

Pétrologie et géochimie des trapps et des volcans-boucliers d'Ethiopie et du plateau de Kerguelen (LEG ODP183, site 1139)

Bruno Kieffer

▶ **To cite this version:**

Bruno Kieffer. Pétrologie et géochimie des trapps et des volcans-boucliers d'Ethiopie et du plateau de Kerguelen (LEG ODP183, site 1139). Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2002. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00688401⟩

HAL Id: tel-00688401

https://theses.hal.science/tel-00688401v1

Submitted on 17 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

M.GEOSCIENCES.GRENOBLE UJF
050 036622 9

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNVERSITE JOSEPH FOURIER
Discipline SCIENCES de la TERRE

par

Bruno Kieffer

0 8 MARS 2006

Le 17 Juin 2002

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES TRAPPS ET DES VOLCANS-BOUCLIERS D'ETHIOPIE ET DU PLATEAU DE KERGUELEN (LEG ODP183, SITE 1139).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

COMPOSITION DU JURY :

Nicholas Arndt	Directeur, Université Joseph Fourier, Grenoble
Bor-Ming Jahn	Rapporteur, Université de Rennes 1
Henriette Lapierre	Examinatrice, Université Joseph Fourier, Grenoble
Martin Menzies	Rapporteur, Royal Holloway, Londres
Raphaël Pik	Examinateur, CRPG, Nancy
James Scoates	Examinateur, Université Libre de Belgique, Bruxelles
Dominique Weis	Directrice, Université Libre de Belgique, Bruxelles

10233980

RESUME

De nombreuses études sont consacrées aux grandes provinces magmatiques. Cependant, l'architecture de ces provinces et l'origine de la diversité de leurs composants volcaniques restent encore mal connues. Le but majeur de cette thèse a été d'étudier l'architecture, la diversité et l'origine des plateaux à travers deux exemples : Kerguelen et Ethiopie.

A Kerguelen, notre recherche a été axée sur la ride Leclaire, à l'extrémité ouest du plateau. Elle nous a permis : (1) de découvrir les roches alcalines les plus anciennes du plateau, (2) de mettre en évidence la présence d'un volcanisme aérien, (3) de démontrer que le panache de Kerguelen n'est pas localisé sous cette ride, enfin (4) de prouver l'absence d'un composant crustal dans la source des laves.

En Ethiopie, nous avons montré que la pétrologie et la géochimie des laves des volcan-boucliers et des trapps sous-jacents sont identiques. La transition ne correspond donc pas à un changement de type de magma mais à une évolution physique du système d'alimentation. Les laves qui constituent le plateau éthiopien présentent deux bimodalités : acide-basique et tholéiitique-alcalin. L'analyse géochimique montre que ces laves proviennent d'un panache hétérogène en termes de température et composition. La datation et la cartographie des différentes unités révèlent que le plateau éthiopien est formé de plusieurs centres éruptifs d'âges et de caractères pétro-géochimiques différents.

D'un point de vue plus général, les quantités de laves émises sur ces deux plateaux évoluent différemment dans le temps. Le flux de magma dépend de l'activité du panache ainsi que de la vitesse d'ouverture des plaques qui contrôle l'évolution de l'épaisseur de la lithosphère.

ABSTRACT

Large igneous provinces have been intensively studied, but their architecture, and the processes that create their heterogeneity, are still poorly constrained. The major goal of this thesis is to investigate these processes through the study of two plateaus, Kerguelen and Ethiopia.

For the Kerguelen plateau our work focused on Skiff Bank at the western extremity of the plateau. We demonstrated that: (1) the locality contains the oldest alkaline rocks of the plateau, (2) the volcanism is subaerial, (3) the Kerguelen plume is not currently located below Skiff Bank, (4) there is no crustal component in the source of these lavas.

In Ethiopia, we showed that the petrology and geochemistry of the lavas of the shield volcanoes are identical to those of the underlying flood basalts. The transition from flood to shield volcanism does not correspond to a change in magma type but to physical evolution of the plumbing system. The lavas of the Ethiopian plateau display two types of bimodality: mafic-felsic and tholeiitic-alkaline. The analysis of these rocks shows that they were derived from a plume that was heterogeneous in terms of temperature and composition. Our dating and mapping show that the Ethiopian plateau is build by several distinct eruptive centers of different ages and petrological/geochemical character.

The emission rates of lavas of these two plateaus evolved differently through time. The magma flux depends on the plume activity and on plate velocity which influences the evolution of the thickness and character of the lithosphere.

Remerciements

Je remercie en premier lieu les personnes qui ont accepté d'apporter leur regard critique sur ce travail : Henriette Lapierre, Bor-Ming Jahn, Martin Menzies, Raphaël Pik et James Scoates. Merci aussi à mes directeurs de thèse Nick Arndt et Dominique Weis qui m'ont permis de travailler sur ce sujet et surtout d'en arriver à bout. Enfin, je remercie le conseil régional de Rhône-Alpes qui a subventionné en partie ce travail dans le cadre du programme Eurodoc.

Merci aussi à toutes les autres personnes dont j'essayerais de faire une liste aussi exhaustive que possible dans la version définitive : quand j'aurais un peu plus temps…

Sommaire

1- INTRODUCTION p.4

1-1- LES GRANDES PROVINCES MAGMATIQUES p.5
1-2- STRUCTURES ET CARACTERISTIQUES PETROLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES PLATEAUX p.5
1-3- ORIGINE ET FORMATION DES GRANDES PROVINCES MAGMATIQUES p.9
1-4- METHODES ET APPROCHES p.11

2- LA PROVINCE MAGMATIQUE ETHIOPIENNE p.13

2-1- CONTEXTE GEOLOGIQUE p.15
2-2- ETUDES ANTERIEURES ET BUTS DE CE TRAVAIL p.17
2-3- STRUCTURE, VOLCANOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DE LA PROVINCE ETHIOPIENNE p.20
2-3-1- Les trapps p.20
2-3-2- Les volcans boucliers p.22
2-4- COUPES ETUDIEES p.23
2-4-1- Partie Nord du plateau (zone de Debark) p.23
2-4-2- Partie Est du plateau (volcan bouclier de Guguftu) p.26
2-4-3- Partie centrale du plateau (volcan bouclier de Choke) p.29

3- THE TRANSITION FROM PLATEAU TO SHIELD VOLCANISM IN ETHIOPIA: A PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY p.31

3-1- INTRODUCTION p.35
3-2- GEOLOGICAL BACKGROUND p.35
3-3- SAMPLING STRATEGY AND ANALYTICAL METHODS p.39
3-4- STRATIGRAPHY AND CONSTITUTION OF THE VOLCANIC SEQUENCES p.53
3-4-1- Simien Shield Volcano and Lima-Limo Flood Basalts p.53
3-4-2- Choke and Guguftu Shield Volcanoes p.55
3-5- PETROGRAPHY OF MAFIC ROCKS OF THE SHIELD VOLCANOES p.59
3-6- GEOCHEMICAL DATA p.61

3-6-1- Major and Trace Element Compositions of Lima-Limo and Simien

Basalts p.61
3-6-2- Stratigraphic Variations of Chemical Compositions within the Flood Basalts and Simien Shield p.63
3-6-3- Choke and Guguftu volcanoes p.66
3-6-4- The Compositions of the Three Shield Volcanoes compared with Other Rocks from the northern Ethiopian Plateau p.69
3-6-5- Isotopic Compositions p.74
3-7- DISCUSSION p.74
3-7-1- Is the Ethiopian Plateau a Typical Flood Basalt Province? p.74
3-7-2- Petrogenesis p.83
3-7-3- Eruptions around 23 Ma p.88
3-8- CONCLUSIONS p.89

4- LE PLATEAU DE KERGUELEN p.99

4-1- DECOUVERTE ET PREMIERES ETUDES DU PLATEAU DE KERGUELEN p.101
4-2- ORGANISATION DU PLATEAU p.106
4-3- FORMATION ET EVOLUTION TECTONIQUE DU PLATEAU p.109

4-4- L'ARCHIPEL DE KERGUELEN p.111
4-5- ETAT DES CONNAISSANCES PETRO-GEOCHIMIQUES DU PLATEAU AVANT LA CAMPAGNE ODP LEG 183 p.112
4-6- VOLCANOLOGIE DU PLATEAU ET DECOUVERTES MAJEURES DU LEG 183 p.113
4-7- LA RIDE LECLAIRE (OU SKIFF BANK) p.116

5- A BIMODAL ALKALIC SHIELD VOLCANO ON SKIFF BANK: ITS PLACE IN THE EVOLUTION OF THE KERGUELEN PLATEAU p.119

5-1- INTRODUCTION p.121
5-2- GEOLOGICAL SETTING p.123
5-3- PETROGRAPHY AND MINERALOGY OF THE VOLCANIC ROCKS OF SITE 1139 p.123
5-4- ANALYTICAL METHODS p.125
5-4-1- Influence of Alteration on Chemical Compositions p.125
5-4-2- Major and Trace Elements p.125
5-4-1- Isotopic Compositions p.130
5-5- COMPARISON WITH OTHER PARTS OF THE KERGUELEN PLATEAU p.131

5-6- DISCUSSION p.132
5-6-1- Effects of Alteration on the Compositions of the Mafic lavas p.132
5-6-2- Origin of the Mafic lavas p.136
5-6-3- Felsic volcanic rocks p.137
5-6-4- Sr and Pb isotopic compositions p.140
5-6-5- Nature and Timing of the alteration p.143
5-6-6- Continental Crust contamination p.144
5-6-7- Tectonic setting p.144
5-7- CONCLUSIONS p.146

6- SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS p.149

6-1- LA PROVINCE ETHIOPIENNE p.151
6-2- SKIFF BANK ET LE PLATEAU DE KERGUELEN p.154
6-3- SIMILITUDES DES DEUX PROVINCES p.156
6-4- DIFFERENCES TECTONIQUES MAJEURES ENTRE LES DEUX PROVINCES p.159
6-4- SYNTHESE p.164

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES p.167

ANNEXES p.191

Chapitre 1

INTRODUCTION

1- INTRODUCTION

1-1- Les grandes provinces magmatiques

Les grandes provinces magmatiques (Large Igneous Provinces ou LIPs) représentent les plus vastes étendues et les plus grands volumes de lave émis à la surface du globe exception faite de la croûte océanique (Fig. 1-1). Elles peuvent couvrir des surfaces de plus d'un million de km^2 et peuvent atteindre jusqu'à 5 km d'épaisseur. Les provinces magmatiques peuvent être divisées en trois grands groupes selon leur environnement géodynamique (Fig. 1-2) (Saunders et al., 1996):

(1) Les plateaux océaniques (e.g. Ontong Java, Caraïbe) sont constitués de puissantes successions volcaniques de composition basique et ultra-basique, épanchées en domaine océanique intra-plaque. Les coulées sous marines sont peu épaisses et massives (coulées en feuillets ou sheet flows), ou en coussins. Malgré les volumes considérables de matériel volcanique émis au cours de périodes plus ou moins longues, les composants ignés des plateaux océaniques présentent une remarquable homogénéité pétrologique et géochimique. Il s'agit de basaltes tholéiitiques à spectres de terres rares plats, dont les compositions isotopiques ne varient quasiment pas (e.g. $\varepsilon Nd = 6$ à 8).

(2) Les plateaux continentaux ou trapps (e.g. Sibérie, Columbia River Basalts, Deccan) représentent les équivalents terrestres des plateaux océaniques. Ces trapps sont caractérisés par des éruptions volcaniques aériennes, représentées par des coulées et des tufs essentiellement basaltiques. De nombreuses coulées et tufs acides sont fréquemment associés aux basaltes qui sont aussi plus diversifiés que ceux des plateaux océaniques.

(3) Les marges volcaniques passives (e.g. Groenland, Plateau de Vøring) diffèrent des trapps car le volcanisme est alors associé à une déchirure continentale suivie de la formation de rift, et parfois d'une expansion océanique. Au début, le volcanisme s'apparente à celui des trapps. Puis, lorsque l'expansion s'accélère, le volcanisme peut se prolonger en contexte intra-océanique, et succédant à la subsidence, une partie des trapps est alors immergée.

1-2- Structures et caractéristiques pétrologiques et géochimiques des plateaux

Il est fréquent de lire que ces plateaux aux dimensions exceptionnelles et aux larges étendues volcaniques horizontales ne correspondent pas à l'idée habituelle que l'on se fait des



Fig. 1-1: Carte des grandes provinces magmatiques d'après Coffin & Eldhom (1994)

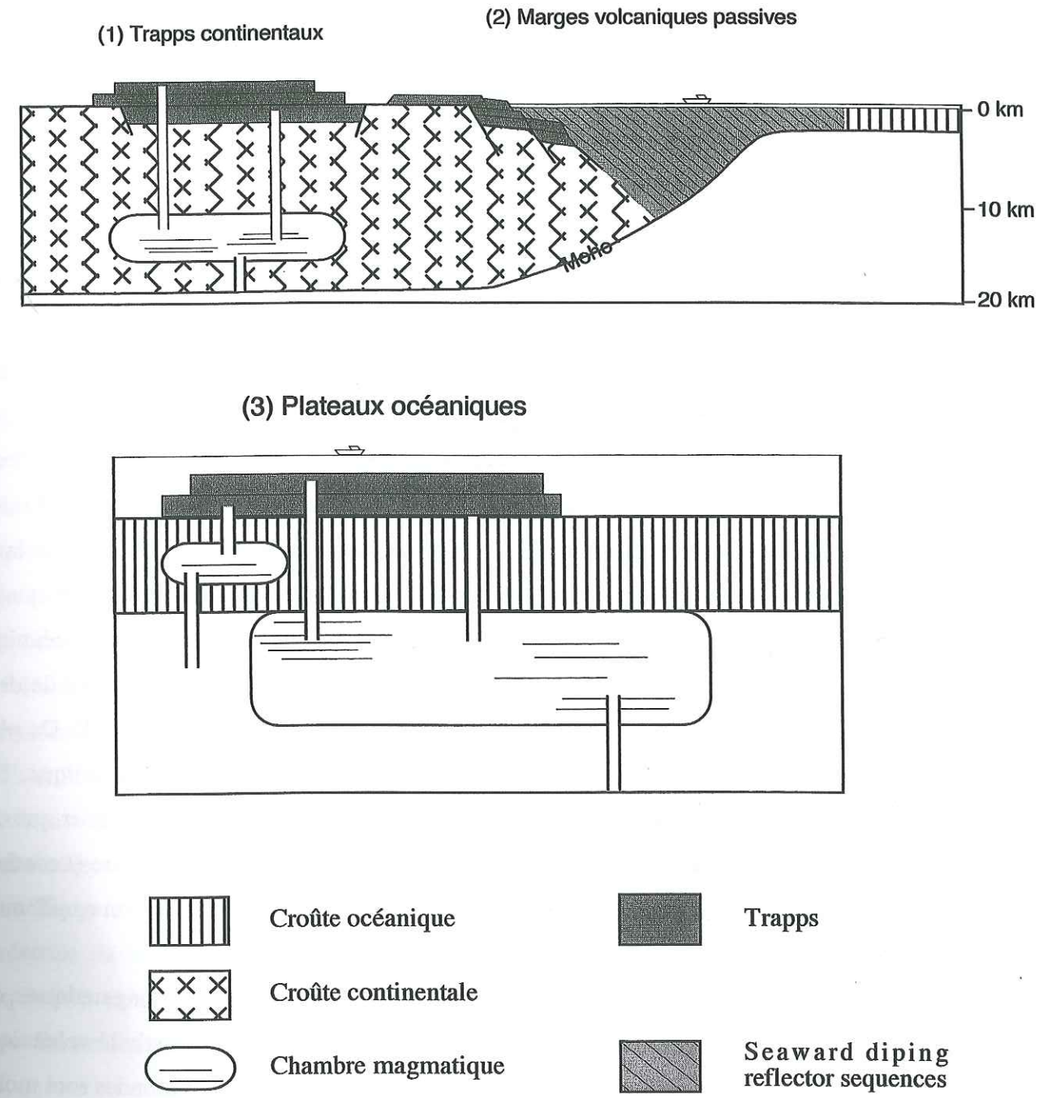


Fig. 1-2 Représentations schématiques des trois types de grandes provinces magmatiques. (1) Domaine continental, les coulées volcaniques associées au panache se mettent en place au travers de la lithosphère continentale. Elles sont probablement associées à un sous-plaquage synchrone et une extension lithosphérique. (2) Sur une marge volcanique passive, les coulées basaltiques forment des séquences en on-lap immergées sur la marge continentale (Seaward diping reflector sequences). (3) En contexte océanique intra-plaque, les coulées associées au panache se mettent en place sur la croûte océanique préexistante. Figure modifiée d'après Saunders et al. (1996).

émissions basaltiques émises à partir d'un centre éruptif. Cependant, du point de vue du dynamisme des émissions et de la composition des laves, ces ensembles sont nettement plus homogènes que la plupart des grands strato-volcans (Bourdier, 1994). Ces plateaux sont constitués en grande partie de basaltes tholéiitiques, émis à la faveur de fractures longues de plusieurs kilomètres. On parle alors d'émissions fissurales et de basaltes fissuraux (Williams & McBirney, 1979). Les coulées volcaniques s'empilent de façon régulière les unes sur les autres, sur plusieurs kilomètres d'épaisseur, (Marsh et al., 1997; Peate, 1997; Pik et al., 1998), très rapidement, en quelques millions d'années, (White & McKenzie, 1989; Courtillot et al., 1999) donnant naissance à des paysages relativement plats et monotones (Zannetin et al., 1974; Widdowson & Cox, 1996; Marsh et al., 1997).

La rapidité de formation des provinces magmatiques a été évoquée par de nombreux auteurs. Courtillot et al. (1986) démontrent que les ~10^6 km^3 de laves du Deccan se sont mises en place en moins de 4 Ma. Hofmann et al. (1997) estiment que les 350000 km^3 de laves éthiopiennes se sont épanchées en 1 Ma tandis que Czamanske et al. (1992) montrent que les 2-3 10^6 km^3 des trapps sibériens se sont mis en place en 600000 ans. Le plateau océanique d'Ontong Java, qui est le plus grand du monde, s'est aussi formé rapidement lors de deux phases, l'une aux environs de 122 Ma et l'autre vers 90 Ma (Mahoney et al., 1993). De plus, ce plateau est caractérisé par une grande homogénéité pétrologique et géochimique. Les différents forages et dragages réalisés dans ce plateau n'ont permis d'échantillonner que des basaltes tholéiitiques remarquablement homogènes. A terre, les trapps du Karoo (Lesotho), mis en place aussi très rapidement aux alentours de 180 Ma, sont constitués d'un empilement monotone de coulées basaltiques (Marsh, 1997).

De manière plus générale, la structure verticale des provinces magmatiques est relativement simple. La partie supérieure est constituée des produits de l'activité volcanique (coulées et cendres), qu'il est donc possible d'étudier in situ. Les parties profondes sont moins facilement accessibles et peuvent être étudiées grâce (i) aux études géophysiques (e.g. Coffin & Eldhom, 1994), (ii) aux enclaves arrachées lors de la remontée des magmas (e.g. Grégoire et al, 1998; Mattielli et al., 1999) et enfin, (iii) à la faveur des bordures des plateaux océaniques accrétés et/ou obductés aux marges continentales (e.g. Kerr et al., 1998; Mamberti et al., sous presse). Il s'agit de picrites, de komatiites, de cumulats basiques et ultrabasiques, parfois métamorphisées dans les faciès haute pression (Arculus et al., 1999), et même de roches mantelliques.

Contrairement à cette apparente simplicité et homogénéité, certains plateaux s'avèrent être plus complexes. Par exemple, les laves du plateau de Kerguelen, sont pétrographiquement et chimiquement bimodales. En effet, bien que la majorité du plateau soit constituée de basaltes, de nombreux tufs et coulées acides ont été échantillonnés en différents endroits du plateau. L'archipel de Kerguelen présente une bimodalité tholéiitique – alcalin en plus de la bimodalité acide –basique. Le plateau de Kerguelen ne s'est pas formé en en temps très bref, mais sur une très longue période de ~110 Ma. Le volcanisme d'abord continental et aérien devient, par la suite, sous-marin en contexte intra-océanique. Ainsi, le plateau de Kerguelen, actuellement situé au milieu de l'Océan Indien est hybride et son extrémité méridionale comporte des fragments de croûte continentale (Frey et al, 2000).

En contexte purement intra-continental, le volcanisme des trapps éthiopiens présente les mêmes bimodalités que le plateau de Kerguelen (basique – acide, tholéiitique – alcalin). Il est notamment caractérisé par un volume non négligeable de roches acides qui forment 20% des laves émises (Ayalew, 1999). Les trapps d'Ethiopie sont sub-divisés en deux sous provinces : (i) « Low Ti », (pauvre en titane), localisée au nord-ouest, caractérisée par de faibles teneurs en titane et en éléments en traces, (ii) « High Ti » qui s'étend au reste de la province et présente de fortes concentrations en titane et en éléments traces incompatibles (Pik et al., 1998). Les trapps éthiopiens sont, comme le plateau de Kerguelen, associés à une déchirure continentale et à l'ouverture de bassins océaniques. C'est pour cette raison, que se trouvent des trapps identiques et de même age au Yémen et en Somalie de part et d'autre de la mer Rouge et du rift Est-africain. La structure des trapps éthiopiens est compliquée par la présence de volcans boucliers qui les surmontent et dont l'origine n'est pas toujours explicitée. En effet, aucune étude n'a encore établi la relation qui existe entre ces volcans boucliers et les trapps sous-jacents.

