3,14	3,51	3,37	3,17	3,40	3,08	3,12

Segue alla pagina successiva

Affinità	HTZ-PI					
	Lalibela					
Località	LAL73					
Sigla	Cr-73-2-2					
Fase e sito-analisi	Cr-73-3-2	Cr-73-3-4	Cr-73-1-1	Cr-73-1a1	Cr-73-1a6	Cr-73bis-1a4
(w t%)						
TiO ₂	6,85	8,52	7,26	3,84	5,21	7,33
Al ₂ O ₃	8,81	8,55	9,77	8,58	9,28	7,45
FeOtot	40,57	41,33	37,37	39,66	34,95	41,72
MnO	0,23	0,35	0,28	0,22	0,24	0,29
MgO	11,43	10,79	11,02	10,08	10,38	10,58
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	28,89	28,47	31,41	34,79	38,16	30,48
NiO	0,36	0,36	0,30	0,25	0,32	0,00
Tot	97,14	98,37	97,41	97,42	98,60	97,89
mg#	0,33	0,32	0,34	0,31	0,35	0,31
cr#	0,69	0,69	0,68	0,73	0,73	0,73
Ulvospinello	17,21	21,30	18,21	9,73	13,03	18,52
Spinello	17,34	16,76	19,20	17,03	18,20	14,75
Cromite	38,14	37,42	41,40	46,31	50,18	40,48
Magnetite	27,31	24,52	21,18	26,93	18,59	26,25
Cat AFU						
Ti	0,17	0,21	0,18	0,10	0,13	0,18
Al	0,35	0,33	0,38	0,34	0,36	0,29
Fe ²⁺	0,67	0,74	0,68	0,66	0,54	0,65
Fe ³⁺	0,54	0,49	0,41	0,53	0,49	0,62
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,57	0,53	0,55	0,51	0,51	0,53
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,76	0,75	0,83	0,93	1,00	0,81
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Tot Cat	3,08	3,07	3,05	3,08	3,06	3,09

Cr: chromite; Ti-Mt: titanomagnetite. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre le lettere o i numeri successivi al cristallo specifico.
mg# = (Mg)/(Mg+Fe²⁺) and cr# = (Cr)/(Cr+Al).

Tab. 11b : Analisi rappresentativa di microsonda degli spinelli dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

Affinità Località Sigla	HT2-Bas		HT2-PI		
	Manakhah YE28	Manakhah YE29	Manakhah YE29	Manakhah YE29	
Fase e sito-analisi	Ti-Mt-28-3-38	Ti-Mt-28-1-48	Ti-Mt-29-3-8	Ti-Mt-29-2-12	Ti-Mt-29-1-17
(wt%)					
TiO ₂	10,29	23,72	15,39	19,07	24,04
Al ₂ O ₃	1,93	0,91	2,77	2,48	2,41
FeOtot	74,38	60,31	69,67	65,61	60,81
MnO	1,22	0,37	0,27	0,54	1,66
MgO	0,28	0,19	0,43	2,37	1,01
CaO	0,49	0,36	0,15	0,28	0,13
Na ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,16	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,14	0,11	1,89	2,94	2,14
NiO	0,09	0,00	0,19	0,15	0,00
Tot	88,82	86,01	90,77	93,60	92,20
mg#	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03
cr#	0,05	0,07	0,31	0,44	0,37
Ulivospinello	31,44	76,42	45,92	54,76	71,01
Spinello	4,62	2,30	6,48	5,58	5,58
Cromite	0,22	0,19	2,96	4,44	3,32
Magnetite	63,72	21,10	44,64	35,22	20,09
Cat AFU					
Ti	0,31	0,74	0,46	0,54	0,70
Al	0,09	0,04	0,13	0,11	0,11
Fe ²⁺	1,71	1,86	1,70	1,56	1,71
Fe ³⁺	1,20	0,32	0,89	0,72	0,34
Mn	0,04	0,01	0,01	0,02	0,05
Mg	0,02	0,01	0,03	0,13	0,06
Ca	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,06	0,09	0,07
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Tot Cat	3,39	3,01	3,29	3,20	3,04

Ti-Mt: titanomagnetite. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre i numeri successivi al cristallo specifico.

mg# = (Mg)/(Mg+Fe²⁺) and cr# = (Cr)/(Cr+Al).