1-3- Origine et formation des grandes provinces magmatiques

(Morgan, 1971) est le premier à avoir remarqué une relation temporelle entre les grandes provinces magmatiques et les déchirures continentales. Par la suite, il propose sur la base d'expériences analogiques (Morgan, 1981), que les points chauds (Wilson, 1963), sont maintenus actifs par la remontée de matériel provenant du manteau inférieur anormalement chaud le long d'un conduit qu'il appelle « mantle plume » ou panache mantellique. La formation et la mise en place à la surface de la Terre de grands volumes de magma, de l'ordre

de plusieurs millions de km^3, formant les grandes provinces magmatiques sont attribuées à la fusion partielle de la tête des panaches mantelliques (Coffin & Eldhom, 1994, Richards, et al., 1989). Ces derniers correspondraient à un mode de convection mantellique différent de celui qui est responsable de la tectonique des plaques (dorsales océaniques, zones de subduction). De nombreuses modélisations numériques et analogiques permettent d'avoir une meilleure vision de la structure et la forme de ces panaches. Ces modèles proposent que les panaches remontent depuis une interface thermique (Davies & Richards, 1992). Cette limite thermique pourrait correspondre à la zone de transition des 660 km ou à la limite manteau - noyau, ou couche D'', à 2900 km. En remontant, ce matériel mantellique chaud va prendre la forme de champignon et développer une large tête qui sera alimentée par une fine queue (Campbell & Griffiths, 1990). Ce panache est, par ailleurs, susceptible d'entraîner une certaine proportion de manteau environnant au cours de son ascension (Hart et al., 1992; Hauri et al., 1994). La remontée de la tête du panache implique une décompression qui induit sa fusion partielle et entraîne un volcanisme important à l'origine des grandes provinces magmatiques. L'activité magmatique se poursuit par la fusion de la queue du panache qui génère des chapelets d'iles volcaniques comme à Hawaï, ou des monts sous-marins comme la ride 90°E (Griffiths & Campbell, 1990) (Fig. 1-1).

White & McKenzie (1989) ont proposé un autre modèle pour la genèse des grandes provinces magmatiques. Dans leur modèle, la formation des marges volcaniques passives serait liée à l'amincissement de la lithosphère au-dessus d'une anomalie thermique dans le manteau sous-jacent. Dans ce cas, le manteau asthénosphérique chaud remonte et, sous l'effet de la décompression, une fusion partielle de ce manteau peut avoir lieu. Ces remontées de matériel mantellique engendrent, sous la lithosphère, une région de 2000 km de diamètre dont la température s'élève à 100-200°C au-dessus de la normale. Cette augmentation de température relativement faible suffit à former des volumes considérables de magmas par décompression. Par exemple, une augmentation de 100°C par rapport au manteau environnent, double la quantité de liquides produits, tandis qu'une augmentation de 200°C la quadruple.

Quel que soit le modèle proposé, lorsque les liquides sont produits dans le manteau, puis lors de leur montée vers la surface, ils subissent différents processus pétrogénétiques qui sont à l'origine des diversités du volcanisme des plateaux.

Par exemple, pour expliquer la bimodalité basique – acide, trois processus sont classiquement proposés. Le premier correspond au modèle de cristallisation fractionnée.

Lorsque les liquides basaltiques remontent vers la surface, ils restent piégés plus ou moins longtemps dans une chambre magmatique dans la croûte ou à sa base, où ils subissent un fractionnement plus ou moins poussé et peuvent ainsi évoluer jusqu'aux trachytes et rhyolites. Ainsi, l'absence en surface, de termes de composition intermédiaire entre laves acide et basique peut être expliquée par:

Le deuxième processus pour obtenir les laves acides consisterait à faire fondre des roches basiques, sous-plaquées à la base de la croûte continentale, et qui formeraient directement des trachytes qui, par la suite, pourraient évoluer vers des termes encore plus différenciés par cristallisation fractionnée (e.g. Trua et al., 1999). Le troisième processus n'est valable qu'en milieu continental et correspond à l'anatexie, ou fusion de la croûte continentale, par apport important de chaleur lors de l'arrivée, à la base de la croûte, des magmas issus du panache (e .g. Riley et al., 2001).

1-4- Méthodes et approches

Pour étudier les processus à l'origine des laves des provinces magmatiques, ce travail se base sur deux plateaux situés dans des contextes différents, celui d'Ethiopie (intra-continental) et celui de Kerguelen (intra-océanique). L'étude du plateau de Kerguelen s'appuie sur une carotte de volcanites, forée sur la ride Leclaire (ou Skiff Bank), dans la partie nord-ouest du plateau, lors du Leg ODP 183. Celle du plateau éthiopien repose sur des échantillons prélevés lors de quatre missions de terrain le long de différentes coupes à travers la partie nord du plateau. Dans le cadre de l'étude du plateau éthiopien, nous avons relevé différentes coupes à travers les trapps et les volcans boucliers qui les surmontent et à cartographier les différentes unités qui constituent ce plateau. Pour identifier ces unités volcaniques, comprendre leurs relations spatio-temporelles et leur genèse, nous utiliserons, en plus d'une approche pétrologique, les méthodes classiques de la géochimie (analyses des éléments majeurs et traces, isotopes du Sr, Nd et Pb).

Les principaux objectifs de l'étude des laves de Kerguelen et d'Ethiopie sont de déterminer

(1) La pétrologie et les processus qui se produisent dans la croûte continentale ou océanique et lors des éruptions.

- Déterminer l'origine de la bimodalité acide – basique et de la bimodalité tholéiitique – alcalin des volcanites qui constituent ces deux plateaux.
- Expliquer le passage d'un volcanisme fissural lié aux trapps à celui de type central à l'origine des volcans boucliers.
- Comprendre comment s'organisent et se structurent les différents types de roches qui constituent les plateaux, c'est-à-dire, comprendre l'architecture actuelle des plateaux.

(2) Les relations qui existent entre la tectonique et le magmatisme.

- Déterminer si la tectonique joue un rôle sur le taux de production magmatique de façon différente à Kerguelen et en Ethiopie où les vitesses de migration des plaques au-dessus du panache sont différentes.
- Déterminer quel rôle joue l'épaisseur de la lithosphère.

(3) Les processus qui interviennent au niveau de la source mantellique.

- Vérifier si la théorie des panaches, proposée pour expliquer la formation de ces deux provinces, est acceptable.
- Déterminer quels sont les rôles respectifs joués par la lithosphère et l'asthénosphère dans la genèse des magmas.
- Déterminer les caractéristiques de la (ou des) source(s) en termes de composition, de température et de profondeur.

Chapitre 2

LA PROVINCE MAGMATIQUE ETHIOPIENNE

2- LA PROVINCE MAGMATIQUE ETHIOPIENNE

2-1- Contexte Geologique

Les hauts plateaux éthiopiens et yéménites résultent de l'éruption il y a 30 Ma (Hofmann et al., 1997; Rochette et al., 1998; Coulié, 2001) de plusieurs centaines de milliers de km^3 de basaltes et rhyolites. Cette province magmatique afro-arabe se localise à l'intersection de trois rifts (Fig. 2-1). Deux de ces rifts sont océaniques (la Mer Rouge et le Golfe d'Aden) tandis que le troisième, le Rift Est Africain, est encore continental. (Omar & Steckler, 1995) ont montré que les prémisses de l'ouverture de la Mer Rouge, datés à 30-34 Ma, sont antérieurs et synchrones de l'épanchement des trapps du nord de l'Ethiopie et du Yémen. Cependant, la phase de fracturation majeure qui sépare l'Afrique de l'Arabie survient aux environs de 20-25 Ma (Menzies et al., 1992; Omar & Steckler, 1995) post-datant ainsi d'au moins 5 millions d'années, la mise en place des trapps. L'ouverture du rift éthiopien a commencé au Miocène moyen (Mohr, 1983). Cet âge confirme que l'ouverture continentale s'est produite après la mise en place des trapps. Ce rift est toujours actif de nos jours, autant d'un point de vue tectonique que volcanique. Cette relation chronologique entre la déchirure continentale et l'éruption des trapps est encore largement débattue et pose le problème du rôle du panache Afar dans la formation du rift. Après l'éruption des trapps, de grands volcans boucliers de plusieurs dizaines de kilomètres de diamètre s'édifient sur le plateau. Selon les données de la littérature, ces boucliers se mettent toujours en place après une période de quiescence du volcanisme de plusieurs millions d'années (Mohr, 1983; Zanettin, 1992). Cependant (Hofmann et al., 1997; Rochette et al., 1998) ont mis en évidence que cette période d'inactivité n'est pas toujours observée, comme en témoigne le volcan du Simien, daté de 30 Ma, et donc du même âge que les trapps sous jacents. Ces volcans boucliers semblent représenter une caractéristique spécifique de la province magmatique éthiopienne car ils semblent être absents dans les autres provinces continentales. L'étude des volcans boucliers apparaît donc très importante pour la compréhension du développement et de la genèse des hauts plateaux volcaniques éthiopiens. C'est pour cette raison que nous nous sommes attachés à l'étude de ces volcans.

La formation de la province magmatique éthiopienne est attribuée à un panache mantellique situé sous la corne de l'Afrique: le panache Afar (Schilling 1973; Ebinger et al., 1993; Marty et al., 1996). D'immenses quantités de magmas basiques engendrées lors de la

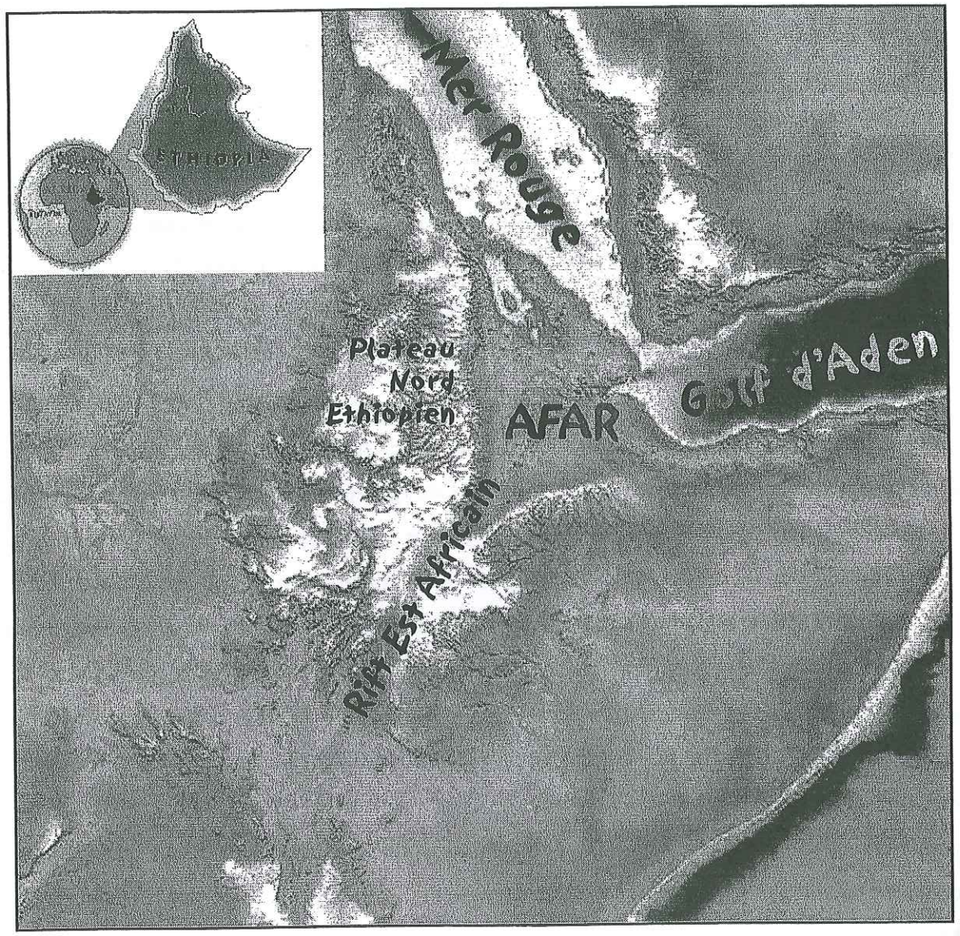


Figure 2-1 Modèle numérique de terrain, représentant la topographie de la corne de l'Afrique, avec localisation des trois rifts, de la dépression Afar et du plateau Nord éthiopien (d'après Souriot, 1993)

fusion du panache donneront naissance aux trapps. Ces derniers couvrent une superficie de 610^5 km^2 et atteignent localement 2500 m d'épaisseur (Zanettin, 1992). Les volcans boucliers qui les surmontent peuvent atteindre 1500 m d'épaisseur pour un diamètre de plusieurs dizaines de kilomètres. La province magmatique de l'Ethiopie est essentiellement constituée de roches basiques (basaltes et quelques picrites), avec parfois des intercalations de rhyolites et de trachytes qui constituent 20 % du volume total des laves (Ayalew, 1999).

L'épanchement de la majeure partie de ces laves est extrêmement rapide (moins d'1 Ma) et survient vers 30 Ma dans la partie nord de l'Ethiopie et entre 30 et 26 Ma dans les parties est et centrale dans la région de Lalibela et aux gorges du Nile Bleu (Hofmann et al., 1997). Toutefois, on note la présence dans la partie centrale de la province volcanique des laves plus jeunes (région d'Alem Katema), datées aux environs de 20 Ma (Coulié, 2001), mais qui se rattachent aux volcans boucliers de cette région. Sur la base de datations K/Ar Zanettin (1992) a distingué une décroissance régulière des âges de 30 à 15 Ma, depuis le Nord de la bordure Est du plateau Ethiopien jusqu'au Sud. Il a attribué cette évolution à l'ouverture du rift plutôt qu'à l'activité du panache. Des âges semblables ont également été signalés dans la partie yéménite des trapps, avec un événement volcanique à 30-26 Ma (Capaldi et al., 1986) et un autre à 23-19 Ma (Chiesa et al., 1989). Enfin, à l'extrémité sud de l'Ethiopie, une autre série de trapps a été datée à 45 Ma. George et al., (1998) et Rogers et al., (2000) ont proposé sur la base d'une reconstruction paléo-géographique et des ages Ar/Ar que ces basaltes n'étaient pas à rattacher à l'activité du panache de l'Afar mais étaient plutôt en relation avec celle du panache du Kenya.

2-2- Etudes antérieures et buts de ce travail

Les premières études pétro-géochimiques réalisées sur la province éthiopienne, en particulier par les italiens, datent des années soixante et soixante-dix (Merla, 1963; Mohr, 1967; Abbate & Sagri 1969; Mohr, 1971; Merla et al., 1973; Schilling, 1973; Justin Visentin et al., 1974; Zanettin et al., 1974; Zanettin & Justin Visentin, 1974; McDougall et al., 1975; Zanettin & Justin Visentin, 1975; Zanettin et al., 1976; Zanettin et al., 1978; Merla et al., 1979; Piccirillo et al., 1979). Au cours des années quatre-vingt et quatre-vingt-dix, les missions de terrain sont arrêtées pour cause de guerres. Leur reprise n'a eu lieu que depuis cette dernière décennie, au cours de laquelle la province magmatique nord-éthiopienne a fait l'objet de plusieurs études pétro-géochimiques et géochronologiques (Marty et al., 1996; Hofmann et al., 1997; Pik, et al., 1998; Rochette et al., 1998; Ayalew, 1999; Pik et al., 1999).

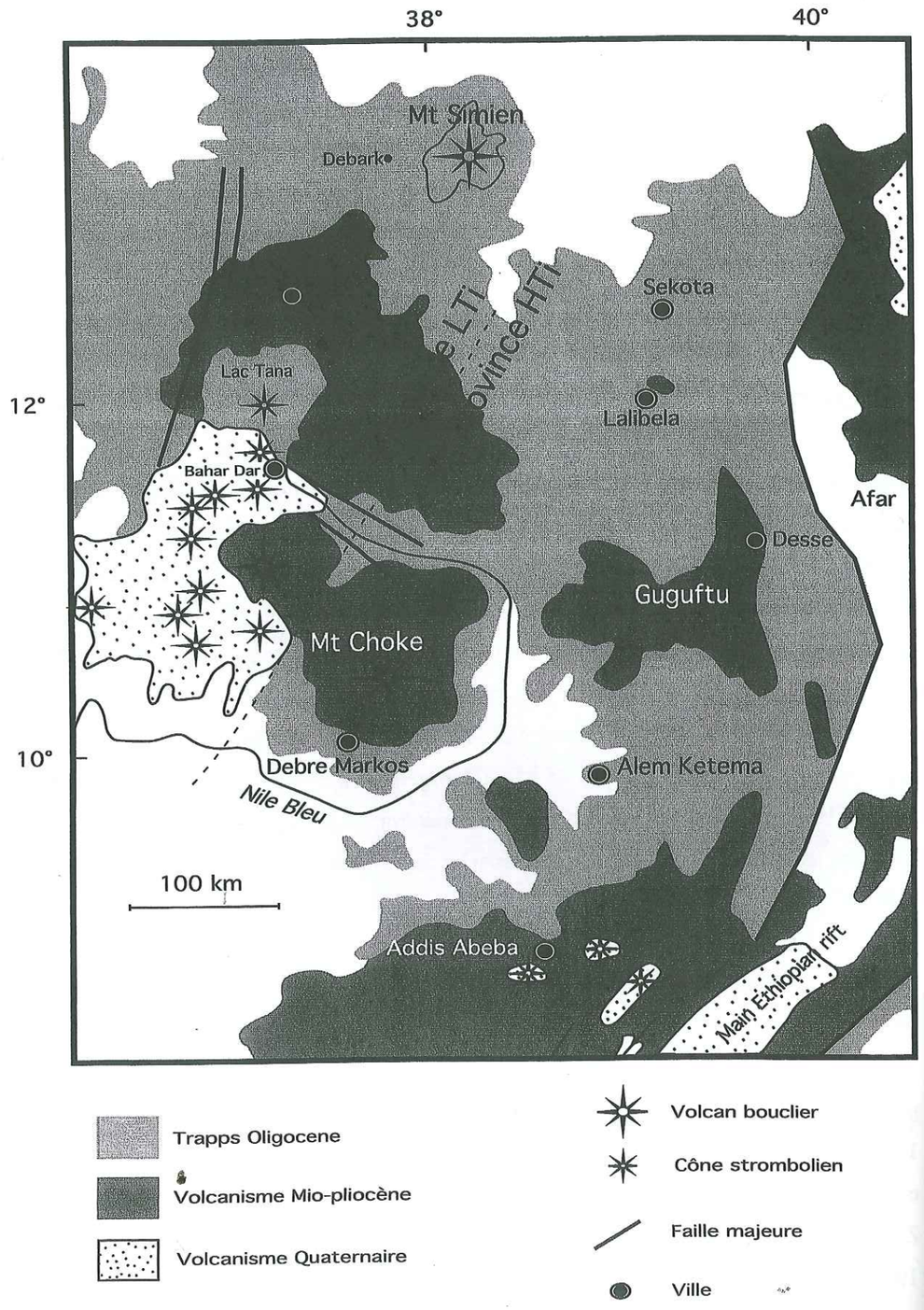


Fig. 2-2 Carte géologique simplifiée du Nord de l'Ethiopie (d'après Varet, 1975 et Merla et al., 1979)

Sur la base de critères pétrologiques et géochimiques Pik et al. (1998) subdivisent la province magmatique en deux zones : Nord-Ouest / Sud-Est (Fig. 2-2). La partie Nord-Ouest de la province est caractérisée par des roches pauvres en titane (LTi) et en éléments traces incompatibles, tandis qu'au Sud-Est les roches sont relativement plus riches en titane (HTi) et en éléments incompatibles. La limite entre ces deux sous-provinces est orientée 30°N et passe à l'est du lac Tana (Fig. 2-2). Jusqu'alors, peu de travaux ont été réalisés sur les volcans boucliers, les chercheurs focalisant plutôt leurs études sur les trapps et surtout sur le volcanisme du rift. Les quelques articles publiés présentent ces volcans comme étant systématiquement alcalins et plus jeunes que les trapps (Le Bas & Mohr, 1970; Mohr, 1983; Zanettin, 1992).

Très peu de publications évoquent la présence de volcans boucliers alcalins dans les autres provinces magmatiques continentales connues. Il est alors envisageable soit que ce volcanisme post-trapp représente une caractéristique spécifique de la province éthiopienne, soit que l'absence de volcans boucliers dans les autres provinces magmatiques soit liée à leur érosion. Par exemple, les grands plutons alcalins du Parana (Brésil) (Peate, 1997) pourraient représenter les chambres magmatiques superficielles de ces volcans. En Sibérie, les meymechites (Arndt et al., 1998) et au Groenland, les laves alcalines de la région de Nunatak (Bernstein et al., 2000) pourraient aussi être considérées comme des équivalents des volcans boucliers. Seuls les trapps de la Columbia River sont plus jeunes que ceux d'Ethiopie. Si le volcanisme alcalin est omniprésent lors de la phase terminale de la mise en place des trapps, on devrait retrouver alors les volcans boucliers sur les trapps de la Columbia River. Or, aucun article n'y fait référence.

L'étude pétro-géochimique des trapps et des volcans boucliers d'Ethiopie devrait permettre :

1- de contraindre les relations pétrogénétiques des différents ensembles constitutifs du plateau : les trapps HTi, les trapps LTi et les volcans boucliers.

2- d'étudier l'architecture du plateau en observant les relations entre les laves riches et pauvres en titane (respectivement HTi et LTi), les variations des faciès volcanologiques et les relations entre les trapps et les volcans boucliers.

3- de comprendre l'origine de la transition trapps / volcans boucliers et de déterminer les rôles de la tectonique et de la pétrogenèse dans ce changement de régime magmatique.

2-3- Structure, volcanologie et stratigraphie de la Province Ethiopienne

La province magmatique nord éthiopienne s'étend entre 10 et 13° de latitude Nord et 36 et 40° de longitude Est (Fig. 2-2). Elle recouvre actuellement une superficie de $6 10^5$ km^2 (Zanettin, 1992) et avant l'érosion s'étendait probablement sur $7,5 10^5$ km^2 (Mohr, 1983). Le volume actuel des volcanites estimé par Mohr (1983) est de $3,5 10^5$ km^3 dont $3 10^5$ km^3 sont des basaltes. L'épaisseur de la pile volcanique est très variable, elle dépend sans doute de la distance de la coulée au centre effusif et de l'intensité de l'érosion après sa mise en place. Ainsi, dans la région d'Alem Ketema (Fig. 2-2), la pile volcanique n'excède pas quelques centaines de mètres d'épaisseur, alors qu'au niveau du Simien, si on cumule les volcanites des trapps et du volcan bouclier, elle atteint plus de 3000 m.

Initialement la province nord-éthiopienne a été subdivisée de bas en haut en quatre unités stratigraphiques principales (Merla et al., 1973, Merla et al., 1979; Berhe et al., 1987).

La formation Ashangi représente la base des trapps. Localement faillée et basculée, elle est généralement constituée de coulées basaltiques peu épaisses (~5 m) tholéiitiques et souvent altérées.

La formation Aiba surmonte celle Ashangi. Elle est formée par des coulées basaltiques plus épaisses (15 à 50 m), plus massives, horizontales et souvent mieux conservées. Le volcanisme est d'affinité transitionnelle.

La formation Alaji représente la partie sommitale des trapps. Localisée sur les bordures Est et Sud-Est du plateau, elle est constituée de pyroclastites trachytiques et rhyolitiques.

Au-dessus des trapps, localement, dominent les grands volcans boucliers qui correspondent à la formation Termaber.

L'activité volcanique se poursuit au cours du Quaternaire avec le début de l'ouverture d'un rift au niveau du lac Tana. Ce rifting avorte, mais on y trouve associé plusieurs cônes stromboliens basaltiques. Depuis le Quaternaire jusqu'à nos jours, le volcanisme n'est plus actif qu'au niveau du rift est-éthiopien où les magmatismes tholéiitiques et alcalins coexistent (Deniel et al., 1994; Zanettin, 1992; Wolde, 1996; Trua et al., 1999).

2-3-1- Les trapps

Les trois premières formations citées précédemment (Ashangi, Aiba et Alaji) attribuées à de grandes éruptions fissurales, forment les trapps. Elles sont représentées par des laves d'affinité tholéiitique à transitionnelle dont les compositions varient depuis les basaltes aux rhyolites (Mohr,1983). Les basaltes parfois aphyriques sont le plus souvent, porphyriques

Types	Localistion dans la pile volcanique	Types de roche	Phénocristaux	Matrice
LTi	Trapps Volcans boucliers	Basaltes trachybasal-tes tholéiitiques	Olivine Clinopyroxène Plagioclase	Clinopyroxène Plagioclase
HT1	Trapps Volcans boucliers	Basaltes trachybasal-tes alcalins	Olivine Clinopyroxène Plagioclase	Olivine Clinopyroxène Plagioclase
HT2	Trapps	Basaltes Picrites alcalins	Olivine Clinopyroxène (+/- hornblende et biotite)	Olivine Clinopyroxène Plagioclase

Tab. 2-1 Tableau récapitulatif de la composition minéralogique des 3 différents types de roches de la province Ethiopienne: LTi, HT1 et HT2

avec des phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et olivine. La mésostase renferme en plus de ces mêmes minéraux, des oxydes ferro-titanés (Tableau 2-1 et Annexe 2). Ces basaltes renferment aussi fréquemment des petits agrégats de composition gabbroïque (plag + ol + cpx).

Les rhyolites sont variablement porphyriques (jusqu'à 20 % du volume total) et contiennent du quartz, des feldspaths alcalins, du clinopyroxène, des amphiboles, des oxydes ferro-titanés et accessoirement de l'apatite (Ayalew, 1999).

Les coulées basaltiques, peu épaisses à la base des trapps (~5m) peuvent atteindre jusqu'à 50 m d'épaisseur dans les niveaux sommitaux, permettant ainsi de différencier les formations Ashangi et Aiba (Merla et al., 1979). Cependant, une étude détaillée réalisée sur la coupe Lima Limo a révélé que les coulées de la partie inférieure de la formation Aiba étaient semblables à celle de la formation Ashangi et que seulement celles de la partie supérieure étaient effectivement plus épaisses (Violle, 1999). Les bases et sommets des coulées sont souvent scoriacés et localement on observe un début de développement de paléosols au niveau de ces interfaces. Des ignimbrites rhyolitiques et quelques trachytes s'intercalent entre les coulées basaltiques. Ces laves acides ont été étudiées par (Ayalew, 1999). Les rhyolites prédominent et peuvent atteindre localement une puissance de 500 m. La formation de nombreux plateaux au sein des trapps par phénomène de sape (e.g. le plateau où se trouve le village de Debe Bahir dans la coupe Lima Limo) est liée à la différence de résistance à l'érosion des rhyolites par rapport aux basaltes (Laity & Malin, 1985; Violle, 1999).

2-3-2- Les volcans boucliers

La formation Termaber est attribuée à des éruptions de type central qui engendrent le développement de gigantesques volcans boucliers. La morphologie de ces boucliers est très semblable à celle des volcans hawaïens. Leur diamètre basal peut atteindre une centaine de kilomètres et présentent des flancs dont les pentes n'excèdent pas 5°.

La mise en place de ces volcans boucliers est considérée comme bien postérieure à celle des trapps. Selon (Zanettin, 1992), le volcanisme des volcans boucliers est représentée par une série alcaline différenciée depuis des basaltes jusqu'à des trachytes et rhyolites. Les basaltes alcalins sont le plus souvent porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase, d'olivine et de clinopyroxène. La mésostase est constituée des mêmes phases minérales mais renferme en outre des oxydes ferro-titanés. Les basaltes alcalins se différencient macroscopiquement des tholéiites par la présence de nombreuses petites olivines fraîches

dans la mésostase ainsi que parmi les phénocristaux. Dans ces laves, l'olivine peut représenter jusqu'à 10% des minéraux. Les roches acides sont majoritairement des trachytes constitués de feldspaths alcalins et oxydes ferro-titanés.

2-4- Coupes étudiées

2-4-1- Partie Nord du plateau (zone de Debark)

Trois coupes ont permis d'étudier la zone de Debark (Figs. 2-3 et 2-4). La première est la coupe Lima Limo. Cette coupe a déjà fait l'objet d'études géochimiques, géochronologiques et géophysiques (Hofmann et al., 1997; Pik et al., 1998; Rochette et al., 1998; Pik et al., 1999). Lors des premiers travaux entrepris par Merla et al., (1979) et Berhe et al., (1987), la séquence volcanique de Lima-Limo a été subdivisée en trois niveaux stratigraphiques différents, ou formations comme le reste du plateau Nord (cf paragraphe précédent). Dans cette étude, nous préférerons utiliser la subdivision stratigraphique établie par Pik et al. (1999) qui se base sur la morphologie du relief et ne tient plus compte d'une stratigraphie erronée pour cette partie du plateau. Ces derniers, sur la base de la morphologie des escarpements, distinguent deux ensembles dans la pile volcanique: La Formation Inférieure a une morphologie douce tandis que la Formation Supérieure correspond à des falaises.

Les échantillons ont été prélevés le long de la route allant de Zarema à Debark. La quasi-totalité de cette coupe est effectuée à travers les trapps, seules les quatre dernières coulées sommitales (échantillons 167 à 170) sont considérées comme appartenant au volcan bouclier (Yirgu et al., 1997; Violle, 1999). La limite sur le terrain entre les trapps et le volcan bouclier volcanique a été établie sur la base des observations pétrologiques. En effet, à partir de 2690 m d'altitude (échantillon 167), les roches sont très porphyriques et contiennent jusqu'à 50 % de plagioclases pouvant atteindre 2 cm de long (Figs. 2-5). De plus, ces coulées sont légèrement discordantes sur les coulées horizontales des trapps. L'un des buts de notre étude sera de vérifier la position de cette limite grâce aux données géochimiques. Il est à noter qu'au sein des trapps à 2330m une autre coulée (échantillon 142) très riche en plagioclase et semblable à celles du sommet a été échantillonnée (Fig. 2-5). Il s'avérera qu'elle présente aussi les mêmes caractères chimiques que les coulées sommitales tout comme la coulée aphyrique qui se trouve directement dessous (échantillon 141). Il est important de souligner la présence de ces deux coulées pour des raisons qui seront développées dans le chapitre 3.

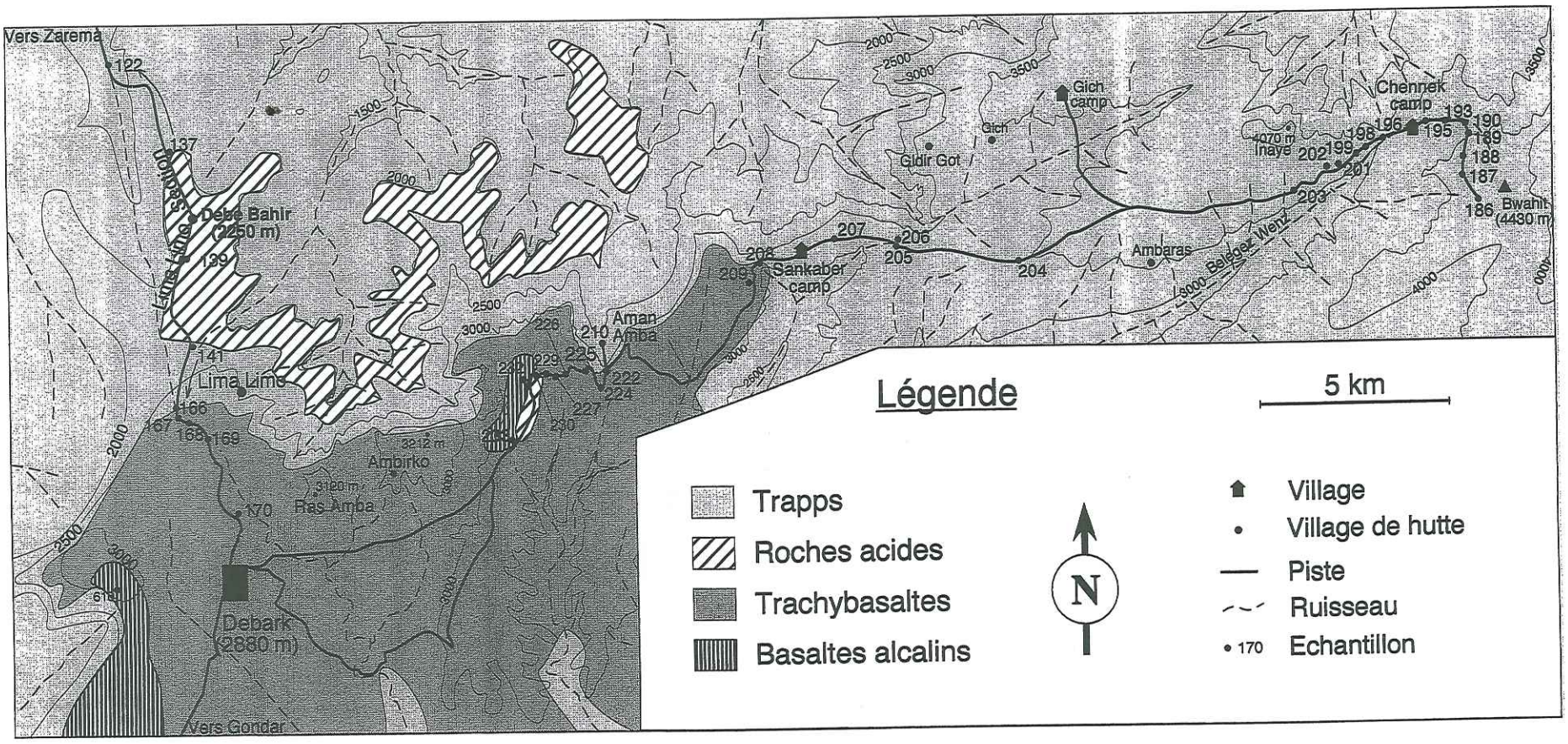


Fig. 2-3 Carte de l'Ouest du Simien avec la localisation des 3 coupes échantillonnées.

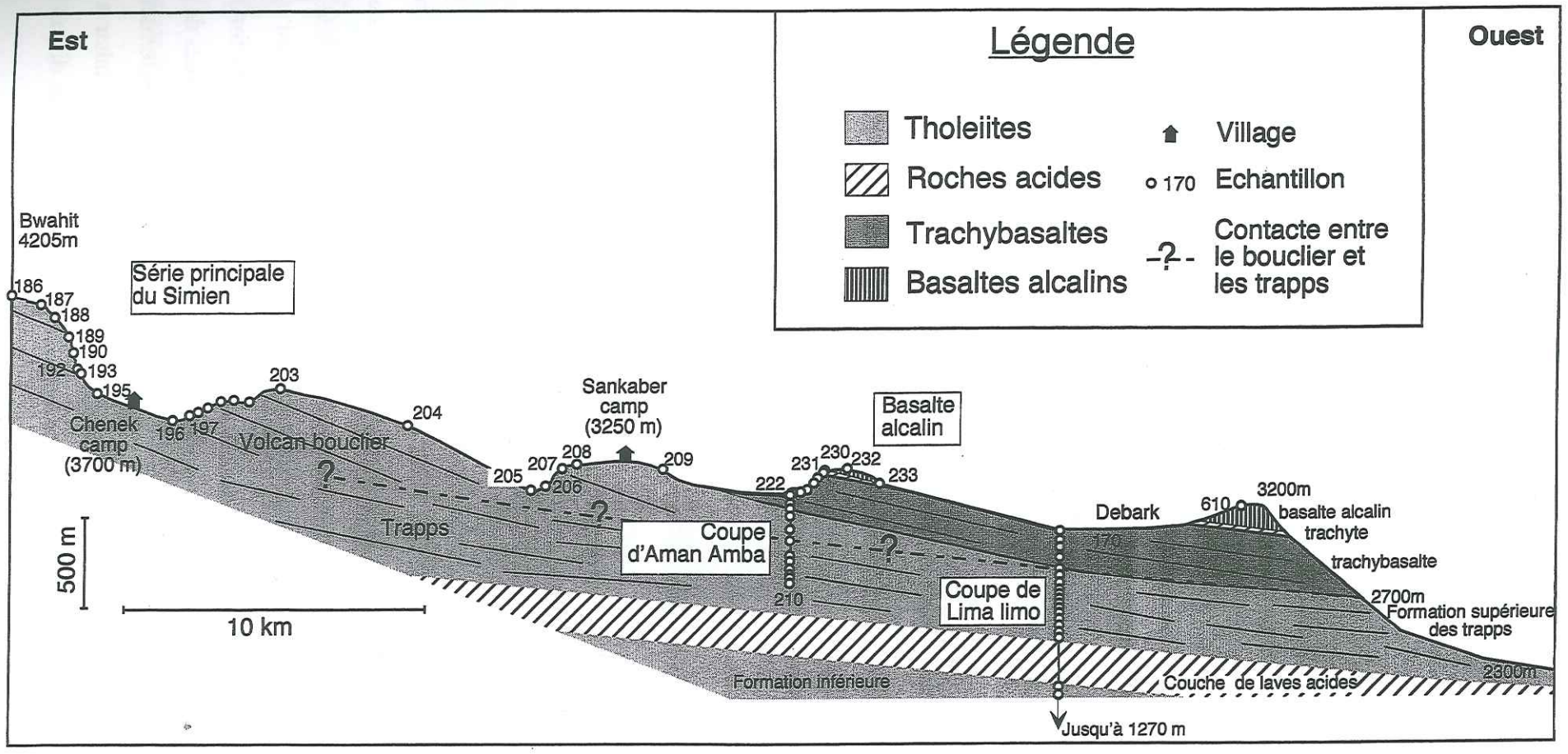


Fig. 2-4 Coupe Est-Ouest à travers le volcan bouclier du Simien et les trapps sous-jacents.

La deuxième coupe se situe dans le parc naturel du Simien au Nord-Est de la ville de Debark (Fig. 2-3). La partie inférieure de cette coupe se localise dans la dépression d'Aman Amba le long d'un sentier qui descend l'escarpement nord du plateau. La partie supérieure de la coupe a été levée le long de la route principale du parc, en direction de Debark, jusqu'au sommet de la colline proche du lieu-dit Mindigebsa. Les trapps ont ainsi été échantillonnés entre 2600 m à 3000 m. Au-dessus se trouvent des roches porphyriques à plagioclases qui peuvent correspondre au volcan bouclier. La coupe se termine par un tuff rhyolitique d'environ deux mètres d'épaisseur, surmonté d'un trachyte daté par la méthode Ar/Ar à 29.7 Ma ± 0.05 par (Rochette et al., 1998). Sur ces derniers reposent deux coulées de basaltes alcalins contenant de nombreuses petites olivines. L'une des coulées (échantillon 233) renferme des enclaves de péridotites.

La troisième coupe se situe plus à l'Est, à proximité du sommet du volcan bouclier. L'échantillonnage a été effectué le long de la route principale du Simien depuis le col de Bwahit (4205 m) jusqu'à l'Ouest du camp de Sankaber 3250 m. Cette coupe a ainsi été réalisée intégralement à travers le volcan bouclier.