Tab. 12 : Analisi rappresentativa di microsonda delle ilmeniti dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità	HT2-Bas		HT2-Pi			
	Località	Lalibela	Località	Lalibela		
Sigla	LAL42	LAL70				
Fase e sito-analisi	Ilm-42-1a3	Ilm-70-2-4	Ilm-70-5-4	Ilm-70-6-4	Ilm-70-6-6	Ilm-70-7-2
(w t%)						
TiO ₂	47,04	57,08	56,08	57,41	55,56	60,95
Al ₂ O ₃	0,49	0,82	0,66	0,64	0,86	1,15
FeOtot	46,90	30,65	31,34	30,92	31,77	24,56
MnO	0,52	0,13	0,08	0,03	0,10	0,08
MgO	1,69	5,86	5,61	5,30	5,95	7,68
CaO	0,41	0,03	0,29	0,00	0,37	0,01
Na ₂ O	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,02	0,07	0,12	0,02	0,06
Tot	97,09	94,59	94,18	94,42	94,63	94,49
Cat AFU						
Si	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Ti	0,91	1,40	1,04	1,06	1,02	1,08
Al	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	1,01	0,84	0,65	0,64	0,65	0,49
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,06	0,29	0,21	0,19	0,22	0,27
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot Cat	2,05	2,57	1,94	1,92	1,94	1,88

Ilm: ilmenite. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre le lettere o i numeri successivi al cristallo specifico.

Tab. 13a : Analisi rappresentativa di microsonda delle miche dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Lalibela LAL70							
	Phlog-70-2-1	Phlog-70-2-1b	Phlog-70-1-1	Phlog-70-5-2	Phlog-70-4-1	Phlog-70-6-1	Phlog-70-6-5	Phlog-70-8-7
SiO ₂	39,32	40,63	39,77	39,55	39,68	40,02	40,12	39,13
TiO ₂	6,49	6,39	7,06	6,28	6,86	6,49	6,30	7,04
Al ₂ O ₃	11,72	12,39	12,71	12,29	12,64	11,92	12,23	12,67
FeOtot	8,12	7,47	7,61	7,84	7,79	7,47	6,95	7,84
MnO	0,02	0,01	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08
MgO	20,98	20,70	19,46	20,40	19,36	20,30	20,64	19,40
CaO	0,05	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Na ₂ O	0,50	0,92	0,77	0,79	0,82	0,87	1,01	0,97
K ₂ O	7,63	8,52	8,52	8,03	8,62	8,37	8,67	8,77
Cr ₂ O ₃	0,13	0,07	0,13	0,29	0,14	0,07	0,08	0,32
NO	0,00	0,07	0,07	0,18	0,16	0,14	0,15	0,13
F	1,96	3,20	3,31	2,81	2,53	2,69	2,52	2,36
Cl	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot	99,48	101,90	100,90	100,29	100,64	100,31	100,74	100,89
CatAFU								
Si	5,55	5,54	5,48	5,50	5,53	5,57	5,56	5,46
Ti	0,69	0,65	0,73	0,66	0,72	0,68	0,66	0,74
Al	1,95	1,99	2,06	2,02	2,07	1,96	2,00	2,09
Fe ²⁺	0,96	0,85	0,88	0,91	0,91	0,87	0,81	0,92
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	4,41	4,21	4,00	4,23	4,02	4,21	4,27	4,04
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,14	0,24	0,21	0,21	0,22	0,23	0,27	0,26
K	1,37	1,48	1,50	1,43	1,53	1,49	1,53	1,56
Cr	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04
N	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
F	0,87	1,38	1,44	1,24	1,11	1,18	1,11	1,04
Cl	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot Cat	15,99	16,36	16,32	16,25	16,14	16,22	16,23	16,17

Phlog. phlogopite. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre i numeri successivi al cristallo specifico.