2-4-2- Partie Est du plateau (volcan bouclier de Guguftu)

Le secteur étudié se localise au sud de la ville de Desse entre les villages de Were Ilu et de Guguftu (Fig. 2-6). Cette coupe a été échantillonnée sporadiquement afin de couvrir une plus grande superficie et avoir une idée globale des différents faciès volcaniques présents à l'échelle complète de ce volcan bouclier qui couvre une superficie d'environ 810^3 km^2. De ce fait, le travail réalisé ici est beaucoup moins détaillé que celui du Simien, mais il permet d'avoir une vision d'ensemble de l'édifice. Seize échantillons ont été collectés depuis le sommet des trapps au village de Were Ilu (~2600 m) jusqu'au col de Guguftu (~3600 m). Les coulées rencontrées sont essentiellement basaltiques, mais on observe aussi quelques rares intercalations de coulées trachytiques. Les basaltes sont porphyriques et fort semblables à ceux de la formation supérieure des trapps de Lima Limo. Ils sont constitués de plagioclase + clinopyroxène + olivine ainsi que des oxydes dans la mésostase. Ils renferment souvent de petits agrégats de composition gabbroïque. Au milieu de la coupe, un lahar a remanié une partie des roches sur quelques mètres d'épaisseur. On peut y distinguer divers fragments de

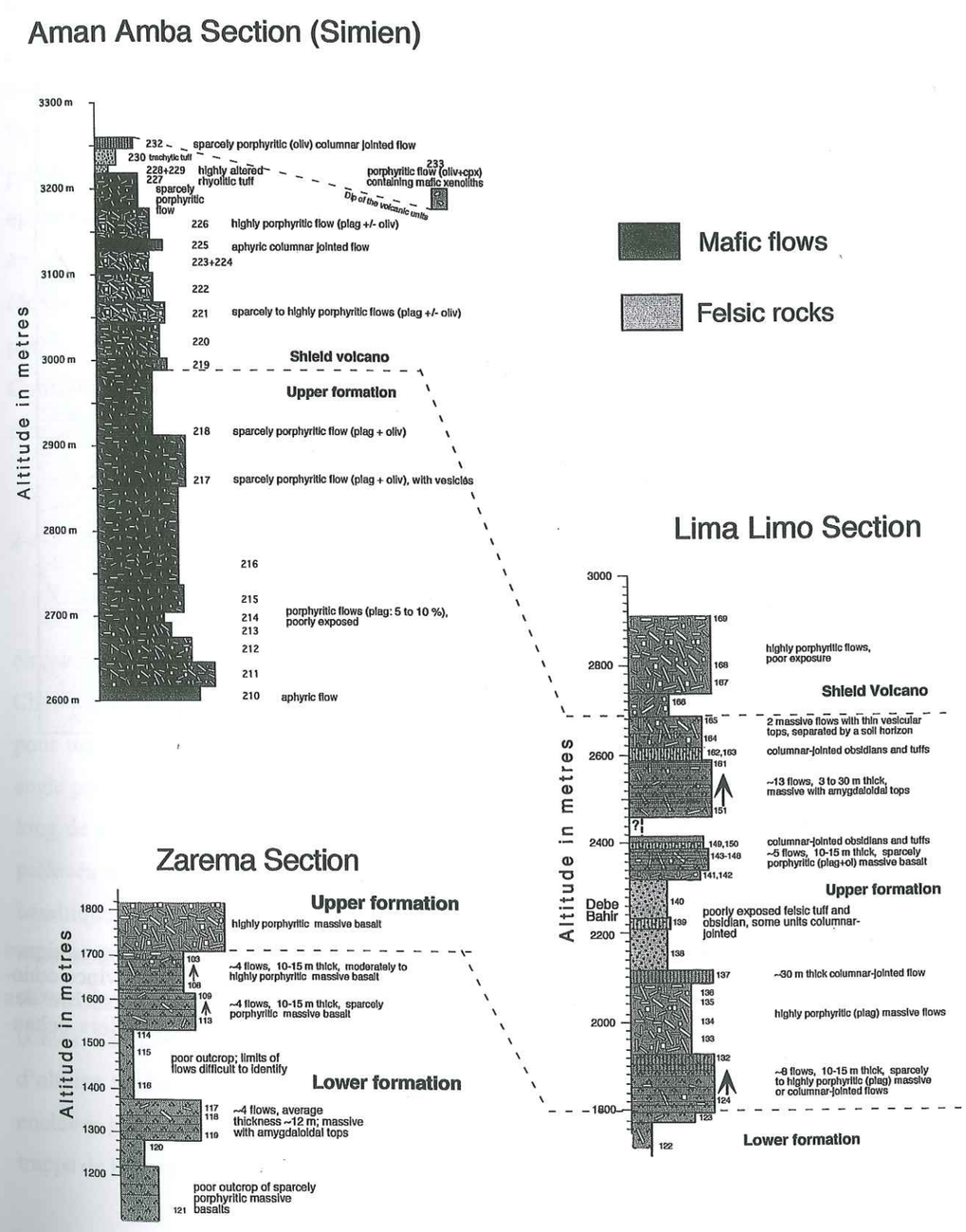


Fig. 2-5 Logs stratigraphiques des trapps de la coupe Lima Limo et de la coupe Aman Amba

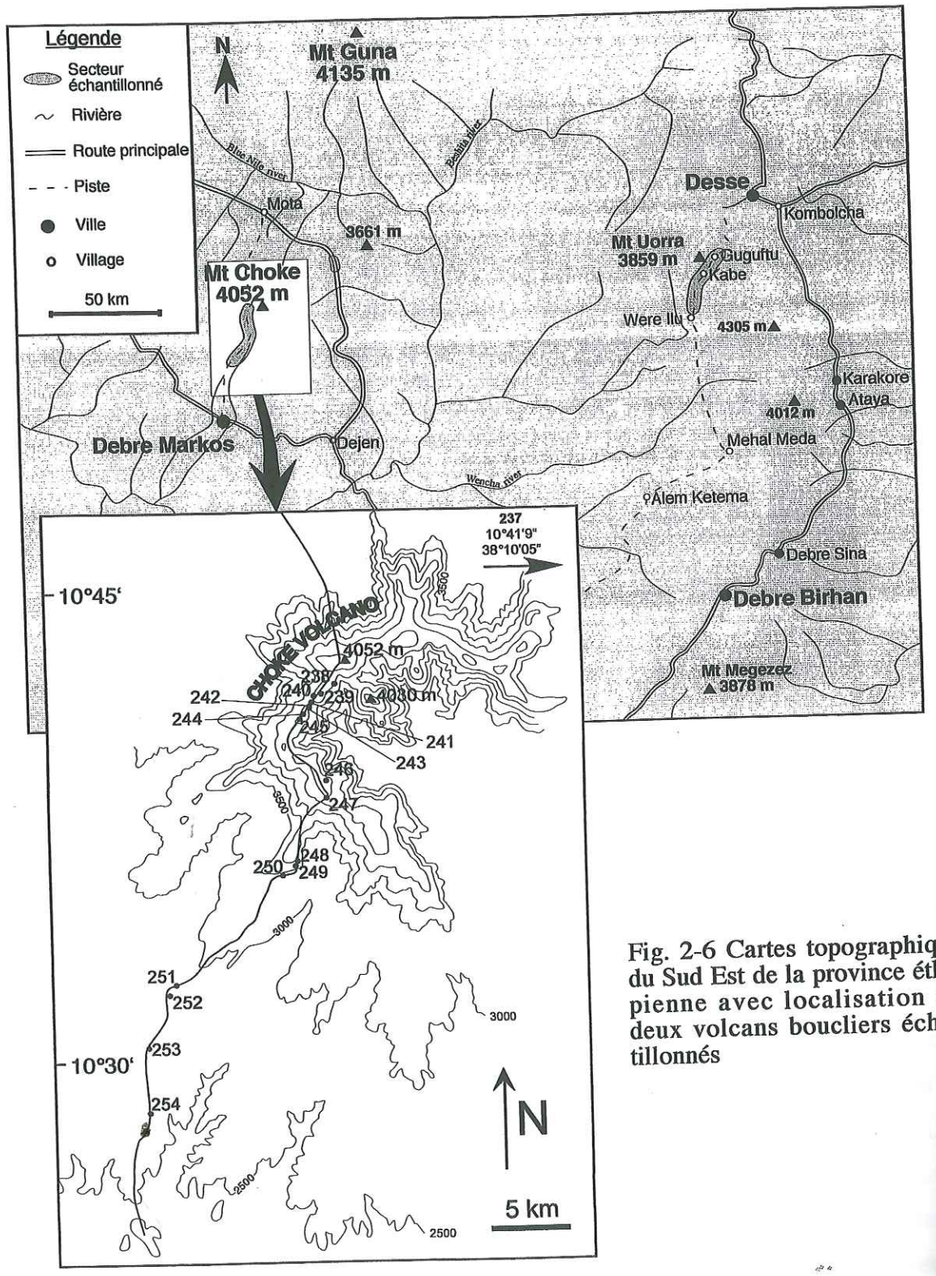


Fig. 2-6 Cartes topographiques du Sud Est de la province éthiopienne avec localisation des deux volcans boucliers échantillonnés

roches basiques n'excédant pas quelques dizaines de centimètres de long (morceaux de prismes, par exemple), ainsi que du bois silicifié. Au sommet de la coupe (col de Guguftu) se trouve un paleo-lac où ont sédimenté des hyaloclastites acides, il s'agit de parois de bulles figées dans la lave, témoignant d'un volcanisme explosif. La dernière coulée basaltique présente sous ce paléo-lac est différente du reste de la séquence. En effet, elle est un peu plus épaisse (environ 25 m) et surtout elle présente un profil particulier : son sommet et presque aphyrique (échantillon 267) sa partie centrale est très porphyrique (30 % de cpx + ol) (échantillon 268) et sa base est un cumulat de cpx (échantillons 270), olivine et quelques plagioclases. Par ailleurs, elle renferme aussi des enclaves de dacite (échantillon 274). Contrairement aux autres secteurs étudiés, le bouclier volcanique Guguftu est extrêmement riche en dykes orientés N-S à N45°. Ces dykes peuvent être de composition basique ou acide.

2-4-3- Partie centrale du plateau (volcan bouclier de Choke)

Le troisième volcan bouclier échantillonné est le Mont Choke. Ce volcan se situe directement au nord de la ville de Debre Markos et culmine à 4052 m (Fig. 2-6). Le Mont Choke a la forme typique des volcans boucliers hawaïens. Il a un diamètre proche de 100 km pour une hauteur d'environ 1400 m. Ses pentes sont faiblement inclinées et présentent un angle proche de 5° avec le plateau constitué par les trapps. L'échantillonnage a été effectué le long de la route reliant les villes de Debre Markos et Motta. Dix-sept échantillons ont été prélevés depuis le sommet du volcan jusqu'à sa base. L'immense majorité du volcan est basaltique, cependant, quelques coulées trachytiques et rhyolitiques sont encore présentes au sommet du volcan vers 3900 m. Les coulées basaltiques, peu épaisses, n'excédent pas 5 à 10 mètres de puissance. Dans la partie basale du volcan, les coulées sont partiellement érodées en boules. Les basaltes porphyriques sont à phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine tandis que la mésostase renferme les mêmes phases et des oxydes ferro-titanés. Les enclaves gabbroïques sont parfois présentes mais moins fréquentes que dans les basaltes des trapps de la coupe Lima Limo.

Chapitre 3

THE TRANSITION FROM PLATEAU TO SHIELD VOLCANISM IN ETHIOPIA : A PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY

(article en préparation pour Journal of Petrology)

3- THE TRANSITION FROM PLATEAU TO SHIELD VOLCANISM IN ETHIOPIA: A PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY

Bruno KIEFFER[1,4], Nicholas ARNDT[1], Henriette LAPIERRE[1], Florence BASTIEN[1], Delphine BOSCH[2], Arnaud PECHER[1], Gezahegn YIRGU[3], Dereje AYALEW[3], Dominique WEIS[4], Dougal A. JERRAM[5], Francine KELLER[1], Claudine MEUGNIOT[1], Francis CŒUR[1]

[1] Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025 CNRS, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France

[2] ISTEM, CC 066, Univ. Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France

[3] Department of Geology and Geophysics, Science Faculty, Addis Ababa University, P.O.Box 1176, Ethiopia.

[4] Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement , Université Libre de Bruxelles 50, Av. F.D. Roosevelt, B-1050, Brussels, Belgium

[5] Department of Geological Sciences, University of Durham, South Road, Durham DH1 3LE, England

Abstract

The Ethiopian plateau does not fit the popular image of a continental flood basalt province. Rather than consisting of a thick pile of monotonous, rapidly erupted tholeiitic basalts, it is made up of several distinct volcanic centres of different ages and magmatic affinities. In the northeast, a thick sequence of flood basalts is overlain by the 30 Ma Simien shield volcano. The flood basalts and most of the shield volcano except for a thin veneer of alkali basalt, are composed of tholeiitic basalts. In the centre of the province, a far thinner sequence of flood basalt is overlain by the 23Ma Choke and Guguftu shield volcanoes. Like the underlying flood basalts, these shields are composed of alkaline volcanic rocks. These similarities of magma type, together with field and structural observations, suggest that at each site, both flood and shield lavas were fed by a common system of magma conduits. A third type of magma, which is more magnesian and strongly enriched in incompatible trace elements (the HT2 type of Pik et al. 1999), is confined to the northeast of the province. In this

region, the lava flows are steeply tilted as a result of deformation that appears to have been contemporaneous with their eruption.

The three types of magma have very different major and trace element contents ranging from low in the tholeiites (e.g. 10 ppm La at 7 wt% MgO [=La_7], La/Yb = 4.2), moderate in the alkali basalts (La_7 = 24, La/Yb = 9.2), and very high in the HT2 type magmas (La_7 = 43, La/Yb = 17). Their Nd and Sr isotope compositions are similar, however. Formation of the three magma types are attributed to variable degrees of melting and variable source compositions in a mantle source, probably a plume, that was heterogeneous in terms of both its temperature and its composition.

3-1- Introduction

According to Hofmann et al. (1997), most of the Ethiopian flood basalts erupted 30 Ma ago, during a short 1 Ma period, to form a vast volcanic plateau. Immediately after this peak of activity, a number of large shield volcanoes erupted onto the volcanic plateau, after which the volcanism was largely confined to regions of rifting (Mohr, 1983, Mohr & Zanettin, 1988). The rift that opened along the Red Sea and Gulf of Aden separated the Arabian from African continents and isolated a small portion of the volcanic plateau in Yemen and Saudi Arabia (Chazot & Bertrand, 1993; Baker, 1996; Menzies, et al., 2001). Volcanic activity continues to the present day along the Ethiopian and Afar rifts.

The Ethiopian flood basalts are the youngest example of a major continental volcanic plateau. Because of their relatively young age and their eruption in a region where plate movements are slow, a complete record from the main flood volcanism phase through to its shut-down and the onset of rifting is preserved. Therefore, the region represents an ideal situation to study the nature of a mantle source of continental flood volcanism and the manner in which this source interacted with the continental lithosphere during the evolution of the province. By comparing the compositions of the plateau basalts with those of the shield volcanoes, whose eruption spanned the period from the end of flood volcanism to the onset of major rifting, it becomes possible to evaluate current models for the formation of continental volcanic plateaus. In particular, it provides a critical test of models in which flood volcanism is attributed to melting in the head of a large mantle plume.

3-2- Geological Background

The Ethiopian flood basalts (or traps) cover an area of about 600,000 km^2 as a layer of basaltic and felsic volcanic rocks whose thickness is highly variable but reaches 2 km in some regions (Fig. 3-1). The total volume has been estimated by Mohr (1983) and Mohr & Zanettin (1988) to be at least 350,000 km^3.

The mineralogical and chemical compositions of the plateau basalts are relatively uniform. The majority are aphyric to sparsely phyric, containing phenocrysts of plagioclase and

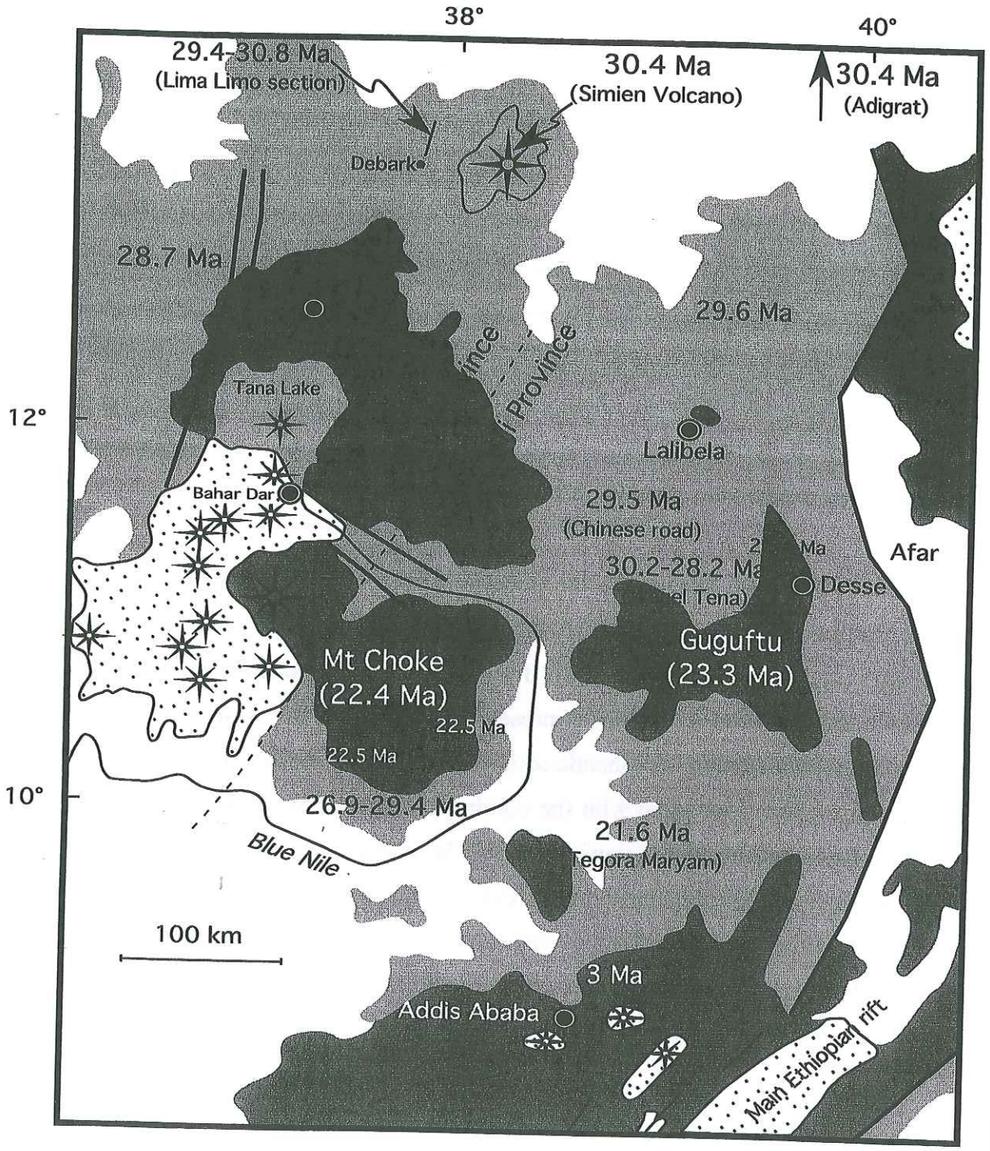


Fig. 3-1 Simplified geological map of the northern part of the Ethiopian plateau showing the extent of the flood volcanism and the location and ages of the major shield volcanoes (modified from Pik et al. 1999, with additional age data from Hofmann et al., 1997 and Coulié, 2001).

clinopyroxene with or without olivine. Most of the flood basalts are classed as tholeiitic to transitional (Mohr & Zanettin, 1988; Zanettin, 1993; Pik et al., 1998).

Interlayered with the flood basalts, particularly at upper stratigraphic levels, are sequences of felsic lavas and pyroclastic rocks. These rocks, which have rhyolitic or less commonly trachytic compositions, have been studied in detail by (Ayalew, 1999).

Pik et al. (1998,1999) divided the basaltic rocks into several types on the basis of their trace-element and Ti concentrations. They recognised a suite of "low-Ti" basalts (LT) characterized by relatively flat rare-earth element (REE) patterns and low levels of Ti and the more incompatible trace elements. According to Pik et al. (1998), these rocks are restricted to the northwestern part of the province, as shown in Fig. 3-1. Basalts with higher concentrations of incompatible elements and more fractionated REE— the so-called "high-Ti" basalts (HT1 and HT2)— are found to the south and east. One important result of our study is to show that the distribution of the low- and high-Ti rocks is more complicated that Pik et al.'s NW-SE subdivision.

Although the post-trap volcanism in the regions of active rifting around Addis Ababa and Djibouti has been the subject of numerous publications (e.g. (Justin Visentin et al., 1974; Zanettin et al., 1978; Deniel et al., 1994), less attention has been focused on the shield volcanoes. These volcanoes, are a conspicuous feature of the preserved Ethiopian plateau tops, and distinguish this plateau from other well-known, yet less well-preserved, examples such as the Deccan and Karoo. The shield volcanoes are described only in overview papers by Mohr (1983) and Mohr & Zanettin (1988) and in a few short specialized papers (Mohr, 1967; Zanettin & Justin Visentin, 1974; Zanettin & Justin Visentin, 1975; Piccirillo et al., 1979; Zanettin 1993; Wolde & Widenfalk, 1994; Barberio et al., 1999), and are said in these papers to made up predominantly of volcanic rocks with alkaline compositions.

The basal diameters of the shields range from 50 to 100 km and the highest point in Ethiopia, the 4533 m high peak of Ras Dashan, is the present summit of the eroded Simien shield. This peak extends almost 2000 m above the top of the flood basalts, which lies at about 2700 m in the northern part of the plateau. If an additional 500 m is added to allow for eroded material (Mohr, 1967), a total height of about 3 km is estimated for this volcano. Although smaller in diameter, the summits of many of the other shield volcanoes also exceed 4000 m. Mt Choke,

Table 3-1: Summary of ages of Ethiopian volcanism

Location	Coordinates	Rock Type	Age(s)	Method	Source
Lima-Limo flood volcanics	N13°12' - E37°53'	Plag-phyric basalt,	30.8 ± 0.4 Ma to	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Hofmann et al. (1999)
		Plag-phyric basalt	30.0 ± 0.1 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Hofmann et al. (1999)
Simien shield volcano	N13°12'70" - E37°58'79"	Trachyte	29.7 ± 0.05 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Rochette et al. (1999)
	N13°15'46" - E38°13'29"	Basalt	30.4 ± 0.3 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Coulié (2001)
Choke shield volcano	N10°42'27" - E37°50'47"	Plag-phyric basalt, trachyte	22.4 ± 0.3 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Arnaud (unpub)
Uorra shield volcano	N10°55'11" - E39°30'27"	Plag-phyric basalt, trachyte	23.3 ± 0.3 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Arnaud (unpub)
Other Ethiopian volcanics					
Northern plateau	Adigrat	Plag-phyric basalt	30.4 ± 0.4 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Hofmann et al. (1999)
	Road between Maychew and Mekele	Dolerite	29.6 ± 0.4 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Hofmann et al. (1999)
Other shield volcanoes	Near Dessie	Basalt	24.2 Ma	K/Ar	Megrue et al. (1972)
	50 km east of Dessie	Basalt	28.0 Ma	K/Ar	Megrue et al. (1972)
	Addis Ababa to Debra Berhan	Basalt	13 to 5 Ma	K/Ar	Zanettin et al. (1976)
	Mt Guassa	Basalt	28 Ma	K/Ar	Zanettin (1992)
	Mt Meghezez	Basalt	13 Ma	K/Ar	Zanettin (1992)
Rift-related volcanism	between Addis Ababa and Nazret	Basalt, trachyte, rhyolite	5.2 to 0.6 Ma	K/Ar	Morton et al. (1979)

the second shield we studied, has a basal diameter of over 100 km and it rises to 4052 m, some 1200 m above the surrounding flood volcanics.

A felsic volcanic series on the flank of the Simien volcano has been reliably dated at 29.7 ± 0.05 (Rochette et al., 1998) an age that lies within error of the age of the flood basalts. Other shields, in contrast, are significantly younger. New $^{40}Ar/^{39}Ar$ results for Choke and Guguftu volcanoes (discussed below) indicate that both erupted around 22 Ma ago (Table 3-1). Zanettin (1992) reports that shield volcanoes farther to the south have ages between 20 and 13 Ma.

Lava flows of the shield volcanoes are thinner and less continuous than the flood basalts. They also are more porphyritic, containing abundant and often large phenocrysts of plagioclase and olivine. Like the flood volcanics, the shield volcanoes are bimodal and contain sequences of alternating basalts, rhyolitic and trachytic lava flows, tuffs and ignimbrites, particularly near their summits. The compositions of the mafic members of the some of the younger volcanoes (e.g. Mt Guna) are more variable and include nephelinites, phonolites and lavas with intermediate compositions, in addition to the basalts.

3-3- Sampling Strategy and Analytical Methods

The samples analysed in this study come from three regions. Most of our attention was focussed on the Simien Shield volcano in the northern part of the plateau and on the sequence of flood basalts that underlies it (Fig. 3-1). Other samples were collected from the Choke and Guguftu shield volcanoes, a little farther to the south. Supplementary samples were collected in the Alem Ketema and Sekota regions, and reference was made to the analytical data of Zanettin et al. (1976), Zanettin (1992) and Pik et al. (1998,1999).

Figure 3-2 is a map of the Simien volcano and Figs. 3-3 and 3-4 show stratigraphic relationships in the region and rock types along four sampled sections. About 70 samples were collected from the principal Lima-Limo section, which extends along the Lima-Limo road from near the base of the flood basalts to the upper flank of the shield volcano. To these samples we add those collected from the same section by Pik et al. (1998,1999). One other section (Aman Amba) was centred on the transition from plateau to shield volcanism; the last

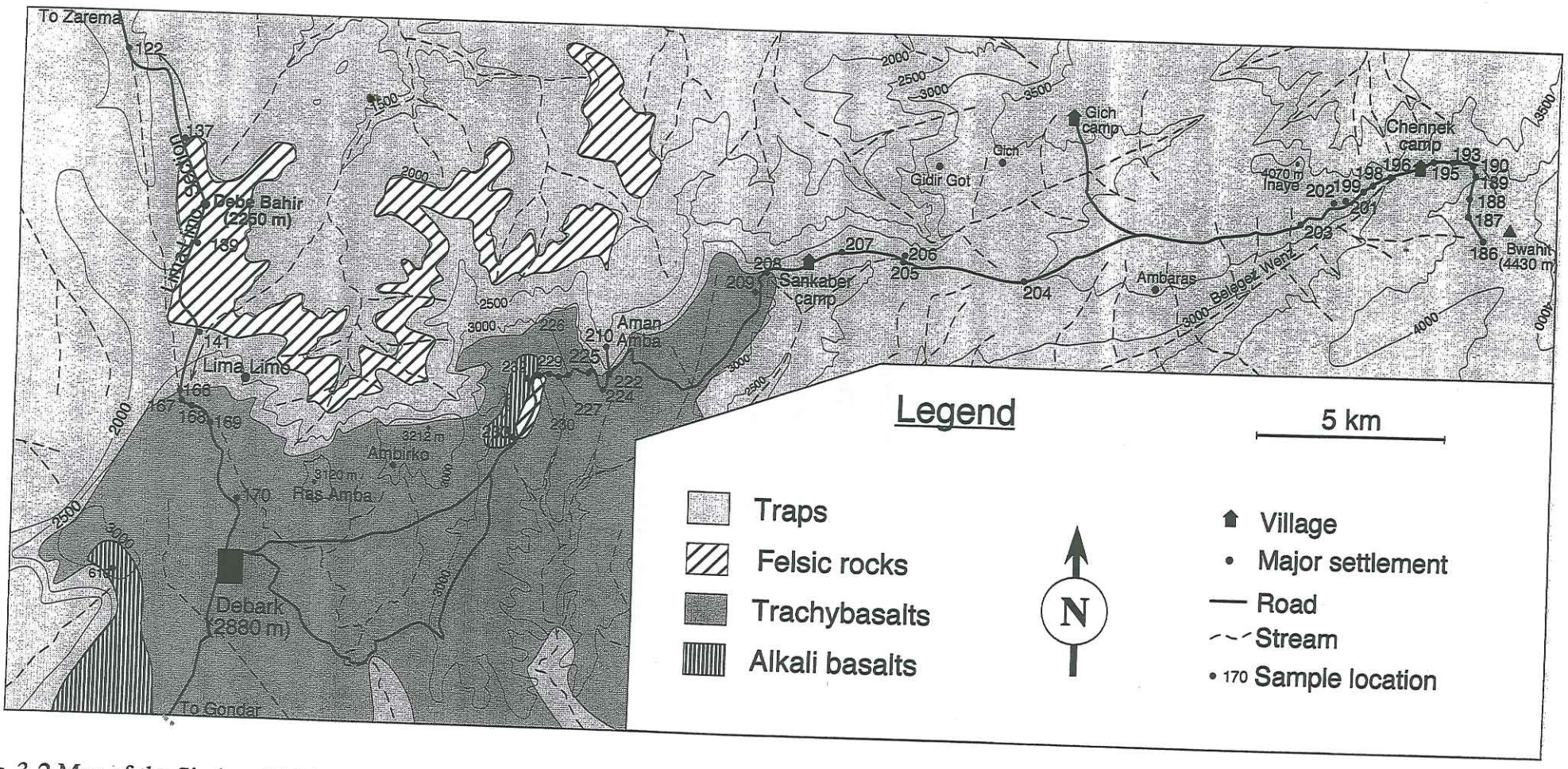


Fig. 3-2 Map of the Simien shield volcano and underlying flood basalts indicating the distribution of rock types and the locations of the sampled sections.

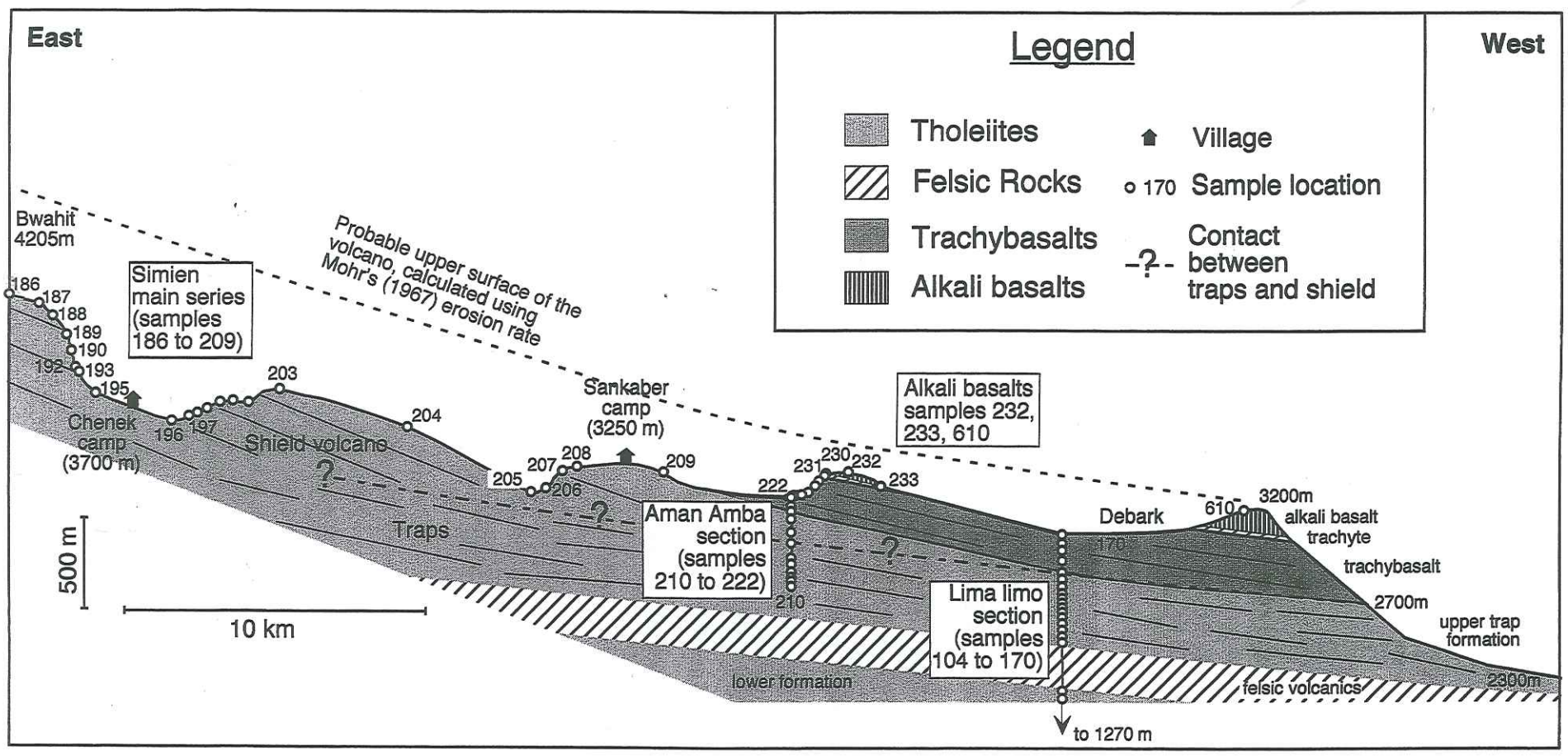


Fig. 3-3 Diagramatic section through the Simien shield volcano and underlying flood basalts.

(Simien main series) extended radially outward from near the present summit of the volcano to its lower flank.

Sampling of the other shields was less systematic. A total of 17 samples were collected along the road that passes from the base to summit of the Choke volcano, and 16 samples were taken from the road that bisects Guguftu volcano.

The location of each sample and some information about rock type and mineralogy is given in the appendix.

The samples were ground in an agate mortar. Major elements were analysed by ICP-AES and Ni, Cr and V by ICP-MS at CRPG Nancy. The error on these data is less than 5%. Other trace elements were analysed by ICPMS at the University of Grenoble following the procedure of Barrat et al. (1996, 2000). For the trace elements Rb, Sr, Ba, Hf, Zr, Ta, Nb, U, Th, Pb , Y and rare earth elements (REE), the accuracy is better than 5%; for Cs it is ~10%. Table 3-2 contains the major and trace element data, along with measurement of standards BIR1, BHVO and RGM. The data plotted in the figures are recalculated on a volatile-free basis.

Nd, Sr and Pb isotopic analyses (Tab. 3-3a and b) were carried out at Université Libre de Bruxelles on a VG 54 mass spectrometer using the procedure described by Weis et al. (Weis et al., 1987) All samples were leached for 10 minutes in 2N HCl in an ultrasonic bath, then a second time in dilute HF to remove secondary minerals. To evaluate the effects of leaching, two duplicate analyses were run on unleached samples. Sr isotopic ratios were normalized to $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ and Nd isotopic data were normalized using $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. The average $^{87}Sr/^{86}Sr$ value for NBS 987 Sr standard was 0.710278 ± 12 ($2\sigma_m$ on the basis of 12 samples). Analyses of the Rennes Nd standard yielded $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511970 \pm 7$ ($2\sigma_\mu$ on the basis of 12 samples). Chemical preparation for Pb analyses was carried out at the University of Montpellier following the analytical procedure of Manhès (1980). Total Pb blanks were less than 65 pg for a 100 mg sample. The Pb isotope ratios were measured by MC-ICP-MS P54 at ENS Lyon.

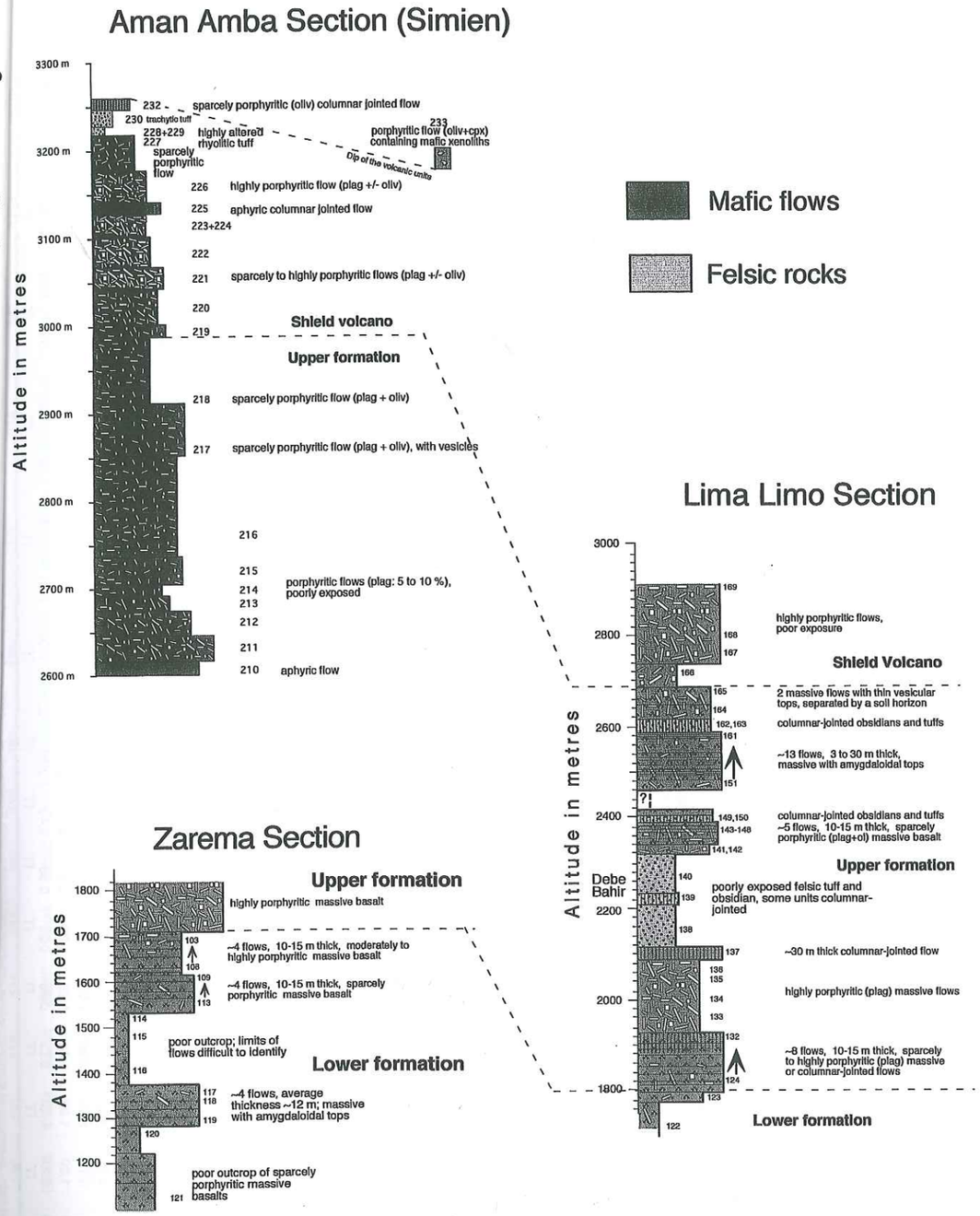


Fig. 3-4 Logs of sections through the Simien volcano and underlying flood basalts showing rock types and sample locations.

Table 3-2: Major and trace element data

Sample #	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	123	123	125	126
Location	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL
Rock Type	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	duplicate	Basalt	Basalt
Altitude (m)	1690	1673	1650	1630	1630	1610	1590	1590	1560	1560	1520	1480	1400	1370	1350	1330	1300	1200	1730		1790	1800
SiO_2	48.8	47.9	48.4	49.0	50.3	47.7	49.7	48.6	47.7	49.4	47.9	48.0	48.3	49.6	48.6	48.7	46.2	48.4	49.1		49.8	49.7
TiO_2	1.96	1.73	1.45	1.27	1.45	1.48	1.44	1.35	1.55	1.98	1.79	1.53	1.49	1.51	1.52	1.51	1.32	1.52	1.82		1.87	1.90
Al_2O_3	15.7	15.4	15.2	15.2	15.9	15.9	15.6	15.2	16.6	15.1	15.5	16.3	16.5	15.2	16.0	16.0	13.7	15.3	15.4		15.1	15.3
Fe_2O_3	12.8	11.3	12.2	11.8	12.2	12.2	12.2	11.8	13.1	13.7	12.9	12.9	12.8	11.9	11.9	11.8	11.4	12.1	12.0		12.3	12.4
MnO	0.17	0.16	0.19	0.17	0.17	0.31	0.15	0.16	0.17	0.2	0.17	0.18	0.18	0.16	0.17	0.16	0.16	0.2	0.17		0.17	0.17
MgO	5.67	5.75	6.99	7.68	6.65	6.57	6.64	7.78	6.82	5.65	6.65	6.7	6.54	6.50	6.70	6.78	10.2	7.94	6.10		6.16	5.47
CaO	9.98	10.33	10.25	9.93	9.88	9.96	9.83	9.97	9.21	9.15	9.19	9.21	9.46	9.25	9.72	9.80	10.4	10.2	10.9		10.7	10.1
Na_2O	2.67	2.67	2.23	2.08	2.6	2.61	2.56	2.31	2.73	3.12	2.68	2.73	2.71	3.11	2.68	2.69	1.56	2.62	2.63		2.63	2.60
K_2O	0.56	0.49	0.14	0.69	0.39	0.41	0.28	0.28	0.63	0.69	0.6	0.39	0.31	0.63	0.66	0.64	0.51	0.41	0.28		0.33	0.53
P_2O_5	0.25	0.23	0.14	0.12	0.14	0.14	0.12	0.12	0.18	0.29	0.22	0.22	0.22	0.16	0.21	0.22	0.15	0.18	0.24		0.23	0.22
TOTAL	99.6	100	98.9	99.5	99.9	99.4	99.6	99.1	99.9	100	99.2	99.3	99.5	99.5	99.7	100	100.0	100	99.9		100	100
LOI	1.11	3.96	1.67	1.56	0.34	2.14	1.19	1.59	1.2	0.65	1.48	1.16	0.93	1.61	1.61	2.06	4.45	1.26	1.33		0.84	2.08
Cs	0.03	0.07	0.01	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.11	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01	0.11	0.08	0.06	0.08
Rb	3.87	5.74	0.68	8.35	5.46	5.40	3.10	2.73	6.60	7.51	6.54	1.68	1.11	5.89	7.23	6.78	9.59	3.60	2.05	1.86	2.18	4.58
Ba	265	226	77.8	285	138	136	110	107	192	308	257	212	200	229	238	230	133	181	235	236	245	277
Sr	418	464	280	330	333	307	307	318	440	432	395	406	398	337	384	383	321	349	420	425	424	434
Th	0.66	0.45	0.50	0.41	0.74	0.74	0.71	0.54	0.39	0.85	0.63	0.32	0.32	0.56	0.57	0.58	0.59	0.49	0.80	0.87	0.91	1.40
U	0.22	0.15	0.18	0.14	0.22	0.22	0.20	0.14	0.13	0.30	0.19	0.11	0.12	0.16	0.17	0.19	0.18	0.15	0.23	0.22	0.24	0.33
Pb	2.28	2.00	1.22	0.97	1.65	1.57	1.49	1.12	1.18	2.57	2.05	1.36	1.43	1.68	1.87	1.90	0.92	1.47	2.81	2.22	2.81	3.14
Nb	8.23	6.81	5.06	4.14	5.64	5.24	5.33	5.64	5.51	8.65	7.34	5.11	4.72	6.25	6.84	6.92	5.96	5.90	6.97	7.07	7.13	7.34
Ta	0.51	0.40	0.32	0.25	0.32	0.30	0.33	0.36	0.32	0.53	0.49	0.30	0.29	0.38	0.39	0.40	0.36	0.35	0.46	0.43	0.45	0.43
Zr	153	136	94.4	87.6	109	106	103	92.9	111	155	135	109	98.7	112	120	122	89	107	137	141	143	164
Hf	3.90	3.28	2.43	2.21	2.66	2.63	2.63	2.33	2.77	3.82	3.33	2.72	2.50	2.83	2.96	2.96	2.27	2.70	3.68	3.48	3.62	3.91
Y	29.1	26.4	20.1	19.2	22.7	22.6	21.8	20.6	27.3	30.6	28.3	26.6	26.1	24.7	24.8	25.1	22.8	25.9	30.0	30.4	30.2	34.1
Cr															65.0	71.0	673		207			
Ni															112	113	198		77.0			
V															262	252	243		318			
La	12.1	10.5	5.83	4.97	7.82	7.95	7.40	6.75	7.82	12.5	10.1	8.28	7.70	8.55	9.55	9.71	6.64	7.66	10.7	10.8	10.9	12.0
Ce	30.0	26.0	15.1	13.0	19.3	19.2	17.7	15.9	19.2	29.6	24.1	20.4	19.1	20.0	22.2	22.5	16.2	18.9	27.7	27.1	27.2	29.5
Pr	4.35	3.80	2.30	1.99	2.81	2.80	2.59	2.33	2.89	4.27	3.55	3.09	2.89	2.91	3.17	3.23	2.34	2.93	4.03	3.98	4.14	4.32
Nd	20.3	18.1	11.3	9.86	13.2	13.2	12.4	11.1	14.1	19.9	16.7	14.9	14.1	13.7	14.9	15.0	11.3	13.6	18.3	18.7	18.9	19.8
Sm	5.32	4.69	3.26	2.94	3.70	3.70	3.48	3.17	4.08	5.26	4.56	4.07	3.91	3.81	3.99	4.04	3.33	4.00	4.83	4.91	5.12	5.31
Eu	1.74	1.56	1.17	1.06	1.32	1.30	1.22	1.14	1.43	1.75	1.53	1.41	1.35	1.32	1.37	1.37	1.21	1.41	1.67	1.69	1.71	1.77
Gd	5.82	5.12	3.69	3.57	4.09	4.08	3.96	3.67	4.66	5.81	5.20	4.67	4.57	4.50	4.56	4.64	3.90	4.57	5.36	5.50	5.68	6.05
Tb	0.92	0.81	0.62	0.57	0.68	0.68	0.66	0.62	0.78	0.93	0.84	0.77	0.76	0.73	0.73	0.74	0.64	0.72	0.89	0.88	0.90	0.99
Dy	5.53	4.80	3.77	3.47	4.08	4.11	3.95	3.71	4.75	5.57	5.08	4.73	4.64	4.47	4.43	4.50	3.90	4.38	5.24	5.14	5.30	5.63
Ho	1.11	0.96	0.76	0.71	0.82	0.82	0.80	0.75	0.97	1.13	1.04	0.97	0.96	0.90	0.90	0.91	0.79	0.90	1.05	1.03	1.07	1.16
Er	2.77	2.33	1.90	1.75	2.04	2.06	2.02	1.86	2.52	2.77	2.55	2.43	2.43	2.27	2.25	2.25	2.17	2.47	2.80	2.82	2.85	3.09
Yb	2.55	2.17	1.75	1.60	1.92	1.88	1.85	1.69	2.37	2.66	2.44	2.40	2.41	2.08	2.09	2.13	1.78	2.05	2.37	2.38	2.46	2.62
Lu	0.38	0.33	0.26	0.24	0.29	0.29	0.28	0.25	0.36	0.40	0.36	0.36	0.36	0.31	0.32	0.32	0.26	0.31	0.35	0.35	0.35	0.38

Major (in wt%) and trace element (in ppm) data. Averages of standard values are reported together with Eggins et. al. (1997) preferred values. BHVO-1 calibration values used during this study are also reported.