Tub. 13b : Analisi rappresentativa di microsonda delle miche dei CFBs del Plateau Yemenita (Serie di Manakhhah)

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Manakhhah YE29									
	Phlog-29-1-13	Phlog-29-2-14	Phlog-29-3-15	Phlog-29-4-16	Phlog-29-5-17	Phlog-29-6-18				
(wt%)										
SiO ₂	36,53	38,67	37,79	37,17	38,47	37,55				
TiO ₂	9,53	8,74	9,20	9,01	8,71	9,48				
Al ₂ O ₃	13,12	10,02	12,40	13,04	12,97	15,21				
FeOtot	9,43	9,51	11,05	9,24	9,17	9,16				
MnO	0,03	0,04	0,08	0,07	0,04	0,05				
MgO	15,93	16,91	17,22	16,43	17,11	15,07				
CaO	0,02	0,38	0,34	0,08	0,07	3,62				
Na ₂ O	0,73	0,42	0,63	0,59	0,70	1,61				
K ₂ O	8,77	5,96	8,74	8,39	9,13	8,70				
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,07	0,10	0,05	0,00				
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
F	3,58	2,29	3,87	3,68	3,58	2,95				
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,21				
Tot	98,70	95,03	102,25	98,74	101,12	105,82				
Cat AFU										
Si	5,21	5,68	5,23	5,27	5,34	5,06				
Ti	1,02	0,97	0,96	0,96	0,91	0,96				
Al	2,21	1,73	2,02	2,18	2,12	2,42				
Fe ²⁺	1,12	1,17	1,28	1,10	1,06	1,03				
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01				
Mg	3,39	3,70	3,55	3,47	3,54	3,03				
Ca	0,00	0,06	0,05	0,01	0,01	0,52				
Na	0,20	0,12	0,17	0,16	0,19	0,42				
K	1,59	1,12	1,54	1,52	1,62	1,50				
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00				
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
F	1,62	1,07	1,69	1,65	1,57	1,26				
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28				
Tot Cat	16,37	15,63	16,50	16,34	16,38	16,49				

Phlog: phlogopite. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre i numeri successivi al cristallo specifico.

Tab. 14 : Analisi rappresentativa di microsonda degli anfiboli del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Lalibela)

Affinità Località Sigla	HT2-Pi Lalibela				
	LAL70	Amph. Kaersutite-70-1a2	Amph. Kaersutite-70-1a3	Amph. Kaersutite-70-1a1	Amph. Kaersutite-70-1-5
(wt%)					
SiO ₂	42,23	41,96	42,51	42,51	42,51
TiO ₂	7,50	7,60	7,42	7,42	7,42
Al ₂ O ₃	11,00	11,43	11,12	11,12	11,12
FeOtot	7,01	7,43	7,23	7,23	7,23
MnO	0,02	0,11	0,11	0,11	0,11
MgO	14,59	14,57	14,88	14,88	14,88
CaO	11,29	11,50	11,74	11,74	11,74
Na ₂ O	2,88	3,00	2,88	2,88	2,88
K ₂ O	0,67	0,71	0,71	0,71	0,71
Cr ₂ O ₃	0,59	0,48	0,53	0,53	0,53
NiO	0,02	0,09	0,03	0,03	0,03
F	0,57	0,31	0,79	0,79	0,79
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot	102,86	103,08	103,46	103,46	103,46
mg#	0,79	0,78	0,79	0,79	0,79
Cat AFU					
Si	6,08	6,02	5,78	5,78	5,78
Ti	0,80	0,82	0,76	0,76	0,76
Al	1,84	1,93	1,78	1,78	1,78
Fe ²⁺	0,87	0,89	0,82	0,82	0,82
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	3,14	3,11	3,01	3,01	3,01
Ca	1,73	1,77	1,71	1,71	1,71
Na	0,87	0,83	0,76	0,76	0,76
K	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12
Cr	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06
Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,26	0,14	0,34	0,34	0,34
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot Cat	15,80	15,72	15,16	15,16	15,16