Table 3-2 (suite)

Sample #	*127*	*128*	*129*	*130*	*131*	*132*	*134*	*136*	*137*	*138*	*180*	*139*	**LL2**	**234**	**141**	**141a**	**141b**
Location	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*	*LL*
Rock Type	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Rhyolite	Trachyandesite	Trachyandesite	Trachyandesite	Trachybasalt	Trachybasalt	Trachybasalt
Altitude (m)	1810	1830	1830	1840	1870	1880	1960	2010	2090	2090	2175	2200	2205	2245	2310	2310	2310
SiO_2	50.1	49.8	50.6	50.9	50.2	51.0	47.0	48.4	51.2	46.4	75.4	61.1	57.7	63.8	49.2	50.4	50.0
TiO_2	1.88	1.93	2.03	2.35	2.13	2.18	2.24	1.45	2.36	1.89	0.27	1.33	1.33	1.21	2.63	2.84	2.66
Al_2O_3	15.9	15.9	14.6	13.6	14.0	13.9	17.1	20.1	13.6	15.5	11.4	15.6	14.8	14.5	14.2	15.0	14.3
Fe_2O_3	12.2	11.5	12.7	14.2	13.5	13.7	12.9	9.7	14.7	13.1	2.68	7.80	7.81	7.01	13.2	12.3	13.3
MnO	0.17	0.06	0.19	0.21	0.2	0.2	0.16	0.1	0.22	0.18		0.17	0.16	0.06	0.17	0.17	0.14
MgO	5.14	4.45	5.73	4.7	5.01	5.04	3.5	3.44	5.07	6		1.74	1.91	0.38	2.75	2.14	2.50
CaO	9.84	7.02	10.4	8.82	9.47	9.39	9.65	10.85	8.87	10.43	0.61	4.31	4.72	2.14	7.04	6.80	6.96
Na_2O	2.99	2.66	2.84	3.24	2.96	2.98	3.1	2.94	2.91	2.4	3.34	3.44	3.13	3.31	3.21	2.95	3.15
K_2O	0.52	0.4	0.27	0.52	0.46	0.51	0.57	0.27	0.8	0.18	5.08	4.07	3.36	5.21	2.07	1.74	2.11
P_2O_5	0.22	0.21	0.21	0.3	0.28	0.28	0.28	0.16	0.26	0.21	0.06	0.41	0.45	0.50	0.71	0.81	0.76
TOTAL	100.3	98.2	100	99.4	99.9	100	98.3	99.8	99.8	99.9	99.8	100	100	100	100	100	100
LOI	1.38	4.46	0.43	0.51	1.57	0.81	1.86	2.42	-0.11	3.56	0.94	3.10	4.63	1.86	4.86	4.97	4.20
Cs	0.14	0.09	0.36	0.32	0.35	0.48	0.03	0.08	0.35	0.04	0.21	0.64	0.43	0.46	0.62		
Rb	5.37	6.70	4.35	12.4	10.4	14.7	7.21	2.99	14.3	1.18	118	68.4	60.3	85.7	39.7		
Ba	273	218	145	344	317	295	346	129	298	145	33.3	847	808	1307	1239		
Sr	374	402	311	382	399	404	471	363	284	325	9.17	510	511	337	759		
Th	1.82	1.43	0.87	1.57	1.27	1.28	1.35	0.86	2.04	0.58	4.59	1.81	1.93	2.18	1.17		
U	0.51	0.48	0.27	0.57	0.45	0.47	0.38	0.30	0.77	0.17	1.15	0.68	0.71	0.67	0.43		
Pb	3.94	3.46	1.75	4.49	6.00	3.79	4.00	1.94	4.33	2.38	30.4	16.8	12.7	13.1	9.80		
Nb	7.18	7.11	7.76	7.78	9.33	9.84	9.45	4.86	8.42	5.80	37.5	24.6	19.6	22.2	18.7		
Ta	0.47	0.46	0.50	0.44	0.55	0.55	0.57	0.28	0.56	0.37	2.81	1.22	1.20	1.42	1.05		
Zr	153	165	148	217	198	206	216	109	199	138	933	550	647	672	337		
Hf	4.03	4.14	3.77	5.09	4.64	4.65	5.32	2.49	5.12	3.64	19.6	11.7	14.0	14.9	7.81		
Y	30.9	33.7	35.8	45.7	41.7	42.8	48.3	25.2	46.3	33.2	68.0	49.3	43.2	42.2	50.4		
Cr				49.0	71.0					97.0	16.6	55.0	10.2	12.3	37.0		
Ni				34.0	40.0					142	< L.D.	44.0	10.6	< L.D.	24.0		
V				403	376					325	< L.D.	96.0	98.8	44.0	248		
La	12.3	12.2	10.0	16.9	14.6	14.6	15.6	6.85	14.0	8.61	99.6	49.7	46.8	46.0	33.1		
Ce	30.0	30.0	25.5	41.7	35.6	35.9	38.0	17.2	34.4	22.8	223	114	105	102	79.8		
Pr	4.34	4.33	3.90	6.07	5.05	5.21	5.52	2.50	5.00	3.40	27.9	14.7	13.9	14.6	11.1		
Nd	20.0	20.0	17.6	28.0	23.8	24.2	25.5	12.0	23.2	16.1	106	58.2	56.8	59.2	47.4		
Sm	5.23	5.37	5.02	7.32	6.40	6.41	7.14	3.31	6.54	4.72	19.5	11.6	11.2	12.4	10.7		
Eu	1.74	1.83	1.76	2.38	1.93	2.05	2.35	1.32	2.07	1.69	2.64	3.02	2.93	4.26	3.20		
Gd	5.73	6.15	6.03	8.03	7.07	7.16	8.18	3.99	7.73	5.50	14.0	10.2	9.58	11.4	10.4		
Tb	0.94	1.02	1.07	1.29	1.11	1.16	1.32	0.67	1.30	0.95	2.25	1.49	1.32	1.49	1.51		
Dy	5.55	5.85	6.07	7.65	6.88	6.84	7.81	4.06	7.89	5.69	12.9	8.34	8.09	8.24	8.51		
Ho	1.14	1.18	1.25	1.55	1.41	1.37	1.62	0.82	1.64	1.16	2.40	1.66	1.50	1.53	1.69		
Er	3.11	3.26	3.37	4.27	3.82	3.79	4.45	2.26	4.50	3.11	6.7395	4.59	4.21	4.32	4.55		
Yb	2.60	2.70	2.76	3.75	3.27	3.22	3.74	1.87	3.85	2.61	6.60	4.19	4.29	3.79	3.95		
Lu	0.39	0.39	0.41	0.55	0.47	0.46	0.56	0.28	0.56	0.38	0.9742	0.66	0.69	0.57	0.60		

Table 3-2 (suite)

Sample #	142	143	182	144	145	146	147	148	235	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161	164	165
Location	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL	LL
Rock Type	Trachybasalt	Basalt	Trachyte	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Trachyte	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Altitude (m)	2310	2330	2335	2345	2350	2355	2360	2370	2390	2450	2470	2480	2490	2495	2500	2530	2540	2560	2570	2580	2610	2630
SiO_2	50.3	49.5	67.2	50.6	48.0	49.2	49.8	49.9	65.1	45.9	50.9	51.8	48.8	48.9	49.1	48.2	49.1	48.1	46.2	48.5	48.9	48.6
TiO_2	1.91	1.74	0.73	2.1	1.96	1.86	1.68	1.63	0.42	2.81	1.68	1.69	1.92	1.72	1.88	1.90	1.94	1.63	1.89	1.91	1.43	2.4
Al_2O_3	18.5	15.9	13.5	15.2	15.0	13.9	16.1	16.5	13.0	16.7	15.5	15.6	15.4	15.6	15.2	14.8	15.7	16.1	15.5	15.8	17.2	14.8
Fe_2O_3	10.2	11.7	5.28	12.1	12.3	12.6	11.3	11.2	6.40	14.8	10.6	10.5	11.8	11.3	11.1	12.0	12.3	10.6	10.9	10.5	10.0	13.3
MnO	0.12	0.16	0.24	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.19	0.16	0.14	0.17	0.16	0.21	0.17	0.14	0.18	0.12	0.15	0.14	0.13	0.15
MgO	2.52	5.14	0.39	4.96	4.50	3.38	5.19	5.35	0.16	5.33	5.21	5.42	5.76	6.39	4.92	6.17	5.79	5.57	3.70	4.68	6.14	5.19
CaO	7.79	10.16	0.88	9.07	9.77	7.08	9.35	9.37	1.76	6.96	9.85	9.52	10.9	11.3	10.6	11.0	10.3	10.8	10.7	10.1	11.0	10.26
Na_2O	3.86	2.87	3.20	2.95	2.82	2.13	2.99	3.01	3.63	3.44	2.82	2.88	2.62	2.44	2.53	2.40	2.81	2.59	2.69	2.85	2.66	2.94
K_2O	1.53	0.44	5.30	0.64	0.50	1.93	0.58	0.55	4.94	0.98	0.54	0.64	0.23	0.26	0.40	0.21	0.31	0.24	0.42	0.48	0.21	0.39
P_2O_5	0.48	0.21	0.23	0.26	0.25	0.23	0.23	0.23	0.09	0.40	0.20	**0.19**	0.21	**0.19**	0.20	**0.19**	0.23	**0.19**	0.22	0.24	**0.19**	0.25
TOTAL	100	99.9	100	100	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	100	100	99.9	99.9	99.9	103	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	100
LOI	2.77	2.08	2.99	2.18	4.69	7.50	2.62	2.11	4.25	2.59	2.63	1.54	2.18	1.52	6.64	2.78	1.32	3.94	7.43	4.65	2.04	2.05
Cs	0.39	0.23		0.24	0.19	0.21	0.23	0.22	1.00	0.27	0.30	0.41	0.16	0.22	0.17	0.17	0.10	0.11	0.22	0.19	0.07	0.18
Rb	21.3	6.55		10.1	8.40	41.9	6.76	6.29	122	13.6	13.2	15.2	3.43	5.46	7.11	5.34	3.27	3.74	8.48	8.34	1.59	4.93
Ba	769	242		335	296	272	322	313	56.0	454	214	242	120	97.5	140	91.1	169	151	275	304	131	217
Sr	950	356		364	382	281	390	394	14.1	659	332	326	323	321	317	304	340	349	483	472	366	410
Th	0.83	0.91		1.32	1.10	1.05	1.17	1.11	4.72	0.80	1.11	1.15	0.74	0.64	0.66	0.69	0.79	0.71	0.90	0.91	0.58	1.08
U	0.32	0.24		0.32	0.31	0.16	0.30	0.30	1.75	0.21	0.75	0.73	0.25	0.21	0.25	0.23	0.26	0.29	0.26	0.32	0.20	0.36
Pb	6.58	2.38		2.96	2.65	2.22	3.65	3.64	26.0	4.00	4.05	5.45	2.00	1.75	1.51	1.40	2.41	2.41	3.02	2.66	1.89	3.01
Nb	12.1	6.63		9.45	8.97	7.67	7.59	7.42	68.0	11.7	7.50	7.24	7.54	6.58	7.36	7.65	8.07	6.99	8.22	8.58	5.54	11.4
Ta	0.69	0.40		0.58	0.54	0.50	0.49	0.48	3.89	0.75	0.49	0.51	0.52	0.45	0.47	0.51	0.54	0.46	0.51	0.53	0.37	0.80
Zr	225	135		185	175	162	149	146	1302.8	219	133	132	126	110	122	126	135	119	157	160	107	191
Hf	5.31	3.40		4.50	4.30	4.09	3.97	3.82	25.9	5.49	3.38	3.57	3.46	3.04	3.08	3.21	3.64	3.20	3.77	3.89	2.89	5.29
Y	34.1	31.7		39.5	35.6	30.6	32.0	31.4	74.3	37.3	29.6	31.7	31.8	28.8	28.7	30.1	33.6	28.9	31.4	32.6	26.0	45.9
Cr	24.0	169			279	65.0	89.0	90.0	14.0	40.0	198	191	211	326	319	275	181	236	135	155	347	126
Ni	20.0	67.0			178	61.0	77.0	77.0	< L.D.	36.0	74.0	75.0	70.0	101	87.0	94.0	62.0	78.0	44.0	56.0	109	36.0
V	192	303			302	259	278	266	< L.D.	297	283	289	339	307	326	329	331	277	286	295	252	370
La	21.4	10.5		13.9	13.1	11.8	11.8	11.4	91.9	16.5	10.2	10.5	8.66	7.59	8.46	8.86	9.90	8.86	12.4	12.8	7.80	13.5
Ce	52.1	25.4		33.1	31.3	28.2	29.4	28.3	216	42.9	24.6	26.1	22.8	20.1	20.9	22.2	25.6	22.9	30.8	31.5	20.3	35.7
Pr	7.27	3.65		4.75	4.48	4.07	4.14	3.96	26.8	6.27	3.54	3.69	3.36	2.96	3.12	3.29	3.74	3.31	4.35	4.58	2.93	5.19
Nd	32.0	17.1		21.9	20.4	18.7	18.6	17.7	94.1	28.6	16.3	16.5	15.4	13.8	14.9	15.6	17.1	15.2	19.6	20.3	13.5	24.0
Sm	7.23	4.53		5.70	5.38	4.81	4.86	4.61	18.6	7.19	4.37	4.42	4.32	3.95	4.12	4.35	4.73	4.16	4.98	5.16	3.68	6.59
Eu	2.35	1.53		1.94	1.71	1.54	1.64	1.59	2.41	2.52	1.44	1.49	1.59	1.45	1.45	1.49	1.68	1.49	1.69	1.71	1.36	2.34
Gd	7.07	5.41		6.60	6.23	5.62	5.49	5.31	17.5	7.61	5.09	5.23	5.34	4.76	4.99	5.14	5.63	4.84	5.56	5.77	4.44	7.83
Tb	1.04	0.91		1.10	1.04	0.92	0.91	0.87	2.15	1.16	0.87	0.87	0.90	0.82	0.84	0.90	0.94	0.82	0.90	0.90	0.74	1.33
Dy	5.95	5.57		6.59	6.32	5.39	5.51	5.37	12.0	6.67	5.22	5.37	5.51	4.97	5.13	5.58	5.79	5.01	5.33	5.53	4.53	8.23
Ho	1.16	1.12		1.32	1.28	1.09	1.10	1.09	2.70	1.32	1.07	1.09	1.13	1.02	1.02	1.12	1.18	1.01	1.08	1.12	0.91	1.63
Er	3.08	2.80		3.70	3.18	2.66	2.96	2.87	8.31	3.46	2.65	2.91	2.96	2.68	2.55	2.74	3.10	2.69	2.96	2.99	2.40	4.28
Yb	2.65	2.63		3.13	2.97	2.36	2.53	2.50	7.70	2.85	2.49	2.49	2.47	2.22	2.28	2.48	2.63	2.27	2.38	2.51	2.04	3.73
Lu	0.39	0.40		0.45	0.45	0.35	0.37	0.37	1.40	0.43	0.37	0.37	0.37	0.33	0.33	0.37	0.40	0.33	0.35	0.36	0.30	0.54

Table 3-2 (suite)

Sample #	167	168	169	169	170	186	188	196	201	206	210	211
Location	LL	LL	LL	LL	LL	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	AA	AA
Rock Type	Trachybasalt	Trachybasalt	Trachybasalt	duplicate	Trachybasalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Altitude (m)	2690	2690	2820		2870	4205	4100	3525	3630	3150	2610	2645
SiO_2	46.0	49.9	48.1		48.4	50.2	50.5	52.0	49.5	50.4	49.1	48.6
TiO_2	2.92	2.40	2.78		2.72	2.21	1.98	2.16	1.96	1.80	1.82	2.00
Al_2O_3	18.6	19.1	19.0		19.4	14.4	14.4	14.0	15.0	15.0	15.1	15.5
Fe_2O_3	12.1	10.0	10.9		11.0	13.4	13.2	13.3	13.0	12.0	11.9	12.1
MnO	0.13	0.13	0.10		0.13	0.19	0.18	0.18	0.18	0.16	0.16	0.16
MgO	2.47	2.53	2.86		2.66	5.7	5.79	4.64	5.81	6.06	6.21	5.13
CaO	7.65	7.83	7.69		7.74	10.2	10.5	8.3	10.7	10.6	11.4	10.5
Na_2O	3.89	4.20	4.00		4.17	2.75	2.65	3.13	2.65	2.63	2.53	2.8
K_2O	1.22	1.32	1.22		1.22	0.54	0.44	1.20	0.38	0.55	0.26	0.22
P_2O_5	0.46	0.58	0.47		0.46	0.29	0.28	0.30	0.25	0.24	0.23	0.26
TOTAL	100	100	100		100	100	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9
LOI	4.78	2.09	2.94		2.10	0.44	0.00	0.8	0.5	0.51	1.28	2.58
Cs	0.09	0.60	0.36	0.34	0.21	0.14	< L.D.	0.14	< L.D.	0.17	0.06	0.03
Rb	13.9	17.9	15.2	14.9	15.3	8.85	8.48	19.0	6.7	10.8	3.99	1.37
Ba	519	593	535	548	537	148	134	516	128	178	122	188
Sr	827	894	873	864	880	306	280	302	291	318	310	373
Th	1.01	1.15	1.03	1.13	1.02	0.93	0.90	1.71	0.95	0.87	0.80	1.05
U	0.39	0.23	0.24	0.24	0.27	0.41	0.32	0.44	0.32	0.28	0.27	0.15
Pb	3.57	3.96	3.45	3.65	3.58	1.95	1.87	3.95	2.03	1.80	1.72	2.08
Nb	17.6	18.6	17.7	17.5	17.6	8.68	6.37	10.1	6.48	7.96	7.29	8.07
Ta	1.07	1.09	1.05	1.08	1.04	0.55	0.54	0.62	0.54	0.49	0.46	0.50
Zr	258	283	261	256	258	161	121	198	122	136	123	150
Hf	5.93	6.43	5.95	5.93	5.90	4.08	3.25	5.05	3.3	3.41	3.15	3.83
Y	37.1	39.4	37.3	38.8	37.2	38.5	29.4	43.5	29.1	32.4	31.7	42.2
Cr	27.0		20.0		24.0	123	116	32.7	168	218	196	
Ni	27.0		19.0		19.0	49.9	55.1	32.9	62.7	58.6	67.2	
V	206		174		171	350	331	324	333	298	310	
La	20.5	22.5	20.5	20.1	20.5	10.7	8.81	15.2	9.31	9.57	8.43	13.9
Ce	49.5	53.9	49.5	49.9	49.2	27.3	23.0	36.5	25.1	24.3	21.9	28.1
Pr	7.14	7.74	7.13	7.38	7.07	4.04	3.37	5.24	3.54	3.56	3.24	4.55
Nd	32.7	35.5	32.9	33.0	32.8	18.8	15.3	23.7	16.6	16.4	15.2	20.9
Sm	7.98	8.66	7.98	8.17	7.90	5.22	4.18	6.20	4.53	4.60	4.33	5.66
Eu	2.69	2.87	2.69	2.87	2.69	1.80	1.70	2.01	1.73	1.64	1.53	1.90
Gd	8.26	8.86	8.28	8.34	8.12	6.28	5.31	7.23	5.56	5.33	5.14	6.77
Tb	1.23	1.32	1.23	1.30	1.23	1.08	0.84	1.22	0.90	0.91	0.89	1.13
Dy	7.01	7.59	7.05	7.08	6.98	6.53	5.49	7.21	5.41	5.42	5.31	6.79
Ho	1.36	1.45	1.35	1.36	1.35	1.32	1.12	1.48	1.05	1.11	1.07	1.43
Er	3.30	3.47	3.26	3.51	3.23	3.53	2.86	4.09	2.97	2.98	2.86	3.87
Yb	2.87	3.17	2.93	2.88	2.98	2.94	2.45	3.48	2.41	2.49	2.36	3.12
Lu	0.44	0.48	0.44	0.43	0.45	0.42	0.36	0.50	0.37	0.36	0.35	0.45

Table 3-2 (suite)

Sample #	213	213	214	215	216	217	219	222	222	223	225	226	227	230	610	611
Location	AA	AA	AA	AA	AA	AA	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS
Rock Type	Basalt	duplicate	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Trachyte	Alkali basalt	Rhyolite
Altitude (m)	2690		2695	2735	2775	2860	2995	3100		3120	3135	3165	3205	3225	3050	3230
SiO_2	49.6		50.7	51.3	49.7	50.0	49.4	48.6	48.7	49.0	50.6	49.6	47.5	60.7	45.0	70.7
TiO_2	1.90		1.83	1.99	1.91	2.06	3.11	1.97	1.99	2.54	2.95	2.47	2.63	0.93	2.97	0.23
Al_2O_3	16.0		15.3	15.3	15.3	15.1	14.0	17.3	17.4	17.3	14.0	16.0	15.1	20.7	16.0	12.5
Fe_2O_3	11.4		11.7	11.4	11.5	12.3	13.6	11.3	11.3	11.3	14.1	12.5	14.0	2.48	13.3	5.21
MnO	0.16		0.18	0.17	0.17	0.19	0.20	0.15	0.16	0.14	0.17	0.17	0.16		0.18	0.04
MgO	4.96		5.38	5.05	5.44	5.13	4.84	4.84	4.82	3.57	4.40	4.82	5.57		6.49	0.12
CaO	10.4		10.3	9.93	10.6	9.95	10.1	10.2	10.3	9.32	8.20	9.39	8.90	1.28	8.6	0.20
Na_2O	2.98		2.76	2.91	2.60	2.94	3.03	3.00	3.01	3.37	3.25	3.15	3.08	5.56	3.15	4.91
K_2O	0.43		0.53	0.70	0.38	0.47	0.54	0.25	0.28	0.60	1.12	0.83	0.66	5.73	1.63	4.12
P_2O_5	0.26		0.22	0.26	0.21	0.31	0.36	0.27	0.22	0.26	0.32	0.30	0.29	0.21	0.11	0.11
TOTAL	99.9		99.9	99.9	99.8	100	99.9	99.9	100	99.9	99.9	99.9	100	100	99.6	100
LOI	1.75		1.06	0.9	2.05	1.55	0.73	2.03	2.08	2.46	0.85	0.65	2.27	2.53	2.04	2.08
Cs	0.09	0.09	0.18	0.31	0.14	0.21	0.14	0.04	0.05	0.14	0.12	0.18	0.17	0.1	0.54	0.19
Rb	5.82	5.94	11.8	15.0	7.41	8.84	10.9	2.77	2.89	8.00	17.41	12.32	9.99	72.7	28.5	128
Ba	237	243	213	258	140	288	244	177	185	324	380	307	234	2874	509	11.9
Sr	366	377	339	325	326	364	369	431	451	447	356	461	391	125	1081	10.8
Th	1.05	1.06	1.20	1.38	0.93	1.10	1.33	0.94	0.91	1.40	1.78	1.40	0.99	6.2	4.08	26.1
U	0.30	0.31	0.38	0.78	0.27	0.29	0.39	0.24	0.23	0.35	0.48	0.45	0.25	1.9	1.15	3.83
Pb	2.67	2.81	2.98	4.48	1.89	2.63	2.22	1.88	1.95	2.89	4.36	3.66	2.27	22.3	1.88	24.8
Nb	8.49	8.76	7.72	8.38	8.42	10.4	15.0	8.48	7.76	11.8	9.20	12.3	11.0	74.7	43.5	340
Ta	0.51	0.53	0.49	0.57	0.53	0.57	0.92	0.56						4.18		
Zr	152	157	137	145	139	196	226	135	132	202	219	203	167	1208	188	3398
Hf	3.81	3.87	3.48	3.77	3.52	4.30	5.52	3.44						25.9		
Y	34.4	36.0	33.5	33.4	34.0	42.1	50.6	31.3	31.5	47.0	47.3	39.7	39.2	76.4	26.5	431
Cr				114		123	126	87.8								
Ni				46.8		38.5	39.3	75.5								
V				319		313	409	276								
La	11.3	11.5	10.4	10.8	9.96	13.8	16.0	10.6	10.8	16.6	17.9	16.6	12.5	75.3	36.3	291
Ce	27.8	28.7	25.7	26.3	24.6	34.0	40.3	25.5	26.9	38.9	44.3	40.4	30.7	142	72.5	531
Pr	4.04	4.16	3.71	3.79	3.64	4.96	5.87	3.75	3.88	5.79	6.48	5.86	4.51	23.3	8.76	83.3
Nd	18.6	19.0	16.9	17.4	16.9	22.5	27.4	17.5	17.6	25.7	29.1	25.9	20.6	92.7	34.6	301
Sm	5.01	5.19	4.64	4.75	4.70	5.95	7.51	4.77	4.83	6.87	7.81	6.77	5.79	20.5	7.12	70.3
Eu	1.74	1.76	1.63	1.64	1.66	2.02	2.43	1.69	1.72	2.31	2.50	2.21	1.98	6.5	2.35	4.43
Gd	5.86	6.03	5.53	5.68	5.56	6.88	8.67	5.56	5.61	8.09	8.76	7.60	6.79	18.4	6.47	64.1
Tb	0.97	0.99	0.94	0.94	0.94	1.11	1.44	0.92	0.93	1.32	1.46	1.23	1.14	2.9	0.93	11.4
Dy	5.84	5.90	5.68	5.72	5.65	6.58	8.51	5.43	5.47	7.67	8.44	7.00	6.75	16.4	5.01	69.2
Ho	1.19	1.24	1.16	1.17	1.15	1.33	1.71	1.08	1.10	1.52	1.70	1.40	1.36	3.1	0.96	14.1
Er	3.23	3.32	3.06	3.10	3.15	3.58	4.61	2.95	2.95	4.09	4.53	3.64	3.64	8.4	2.52	39.7
Yb	2.72	2.80	2.58	2.66	2.61	3.07	3.76	2.47	2.44	3.32	3.85	3.02	3.04	7.9	1.99	33.9
Lu	0.39	0.40	0.37	0.38	0.36	0.44	0.55	0.35	0.35	0.48	0.57	0.44	0.44	1.2	0.30	4.64

48

Table 3-2 (suite)

Sample #	237	238	239	240	242	243	245	246	249	250	251	253	254
Location	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke	Choke
Rock Type	Basalt	Rhyolite	Trachyte	Trachyandesite	Basalt	Trachyandesite	Trachybasalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Altitude (m)	2615	3870	3880	3875	3800	3795	3845	3880	3560	3470	2845	2760	2680
SiO_2	46.0	75.2	62.8	58.2	44.5	54.3	47.6	47.0	46.9	48.0	45.1		45.9
TiO_2	2.02	0.21	0.44	1.10	1.61	0.86	2.31	2.29	2.84	2.24	1.45		2.29
Al_2O_3	19.3	13.1	14.3	15.4	21.0	13.7	16.5	17.3	14.7	16.1	17.7		15.6
Fe_2O_3	12.1	1.89	6.69	9.25	10.4	8.81	13.5	13.8	15.5	14.0	11.4		14.7
MnO	0.16	< L.D.	0.21	0.22	0.10	0.21	0.25	0.18	0.24	0.23	0.17		0.23
MgO	3.82	< L.D.	0.23	1.09	3.85	1.45	3.47	5.53	4.42	4.04	7.25		5.25
CaO	10.9	< L.D.	1.78	3.33	13.1	4.69	8.07	8.84	9.16	8.78	12.2		10.6
Na_2O	2.76	2.17	4.67	5.68	2.22	2.69	4.39	3.44	3.50	3.59	2.02		2.99
K_2O	0.81	5.13	4.62	3.09	0.42	3.20	1.28	0.87	1.30	1.34	0.58		1.00
P_2O_5	0.30	0.06	0.10	0.33	0.26	0.21	0.57	0.34	0.44	0.42	0.26		0.35
TOTAL	99.9	99.8	100	100	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9		99.7
LOI	1.62	2.01	4.12	2.43	2.48	9.75	2.03	0.34	0.91	1.19	1.80		0.79
Cs	0.07	3.86	1.24	1.02	0.30	1.06	0.88	< L.D.	0.13	0.25	0.09	0.07	< L.D.
Rb	17.7	186	126	74.2	9.34	97.0	31.1	19.8	26.1	43.4	15.4	11.4	25.1
Ba	243	61.8	929	826	175	909	420	293	410	457	182	191	266
Sr	600	5.14	64.3	310	510	213	489	429	367	455	410	370	394
Th	1.19	17.7	12.0	6.65	1.14	7.87	3.27	1.78	3.05	5.02	1.71	1.64	2.65
U	0.31	2.96	2.65	1.69	0.28	1.91	0.78	0.43	0.34	1.22	0.39	0.38	0.58
Pb	2.13	17.3	12.5	10.6	1.62	11.9	3.92	3.38	3.67	4.41	1.48	1.38	2.38
Nb	15.2	142	119	42.5	16.0	68.2	43.2	18.1	37.0	54.2	20.1	20.4	28.1
Ta	0.92	8.26	6.73	3.41	0.96	3.40	2.49	1.45	2.25	3.08	1.21	1.24	2.13
Zr	109	934	801	320	109	556	283	167	223	283	117	110	163
Hf	2.74	23.3	18.0	8.38	2.61	11.4	6.28	4.06	5.56	6.59	3.03	2.84	4.08
Y	24.5	116	91.4	46.9	22.4	72.1	50.9	29.2	43.9	52.4	23.4	23.8	31.4
Cr	21.2			13.9	25.1	< L.D.		15.5		< L.D.			5.30
Ni	8.87			< L.D.	23.5	< L.D.		28.1		6.31			12.3
V	324			2.45	302	< L.D.		281		240			342
La	12.4	101	78.7	44.1	10.4	60.5	28.2	16.6	27.6	38.2	14.6	14.3	21.6
Ce	26.9	182	155	92.7	22.7	127	61.2	36.9	58.9	81.0	31.5	30.8	45.7
Pr	3.68	21.2	18.4	11.5	3.04	15.6	8.08	4.79	7.62	10.0	4.02	3.94	5.85
Nd	16.3	75.3	69.0	45.8	13.3	60.4	34.7	21.8	32.1	40.9	16.8	16.7	24.7
Sm	3.91	13.9	14.4	10.0	3.39	12.7	8.36	5.16	7.46	9.13	3.95	3.95	5.76
Eu	1.50	0.80	3.20	3.41	1.29	3.82	2.81	1.84	2.48	2.94	1.40	1.38	2.03
Gd	4.50	14.7	14.5	9.59	3.78	12.9	8.89	5.96	8.26	9.63	4.32	4.28	6.11
Tb	0.69	2.72	2.41	1.33	0.62	1.92	1.43	0.85	1.27	1.48	0.67	0.67	0.90
Dy	4.20	17.7	14.6	8.26	3.70	11.2	8.35	5.11	7.58	8.65	4.02	4.04	5.17
Ho	0.85	3.91	3.11	1.71	0.77	2.34	1.70	1.03	1.57	1.79	0.82	0.83	1.04
Er	2.35	11.9	9.27	4.74	2.10	6.68	4.79	2.69	4.37	5.01	2.30	2.31	3.03
Yb	2.09	11.3	9.11	4.71	1.89	6.39	4.18	2.81	3.82	4.42	1.98	1.96	2.96
Lu	0.30	1.61	1.34	0.79	0.28	0.94	0.62	0.44	0.59	0.66	0.30	0.30	0.44

49

Table 3-2 (suite)

Sample #	255	259	260	262	263	264	265	267	268	270	272	273	274	BHVO-1	BHVO-1	BR	BR	RGM-1	RGM-1	BHVO-1
Location	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra	Uorra							
Rock Type	Basalt	Basalt	Trachybasalt	Trachybasalt	Trachybasalt	Trachyte	Rhyolite	Basalt	Basalt	Cpx	Basalt	Trachybasalt	Dacite							
Altitude (m)	2585	3070	3250	3205	3410	3425	3405	3560	3545	3495	3360	3070	3540	Average of 27 analyses	Eggins (1997)	Average of 8 analyses	Eggins (1997)	Average of 8 analyses	Eggins (1997)	Calibration values
SiO_2	52.4	48.4	50.8	47.1	46.8	67.3	68.8	44.0	44.6	49.7	46.5		60.5							
TiO_2	2.37	1.56	1.72	1.89	2.32	0.50	0.31	2.74	1.79	0.67	1.85		0.09							
Al_2O_3	15.2	15.3	17.8	17.4	17.8	18.0	16.3	15.0	12.9	4.16	15.9		12.8							
Fe_2O_3	11.6	11.3	10.1	11.3	12.4	1.10	2.67	13.4	11.7	5.66	12.9		1.05							
MnO	0.21	0.19	0.24	0.21	0.21	< L.D.	< L.D.	0.20	0.18	0.11	0.19		< L.D.							
MgO	3.98	6.52	3.16	4.79	4.53	< L.D.	< L.D.	7.74	11.2	16.3	5.71		1.42							
CaO	7.96	8.89	7.37	9.64	9.05	0.15	0.13	11.41	13.2	20.3	11.1		9.40							
Na_2O	3.61	3.52	5.28	4.04	4.42	6.40	5.30	2.27	1.37	0.4	2.93		4.17							
K_2O	1.31	1.15	2.06	1.47	1.33	5.80	4.84	1.22	0.77		0.84		1.85							
P_2O_5	0.38	0.58	0.54	0.61	0.78	0.08	0.05	0.49	0.37	0.09	0.34		0.10							
TOTAL	99.9	100	100	99.9	100	100	99.8	99.5	100	98.8	99.9		99.9							
LOI	0.92	3.07	1.46	1.45	0.41	1.11	1.39	1.01	2.37	1.38	1.58		8.56							
Cs	0.57	0.77	1.05	0.57	0.39	0.23	0.70	0.18	0.16	0.03	0.42	1.20	0.04	0.10	0.10	0.81	1	9.9	9.60	0.10
Rb	39.6	18.4	56.9	37.8	36.2	178	177	26.4	25.9	1.14	19.6	52.0	22.5	9.13	9.50	51.4	47	145	149	9.20
Ba	366	493	882	577	588	82.0	136	305	211	12.8	247	255	1455	132	133	1006	1050	824	807	132.9
Sr	394	582	813	583	997	15.6	5.37	894	864	56.2	470	224	298	395	390	1294	1320	102	108	399
Th	4.87	1.81	5.45	3.66	5.34	22.0	22.4	3.07	2.43	0.31	2.55	1.75	2.16	1.25	1.26	9.95	10.87	14.9	15.1	1.25
U	1.02	0.36	1.31	0.98	1.16	3.76	1.48	0.72	0.55	0.06	0.53	0.28	0.21	0.41	0.42	2.23	2.46	5.38	5.80	0.41
Pb	6.57	4.38	5.09	3.55	2.82	24.0	27.7	2.72	2.24	0.58	3.39	3.69	12.8	2.06	2.10	4.65	4.77	28.4	24.0	2.06
Nb	30.2	23.6	74.8	43.4	69.0	141	120	40.4	29.9	3.69	27.6	24.0	2.14	19.4	19.5	112	98	9.41	8.90	19.7
Ta	2.33	1.24	4.15	3.07	3.73	8.44	6.93	2.38	1.71	0.20	1.55	1.23	0.15	1.20	1.20	5.37	5.79	0.95	0.95	1.21
Zr	261	160	269	171	202	830	615	173	126	29.4	137	153	86.1	182	180	290	250	240	219	184
Hf	6.82	3.61	5.83	3.81	4.37	19.7	15.1	4.25	3.01	0.98	3.34	3.50	2.20	4.47	4.30	5.85	5.62	6.11	6.20	4.49
Y	37.5	28.2	43.5	29.4	33.4	66.9	50.3	27.9	21.5	8.06	25.5	24.5	3.91	27.8	28.0	31.3	30	24.3	25.0	28.0
Cr	13.0		56.2	92.3			< L.D.	147	445	1188	30.5		< L.D.							
Ni	19.0		19.2	37.4			< L.D.	63.0	180	190	38.3		16.7							
V	267		87.2	193			< L.D.	314	305	232	302		26.6							
La	30.4	22.0	48.9	33.9	46.5	109	117	29.2	21.1	2.76	19.2	21.0	4.06	15.5	15.5	77.3	82	22.8	27.0	15.5
Ce	67.5	46.5	102	67.8	92.3	204	211	63.5	43.7	7.75	40.2	45.8	5.67	37.7	38.0	145	151	45.1	47.0	38.0
Pr	8.85	5.99	12.4	8.34	11.1	22.8	24.3	8.18	5.47	1.19	5.11	5.86	0.68	5.42	5.45	16.7	17.36	5.27	5.30	5.45
Nd	36.6	24.8	48.5	32.1	43.2	77.7	81.5	33.7	22.0	5.92	21.4	24.4	2.63	24.6	24.7	63.6	65	19.0	19.0	24.7
Sm	8.16	5.39	9.52	7.12	8.32	13.7	14.2	7.08	4.75	1.67	4.90	5.18	0.59	6.17	6.17	11.8	12	3.96	4.30	6.17
Eu	2.43	1.81	3.45	2.44	2.78	1.79	1.15	2.20	1.50	0.54	1.61	1.78	1.29	2.05	2.06	3.5	3.7	0.55	0.66	2.06
Gd	7.67	5.62	9.59	6.12	8.39	12.5	12.7	6.73	4.64	1.66	5.07	5.19	1.57	6.17	6.22	10.0	9.5	3.76	3.70	6.22
Tb	1.17	0.82	1.32	0.89	1.09	1.87	1.85	0.95	0.69	0.28	0.78	0.76	0.10	0.95	0.95	1.28	1.25	0.60	0.66	0.95
Dy	6.78	4.67	7.41	5.32	5.85	10.7	9.89	5.12	3.81	1.53	4.44	4.21	0.58	5.27	5.25	6.22	6.20	3.61	4.08	5.25
Ho	1.30	0.95	1.50	1.05	1.17	2.17	1.90	0.99	0.75	0.30	0.89	0.85	0.13	1.00	1.00	1.08	1.087	0.77	0.95	1.00
Er	3.69	2.63	4.10	2.77	3.16	6.39	5.38	2.61	2.01	0.76	2.43	2.35	0.37	2.57	2.56	2.60	2.4	2.32	2.60	2.56
Yb	3.29	2.34	3.68	2.69	2.59	6.32	5.52	2.12	1.68	0.58	2.01	2.09	0.39	1.99	1.98	1.8	1.9	2.47	2.60	1.98
Lu	0.55	0.35	0.55	0.39	0.40	0.95	0.86	0.32	0.25	0.08	0.31	0.31	0.06	0.28	0.28	0.3	0.25	0.38	0.41	0.28

Table 3-3a: Measured and initial Sr and Nd isotopic ratios.