Amph: amphibole. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre le lettere o i numeri successivi al cristallo specifico.
 $mg\# = (Mg)/(Mg+Fe^{2+})$

Tab. 15 : Analisi rappresentativa di microsonda delle apatiti dei CFBs del Plateau Nord-Etiopico (Serie di Laitbela)

Affinità		Località	
Località		Sigla	
Fase e sito-analisi		Ap-70-7-3b	Ap-70-8-9
(wt%)			
SiO ₂	0,59	0,78	
TiO ₂	0,05	0,00	
Al ₂ O ₃	0,04	0,21	
FeOtot	0,51	0,29	
MnO	0,02	0,08	
MgO	0,40	0,40	
CaO	51,69	52,33	
Na ₂ O	0,08	0,22	
K ₂ O	0,14	0,08	
P ₂ O ₅	40,16	40,13	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	
NiO	0,00	0,00	
F	6,29	5,48	
Cl	0,00	0,00	
Tot	101,70	102,42	
CatAFU			
Si	0,05	0,06	
Ti	0,00	0,00	
Al	0,00	0,02	
Fe ³⁺	0,03	0,02	
Mn	0,00	0,01	
Mg	0,05	0,05	
Ca	4,53	4,59	
Na	0,01	0,03	
K	0,01	0,01	
P	2,78	2,78	
Cr	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	
F	1,63	1,42	
Cl	0,00	0,00	
Tot Cat	9,10	8,99	

Ap: apatite. Per lo stesso campione i primi numeri si riferiscono ai differenti siti analitici, mentre le lettere o i numeri successivi al cristallo specifico.

Tab. 16 : Analisi isotopiche dello Sr dei CFBs del Plateau Etiopico (Serie di Lalibela, Serie di Adigrat, Serie del Blue Nile e Serie delle Simien Mountains) e del Plateau Yemenita (Serie di Manakhah)

Dati isotopici Savo - SUERC East Kilbride (Glasgow)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Standard Error (%)	Standard Error (%)
LAL31(wr) - HT2Pi	0,704147		0,0012	
LAL32(wr) - HT1Bas	0,703680		0,0013	
LAL33(wr) - HT2Pi	0,704094		0,0013	
LAL41(wr) - HT2Pi	0,704172		0,0022	
LAL42(wr) - HT2Bas	0,704371		0,0013	
LAL43(wr) - HT2Pi	0,704064		0,0015	
LAL45(wr) - HT2Pi	0,704009		0,0011	
LAL47(wr) - HT2Pi	0,704177		0,0012	
LAL65(wr) - HT2Bas	0,704325		0,0013	
LAL69(wr) - HT2Bas	0,704122		0,0015	
BLN2(wr) - HT1Bas	0,704294		0,0015	
SIM15(wr) - LTBas	0,703669		0,0016	
ADG3(wr) - LTBas	0,703290		0,0015	
YE23(wr) - HT2Bas	0,703632		0,0013	
YE24(wr) - HT2Bas	0,703586		0,0013	
YE25(wr) - HT2Bas	0,703623		0,0014	
YE26(wr) - HT2Pi	0,703718		0,0013	
YE27(wr) - HT2Bas	0,703705		0,0014	
YE28(wr) - HT2Bas	0,703700		0,0013	
YE29(wr) - HT2-Pi	0,703668		0,0014	
YE31(wr) - HT2Bas	0,703681		0,0013	
LAL42(Cpx) - HT2Bas	0,704354	0,704362	0,0026	0,0013
LAL44(Cpx) - HT2Pi	0,704943	0,704670	0,0014	0,0013
LAL65(Cpx) - HT2Bas	0,704142	0,704293	0,0025	0,0018
LAL69(Cpx) - HT2Bas	0,704101	0,704120	0,0014	0,0012
LAL70(Cpx) - HT2Pi	0,704792	0,704535	0,0024	0,0013
LAL73(Cpx) - HT2Pi	0,704406	0,704389	0,0015	0,0013

ADG: Adigrat Series; BLN: Blue Nile Series; LAL: Lalibela Series; SIM: Simien Mountain Series. LT: Low Titanium; HT1: High titanium; HT2: Ultra-high titanium.

Pi: picrites; Bas: basalts; wr: roccia totale. Cpx: clinopiroseni.

Tab. 17 : *Analisi isotopiche del Nd dei CFBs del Plateau Etiopico (Serie di Lalibela, Serie di Adigrat, Serie del Blue Nile e Serie delle Simien Mountains) e del Plateau Yemenita (Serie di Manakhal)*

Dati analitici Savo - SUERC East Kilbride (Glasgow)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Standard Error (%)
LAL31(wr) - HT2Pi	0,512989	0,0007
LAL32(wr) - HT1Bas	0,513024	0,0007
LAL33(wr) - HT2Pi	0,512999	0,0007
LAL41(wr) - HT2Pi	0,512963	0,0009
LAL42(wr) - HT2Bas	0,512959	0,0008
LAL43(wr) - HT2Pi	0,513027	0,0007
LAL45(wr) - HT2Pi	0,512982	0,0006
LAL47(wr) - HT2Pi	0,512958	0,0010
LAL65(wr) - HT2Bas	0,513012	0,0008
LAL69(wr) - HT2Bas	0,513022	0,0007
BLN2(wr) - HT1Bas	0,513059	0,0006
SIM15(wr) - LTBas	0,512882	0,0008
ADG3(wr) - LTBas	0,512921	0,0007
YE23(wr) - HT2Bas	0,512901	0,0006
YE24(wr) - HT2Bas	0,512992	0,0006
YE25(wr) - HT2Bas	0,512904	0,0007
YE26(wr) - HT2Pi	0,512888	0,0007
YE27(wr) - HT2Bas	0,512876	0,0006
YE28(wr) - HT2Bas	0,512893	0,0005
YE29(wr) - HT2-Pi	0,512950	0,0008
YE31(wr) - HT2Bas	0,512929	0,0011
LAL42(Cpx) - HT2Bas	0,512986	0,0007
LAL44(Cpx) - HT2Pi	0,512997	0,0025
LAL65(Cpx) - HT2Bas	0,513012	0,0006
LAL69(Cpx) - HT2Bas	0,513028	0,0006
LAL70(Cpx) - HT2Pi	0,512972	0,0013
LAL73(Cpx) - HT2Pi	0,513010	0,0021

ADG: Adigrat Series; BLN: Blue Nile Series; LAL: Lalibela Series; SIM: Simien Mountain Series. LT: Low Titanium; HT1: High titanium; HT2: Ultra-high titanium.

Pi: picrites; Bas: basalts; wr: roccia totale. Cpx: clinopirosseni.

Tab. 18 : Analisi isotopiche del Pb dei CFBs del Plateau Etiopico (Serie di Lalibela, Serie di Adigrat, Serie del Blue Nile e Serie delle Simien Mountains) e del Plateau Yemenita (Serie di Manakhab)

Dati isotopici Savo - SUERC East Kilbride (Glasgow)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	St. er. (%)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	St. er. (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	St. er. (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	St. er. (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	St. er. (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	St. er. (%)
LAL31(wr) - HT2Pi	18,954	0,0056	15,580	0,0069	38,755	0,0075	38,755	0,0075				
LAL32(wr) - HT1Bas	18,712	0,0065	15,558	0,0076	38,500	0,0076	38,500	0,0076				
LAL33(wr) - HT2Pi	18,939	0,0064	15,564	0,0078	38,710	0,0083	38,710	0,0083				
LAL41(wr) - HT2Pi	18,948	0,0076	15,585	0,0084	38,763	0,0095	38,763	0,0095				
LAL42(wr) - HT2Bas	18,962	0,0064	15,574	0,0074	38,408	0,0074	38,408	0,0074				
LAL43(wr) - HT2Pi	19,117	0,0049	15,586	0,0057	38,930	0,0062	38,930	0,0062				
LAL45(wr) - HT2Pi	19,046	0,0059	15,579	0,0071	39,127	0,0077	39,127	0,0077				
LAL47(wr) - HT2Pi	19,078	0,0137	15,576	0,0147	38,843	0,0164	38,843	0,0164				
LAL65(wr) - HT2Bas	19,031	0,0063	15,580	0,0078	38,961	0,0083	38,961	0,0083				
LAL69(wr) - HT2Bas	19,084	0,0085	15,582	0,0092	39,125	0,0096	39,125	0,0096				
BLN2(wr) - HT1Bas	18,857	0,0053	15,594	0,0063	38,468	0,0067	38,468	0,0067				
SIM15(wr) - LTBas	18,441	0,0122	15,546	0,0131	37,911	0,0135	37,911	0,0135				
ADG3(wr) - LTBas	18,305	0,0062	15,507	0,0067	37,973	0,0073	37,973	0,0073				
YE23(wr) - HT2Bas	19,410	0,0072	15,607	0,0085	39,464	0,0093	39,464	0,0093				
YE24(wr) - HT2Bas	18,905	0,0066	15,547	0,0075	38,894	0,0083	38,894	0,0083				
YE25(wr) - HT2Bas	19,217	0,0186	15,553	0,0191	39,208	0,0193	39,208	0,0193				
YE26(wr) - HT2Pi	19,000	0,0107	15,603	0,0115	39,129	0,0124	39,129	0,0124				
YE27(wr) - HT2Bas	19,264	0,0096	15,552	0,0105	39,264	0,0112	39,264	0,0112				
YE28(wr) - HT2Bas	18,963	0,0082	15,570	0,0091	39,006	0,0109	39,006	0,0109				
YE29(wr) - HT2-Pi	19,001	0,0092	15,566	0,0105	38,950	0,0123	38,950	0,0123				
YE31(wr) - HT2Bas	19,384	0,0113	15,606	0,0115	39,392	0,0131	39,392	0,0131				
LAL42(Cpx) - HT2Bas	19,349	0,0420	18,826	0,0128	15,586	0,0143	39,376	0,0465	38,447	0,0148		
LAL44(Cpx) - HT2Pi	18,607	0,1599	18,448	0,0667	15,395	0,0740	38,286	0,1641	38,232	0,0667		
LAL65(Cpx) - HT2Bas	18,897	0,0321	18,809	0,0217	15,604	0,0222	38,744	0,0352	38,774	0,0219		
LAL69(Cpx) - HT2Bas	19,072	0,0619	18,962	0,0198	15,645	0,0225	39,134	0,0630	39,064	0,0262		
LAL70(Cpx) - HT2Pi	18,564	0,1012	18,514	0,0317	15,413	0,0355	38,315	0,1016	38,305	0,0324		
LAL73(Cpx) - HT2Pi	18,686	0,0523	18,607	0,0278	15,539	0,0297	38,654	0,0517	38,559	0,0267		

ADG: Adigrat Series; BLN: Blue Nile Series; LAL: Lalibela Series; SIM: Simien Mountain Series. LT: Low Titanium; HT1: High titanium; HT2: Ultra-high titanium.

Pi: picrites; Bas: basalts; wr: roccia totale. Cpx: clinopirosseni.

Ringraziamenti

Il presente lavoro di tesi rappresenta il frutto di un impegno durato tre anni, nel corso dei quali sono stato notevolmente supportato da insegnanti, ricercatori e tecnici di laboratorio sia per quanto concerne le attività di ricerca bibliografica e di ampliamento delle conoscenze sul tema affrontato, che nelle attività sperimentali di laboratorio. In particolare desidero ringraziare il Relatore del mio progetto di dottorato Prof. Luigi Beccaluva e la Correlatrice Prof.ssa Franca Siena per avermi concesso quest'opportunità di svolgere questo periodo di ricerca e ed in particolare per il loro impegno e la disponibilità dimostrata nella stesura e nella successiva correzione della mia tesi di dottorato. Inoltre vorrei anche ringraziarli per avermi dato la possibilità di svolgere delle esercitazioni pratiche e di laboratorio di supporto alla didattica nell'ambito del tutorato didattico effettuato nel corso del progetto di dottorato. Vorrei altresì ringraziare per l'impegno e la collaborazione prestata i seguenti tecnici di laboratorio del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara: Dott. Renzo Tassinari per lo svolgimento delle analisi chimiche di fluorescenza a raggi X, per il supporto nella procedura di dissoluzione chimica tramite attacchi acidi finalizzata alle analisi di ICP-MS (da lui stesso effettuate), la Sig.ra Mirella Bonora per la collaborazione ed il sostegno nella procedura di lucidatura delle sezioni sottili ed in particolare nel corso dell'attività di montatura dei cristalli di olivina sui vetrini e di trattamento dei vetrini finalizzati all'analisi delle inclusioni vetrose. Per quanto riguarda la procedura di preparazione delle soluzioni per l'analisi di spettrometria plasma-massa vorrei ringraziare anche il Dott. Dario Di Giuseppe per il sostegno nell'attività formativa iniziale. Per quanto concerne, invece, lo studio delle inclusioni vetrose all'interno dei cristalli di olivina, vorrei altresì ringraziare la Prof. Teresa Trua dell'Università di Parma per il sostegno fornitomi nel riconoscimento delle melt inclusions al microscopio ottico, sia in sezione sottile che nei separati cristallini. Vorrei inoltre ringraziare il Dott. Raul Carampin dell'IGG-CNR del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova per il supporto analitico e la collaborazione nell'utilizzo della microsonda elettronica (EMPA), il Dott. Alberto Zanetti, ricercatore dell'IGG-CNR del Dipartimento di Geoscienze e Georisorse dell'Università di Pavia, per il supporto e la collaborazione fornita nell'attività analitica di LA-ICP-MS. Vorrei inoltre ringraziare notevolmente l'Istituto di Ricerca "SUERC" di East Kilbride –

University of Glasgow (Scotland – UK), diretto dal Prof. Rob Ellam, per la possibilità che mi è stata concessa di effettuare due periodi di soggiorno di ricerca finalizzati allo svolgimento di analisi isotopiche presso i Laboratori degli isotopi radiogenici. In particolare ringrazio la Dott.ssa Anne Kelly per il supporto nella preparazione dei campioni tramite dissoluzioni chimiche allo scopo di condurre le determinazioni delle composizioni isotopiche di Sr-Nd-Pb, il Dott. Vincent Gallagher per le analisi isotopiche di Sr-Nd-Pb svolte mediante le strumentazioni indicate all'interno del paragrafo relativo alle metodologie analitiche. Porgo sentiti ringraziamenti anche al Dott. Finley Stuart ed alla Dott.ssa Luigia Di Nicola per il supporto nella preparazione dei campioni e nell'analisi di laboratorio finalizzata a determinare la composizione isotopica dell'elio all'interno del gas contenuto nei cristalli di olivina. Infine ringrazio per il sostegno nell'attività di ricerca il Dott. Claudio Natali ed il Dott. Luigi Dallai per le analisi isotopiche dell'ossigeno effettuate presso i Laboratori degli isotopi stabili dell'IGG-CNR di Pisa. Vorrei inoltre ringraziare, per l'amicizia ed il sostegno mostratomi, in particolare durante il periodo di redazione della tesi, tutti i colleghi dottorandi dell'Università di Ferrara per aver condiviso quest'esperienza assieme a me e tutti gli amici della Residenza "Il Cenacolo" che mi sono stati sempre vicini durante questo periodo formativo. Desidero ringraziare sentitamente, infine, i miei genitori Giancarlo e Manuelita e mia sorella Simona per essermi stati sempre accanto sia nei momenti felici che in quelli più difficili, per avermi supportato nella scelta intrapresa di svolgere il dottorato ed inoltre per avermi dato il sostegno morale ed economico che mi hanno permesso di raggiungere questo traguardo.