Sample #	Rock type	$(^{143}Nd/^{144}Nd)m$	Error (+/-)	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	$\varepsilon(Nd)_i$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	Error (+/-)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
Traps Lima Limo								
153	basalt	0.512914	6	0.512882	5.52	0.704493	6	0.704436
157	basalt	0.512983	5	0.512950	6.84	0.703544	5	0.703522
159	basalt	0.512924	5	0.512892	5.70	0.703778	6	0.703765
164	basalt	0.512940	5	0.512907	6.01	0.703655	6	0.703649
165	basalt	0.512932	5	0.512899	5.85	0.703631	5	0.703616
Shield Lima Limo								
167	Trachybasalt	0.512925	10	0.512896	5.78	0.703604	6	0.703583
168	Trachybasalt	0.512875	6	0.512846	4.82	0.703641	6	0.703616
169	Trachybasalt					0.703599	6	0.703577
Simien main series								
186 Not leached	basalt	0.512966	4	0.512933	6.50	0.703675	6	0.703639
186	basalt	0.512985	5	0.512952	6.89	0.703574	4	0.703538
196	basalt	0.512859	5	0.512828	4.46	0.704200	4	0.704123
206	basalt	0.512993	5	0.512960	7.04	0.703793	6	0.703751
216	basalt	0.512963	4	0.512930	6.46	0.703784	4	0.703756
222	basalt	0.512913	5	0.512880	5.48	0.703653	6	0.703645
230	trachyte	0.512823	5	0.512796	3.84	0.704703	6	0.703988
Choke Mountains								
238	rhyolite	0.512792	5	0.512776	3.25	0.736979	7	0.703587
239	trachyte	0.512850	4	0.512832	4.34	0.705785	6	0.703980
242	basalt	0.512972	8	0.512949	6.63	0.703390	4	0.703373
245	basalt	0.512936	7	0.512914	5.95	0.703440	6	0.703382
249	basalt	0.512874	5	0.512853	4.76	0.703529	6	0.703463
251	basalt	0.512875	5	0.512854	4.78	0.703423	4	0.703389
253	basalt	0.512866	4	0.512845	4.60	0.703406	4	0.703377
Uorra Volcano								
260	basalt	0.512849	4	0.512832	4.34	0.704064	4	0.703999
263	basalt	0.512836	5	0.512819	4.09	0.703884	6	0.703851
264	trachyte	0.512702	7	0.512687	1.51	0.730139	7	0.719635
267	basalt	0.512838	5	0.512819	4.10	0.703773	6	0.703746
267 Not leached	basalt	0.512820	4	0.512801	3.74	0.703832	5	0.703805
272	basalt	0.512813	4	0.512792	3.57	0.704431	6	0.704393
274	xenolith of dacite	0.512310	8	0.512290	-6.22	0.707724	6	0.707654
270	clinopyroxene	0.512861	4	0.512836	4.43			

Error on the sixth decimal place.

Table 3-4b: Measured Pb isotopic ratios (Lima Limo section)

Sample #	Rock type	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
Traps				
104	basalt	18.11	15.51	37.64
107	basalt	18.71	15.56	38.27
119	basalt	18.27	15.53	38.70
123	basalt	18.16	15.51	37.79
123 duplicate	basalt	18.13	15.51	37.79
139	basalt	17.94	15.51	37.37
139b	basalt	17.93	15.51	37.37
141	trachybasalt	17.99	15.51	37.41
142	trachybasalt	17.99	15.51	37.43
142 duplicate	trachybasalt	17.99	15.51	37.43
146	basalt	18.19	15.51	37.89
153	basalt	18.56	15.54	37.61
159	basalt	18.22	15.51	37.77
164	basalt	18.36	15.52	37.84
164 duplicate	basalt	18.22	15.50	37.83
165	basalt	18.30	15.51	37.92
Shield				
167	trachybasalt	18.02	15.50	37.54
168	trachybasalt	18.01	15.50	37.53
168 duplicate	trachybasalt	18.02	15.50	37.54
170	trachybasalt	18.01	15.50	37.54

3-4- Stratigraphy and Constitution of the Volcanic Sequences

3-4-1- Simien Shield Volcano and Lima-Limo Flood Basalts

The make-up of the Simien volcano and underlying flood basalts is shown in Figs. 3-3 and 3-4. The total thickness of flood basaltic sequence is over 1600 m. The lowermost sample was collected at an altitude of 1200m near the town of Zarema, near the base of the sequence. The top of the flood basalts, and the contact with the shield volcano, lies at an altitude of 2670m on the Lima Limo Road. This contact was defined on the basis of a change in rock type — the appearance of highly porphyritic plagioclase phyric lavas and the presence of a distinctive layer of mafic breccias — and a change in chemical composition, as discussed below. This layer is easily followed in cliff faces and river valleys along the northern escarpment of the plateau, and, in such exposures, the contact is seen to have a distinct dip, at about 3-4 degrees, radially away from the summit of the Simien volcano (Fig. 3-3).

Except for the uppermost part of the plateau volcanic sequence, where small differences in the dip of sequences of lava flows are observed, the flood basalts are flat lying. There is no sign of deformation in the lower part of the sequence of the type that Merla et al. (1979) and Berhe et al. (1987) used in other parts of the plateau to distinguish between a lower deformed formation (Ashangi) and an upper undeformed formation (Aïba). Although a marked change in geomorphology — from subdued relief to steep cliffs — is observed midway through the sequence, this change does not correspond to any observable petrologic or chemical characteristics of the flows (Violle, 1999). For these reasons, like Pik et al. (1998), we did not use the formation names Ashangi and Aïba, and instead will speak only of the upper and lower portion of the series.

The basaltic flow units can be described in terms of the volcanic facies of Jerram (2002). They vary from classic-tabular facies in which the flow units average about 20m thick, to compound-braded facies made up of many thin (~1-2m) pahoehoe lobes in packages up to 30m thick. The tops of the units are characterised by thin scoraceous zones and lighter-coloured tuff rich zones and soils are relatively common. Thicker columnar-jointed units, which may represent ponded flows, are present, though rare, in most regions. Sequences of

thicker, cliff-forming flows can be traced for several kilometres along strike in parts of the northern escarpment.

A conspicuous ~100-m-thick layer of felsic volcanic rocks, mainly rhyolitic tuffs and ignimbrites at 2200m (Fig. 3-3, 3-4), and two thinner felsic units higher in the sequence, are described by Ayalew (1999).

Within the Simien shield volcano itself, dips of the volcanic units are steeper, at 4 to 6°, and inclined radially away from the summit. Except for a thin felsic unit near the top of the western flank of the volcano, all rocks in the regions we studied have basaltic compositions. The lava flows are thinner and less continuous along strike than the flood basalts. Some are massive throughout, but the majority consists of 1-3m thick massive lobes enveloped by or distributed within thicker sequences of scoraceous breccia. Some of the lobes are clearly intrusive into the breccia; others appear to be rheomorphic.

Four petrological groups are recognised in the Simien shield using a combination of geographic distribution, petrology and geochemistry (Figs. 3-3 and 3-4).

- *Basalts of the main volcanic series*. These constitute the bulk of the Simien volcano and persist from the basal contact to the present summit. They consist of aphyric to sparsely plag ± cpx phyric basalts whose overall petrological and geochemical features differ little from those of the underlying flood basalts.
- *Highly porphyritic trachybasalts*. These rocks are restricted to a small region on the western flank of the volcano in the upper part of the Lima-Limo section and around the town of Debark (Figs. 3-3 and 3-4). They are characterized by abundant, very large phenocrysts of plagioclase, and less abundant and smaller phenocrysts of clinopyroxene. They also have distinctive chemical compositions, as described below. Two units of the same rock type were found within the flood basalt sequence at an altitude of 2450 m, which is some 200 m below the basal contact of the shield volcano. These units have distinctive volcanic structures (one is a highly vesicular volcanic breccia) and both are extrusive; they are not younger sills intruded into the flood basalts. Their presence indicates that volcanism of the type that formed the upper part of the western flank of the shield volcano had started before the flood volcanism had ceased.

- *Felsic volcanic rocks.* A thin (10 m) unit of felsic volcanic rocks is present on the western flank of the volcano. Although this unit lies at an altitude of only 3400 m, about 1000 m below the eroded summit of the volcano, when the dips of the volcanic strata are taken into account, the felsic sequence is seen to be near the top of the stratigraphic sequence, as shown in Figs. 3-2 to 3-4. The sequence may represent a small terminal eruption on the flank of the volcano, or a relict of an originally more extensive sheet that before erosion had covered the top of the volcano. Two rock types are present: (a) a friable, poorly exposed quartz-phyric rhyolitic crystal tuff; (b) massive irregular lobes of feldspar phyric or aphyric trachyte that in places intrude the rhyolitic tuff.
- *Alkali basalt.* Several flows of alkali basalt overlie the layer of felsic volcanic rocks. The lowest flow is massive, in places columnar-jointed; the second is petrologically similar and distinguished by the presence in places of small lherzolite xenoliths and megacrysts of clinopyroxene and spinel.

The Simien Shield and underlying flood volcanics have been reliably dated. Hofmann et al. (1997) report an age of 30.8±0.4 Ma for a basalt at the base of the flood basalt pile and another of 30±0.1 from near the top. The age of the shield is constrained by a $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of 29.7±0.05 Ma reported by Rochette et al.(1998) for the trachytic unit on the western flank of the volcano. As part of the present study we obtained another $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of 30.4 ± 0.3 Ma from a plagioclase-phyric basalt from an altitude of 3995 m near the top of the main basaltic sequence (Table 3-1 and Figs. 3-3, 3-4). These results, when combined with paleomagnetic constraints (Hofmann et al. 1997; Rochette et al. 1998), show that the entire volcanic sequence, including the shield volcano, erupted in less than 1 million years about 30 m.y. ago.

3-4-2- Choke and Guguftu Shield Volcanoes

The structure of the other two volcanoes appear simpler than that of the Simien volcano, but this may only be because we studied them in only a reconnaissance manner.

Choke is one of three big shield volcanoes enclosed within a large meander of the Blue Nile River (Figs. 3-1 and 3-5). The present summit of the volcano is at an altitude of 4052 m and the base of the shield is shown on the geological map of Merla (1979) to lie at about 2500 m, giving a total thickness of 1500 m. Choke is a broad flat symmetrical shield made up of

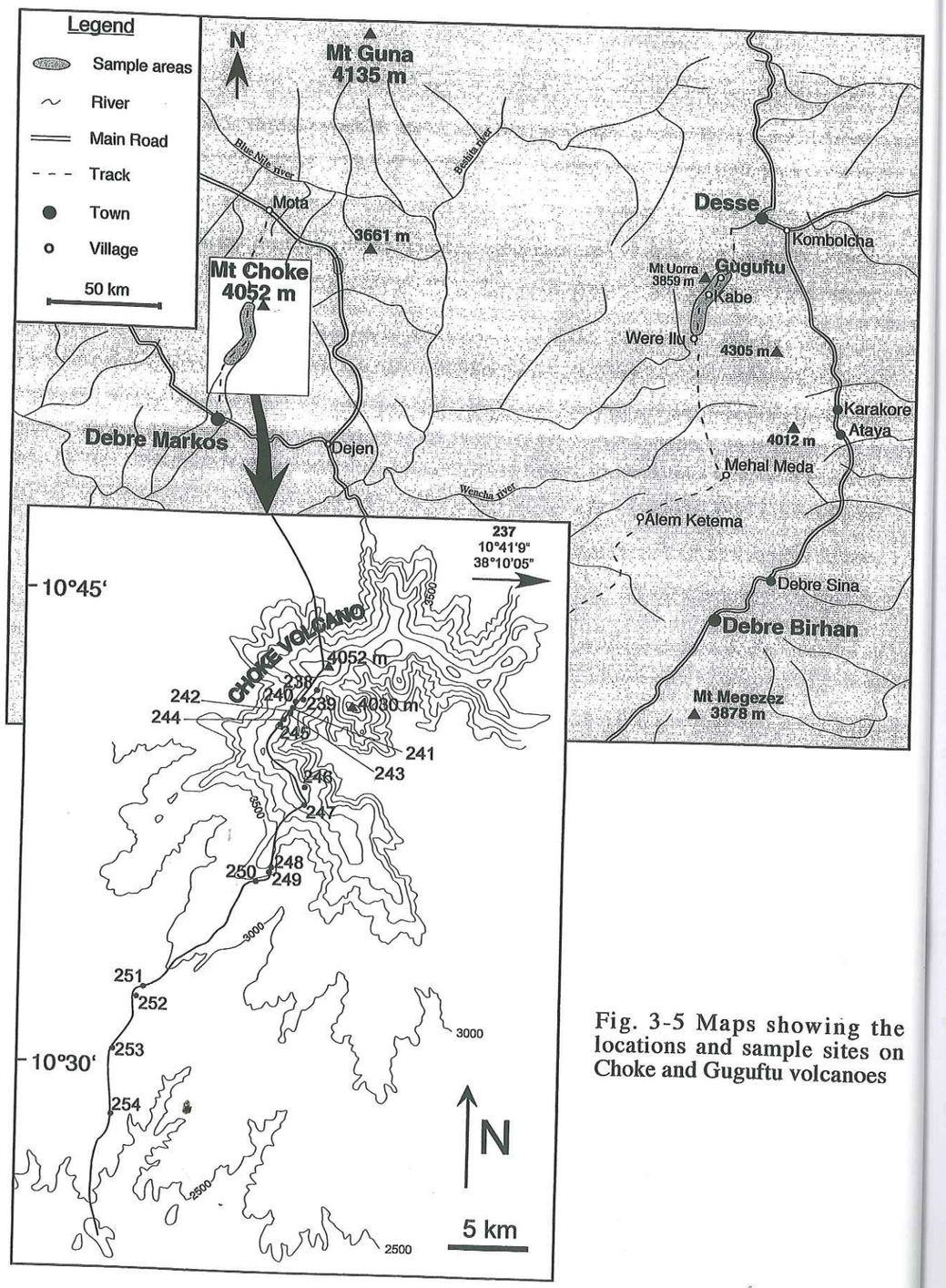


Fig. 3-5 Maps showing the locations and sample sites on Choke and Guguftu volcanoes

dominantly of lava flows that extend radially out from the central conduit with dips of less than 5°. Most of the volcano consists of massive basaltic flows that are morphologically similar to those of the Simien volcano (Fig. 3-6). Some are aphyric, others porphyritic with phenocrysts of plagioclase ± clinopyroxene ± olivine. Felsic rocks — trachytic and rhyolitic flows and fragmental units — are limited to the upper 300-400 m of the present volcano.

We obtained two new $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages for the Choke shield. A sample of quartz-phyric rhyolite from an altitude of 3870 m, about 200 m below the present summit, gave a plateau age of 22.4 ± 0.3 Ma and an isochron age of 23.0 ± 0.3 Ma. A second basaltic sample from 2680 m, near the base of the shield, yielded a plateau age of 23.01 ± 0.23 Ma and an isochron age of 19.6 ± 1.53 Ma. The age of the underlying flood volcanics is poorly known, being constrained only by an age of 29.4 ± 0.3 to 26.9 ± 0.7 reported by Hofmann (1997) for basalts from the Blue Nile valley which is about 80 km east from the volcano. However, if we accept this age, it appears that the Choke volcano erupted during a short time interval about 23 Ma ago, some 4 m.y. after emplacement of the underlying flood volcanics.

The Guguftu volcano is located about 50 km south of the town of Desse (Fig. 3-5), close to the western margin of the Ethiopian rift and in a region of considerable deformation and erosion. For this reason the overall form of the volcano is not easily established. We sampled the volcano along the road between the villages of Were Ilu and Guguftu which passes about 2 km SE of the 3859 m summit of Uorra, the highest peak in the region.

The majority of rocks are highly porphyritic basalts containing phenocrysts of olivine, clinopyroxene and plagioclase (Fig. 3-6). As in the Choke volcano, trachytic volcanic units form a minor component of the volcanic pile in the upper part of the sampled sequence. A lahar composed of all rock types encountered in the region is located in the middle of the sequence. A feature that distinguishes Guguftu from the other volcanoes is the presence of numerous mafic and felsic dykes oriented between 000° and 045°.

We dated three samples from Guguftu volcano. The first, a feldspar-phyric rhyolite from an altitude of 3405 m at the top of the shield sequence gave a plateau age of 23.3 ± 0.3 Ma and an isochron age of 23.8 ± 0.3 Ma. The second sample was a plag-cpx-ol-phyric basalt from a volcanic plug that intrudes basaltic flows in the lower part of the shield. This sample yielded a

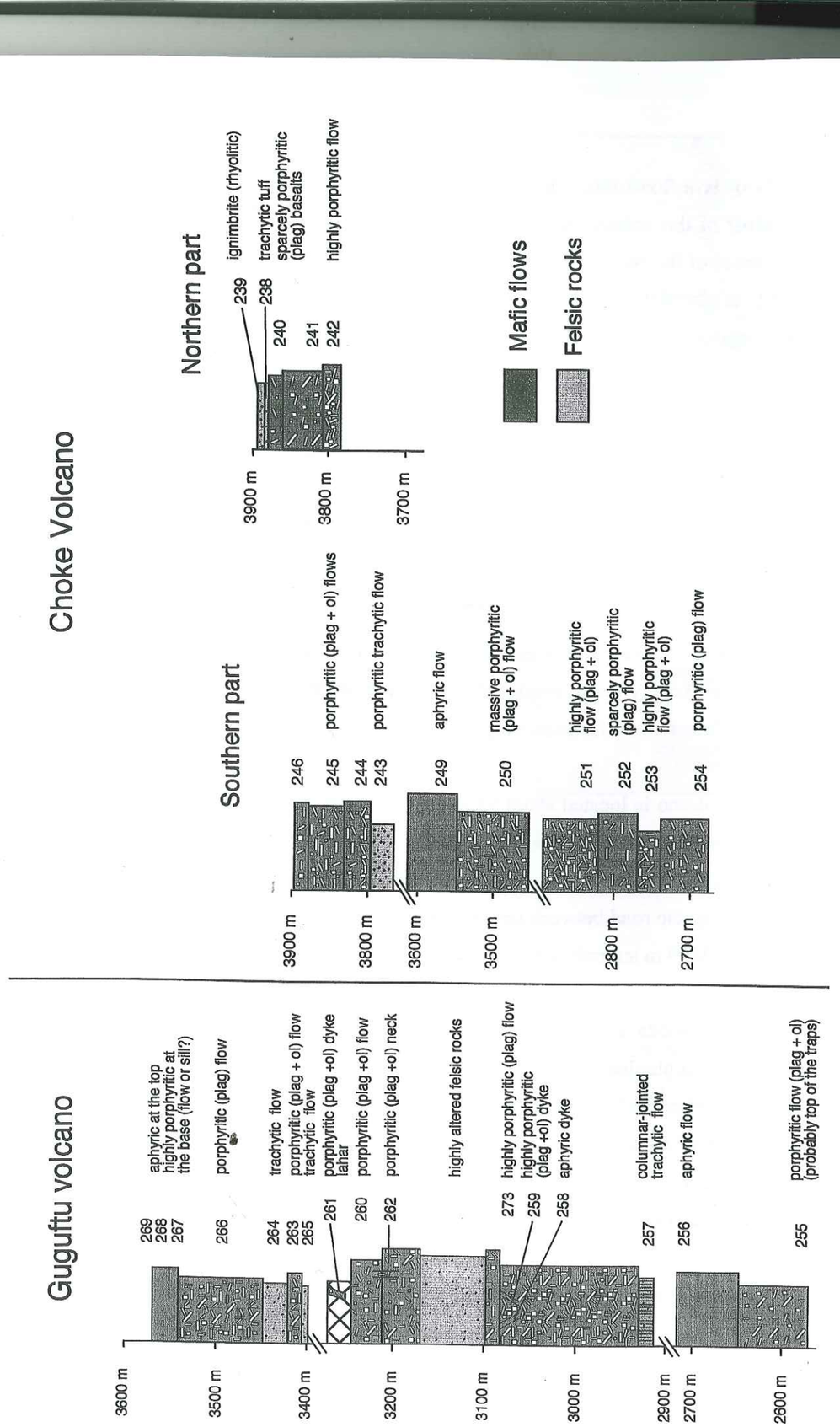


Fig. 3-6 Logs of sampled sections through Choke and Guguftu volcanoes.

18.58 ± 0.24 plateau age. The third sample, another plag-cpx-ol-phyric basalt, was taken at an altitude of 2585 m that should be in the upper part of the flood-volcanic sequence. This sample gave a plateau age of 19.1 ± 1 Ma but all the end of the spectra gave an age between 23 and 30 Ma, because of an excess of Ar. The isochron age is 23.5 ± 1 Ma. This sample was collected 5 m from a felsic dyke and maybe that it intrusion partially perturbed the Ar/Ar system. The nearest previous dated samples in the traps are from the Wegel Tena section, about 50 km North from Guguftu and yield ages from 30.2 ± 0.1 to 28.2 ± 0.1 (Hofmann, 1997). These ages are far older than ours and imply that either the dyke warmed it surrounding enough to opened the Ar/Ar system or the sampled flow was still part of the shield volcano.

3-5- Petrography of mafic rocks of the shield volcanoes

The emphasis has been placed on the rocks of the shield volcanoes because the flood basalts have been well described in papers by Mohr & Zanettin (1988), Pik et al. (1998, 1999). The felsic rocks are described by Ayalew (1999) and are not treated here.

Some of the more important petrographic features of the main Simien Shield are:

1- There is little systematic variation in the characteristics of the dominant basaltic rocks from the base of the flood volcanic sequence to the summit of the volcano. Instead we see a seemingly random alternation of aphyric, sparsely phyric and highly porphyritic lavas (Figs. 3-3 and 3-4). The phenocryst phases are plagioclase and clinopyroxene (ubiquitous) and olivine (present in most samples). Because an effort was made to sample the massive interiors of the flows, most of our samples are sparsely or non vesicular.

2- Series of plagioclase-phyric basalts (>20%) occur in at least two intervals in the main Simien shield, at 1800-1900 m and 2000-2150 m. These rocks are petrologically similar to the porphyritic trachybasalts of the upper part of the Lima-Limo section, but they do not contain the remarkably high abundance of phenocrysts of the latter rocks, nor do they have their distinctive chemical compositions. Olivine phyric basalts also occur throughout the stratigraphic sequence, at the base and around 2500 m and 2700 m.

3- The trachybasalts on the upper western flank of Simien contain abundant (to 60%), very large (up to 3 cm long) phenocrysts of plagioclase and less abundant smaller phenocrysts

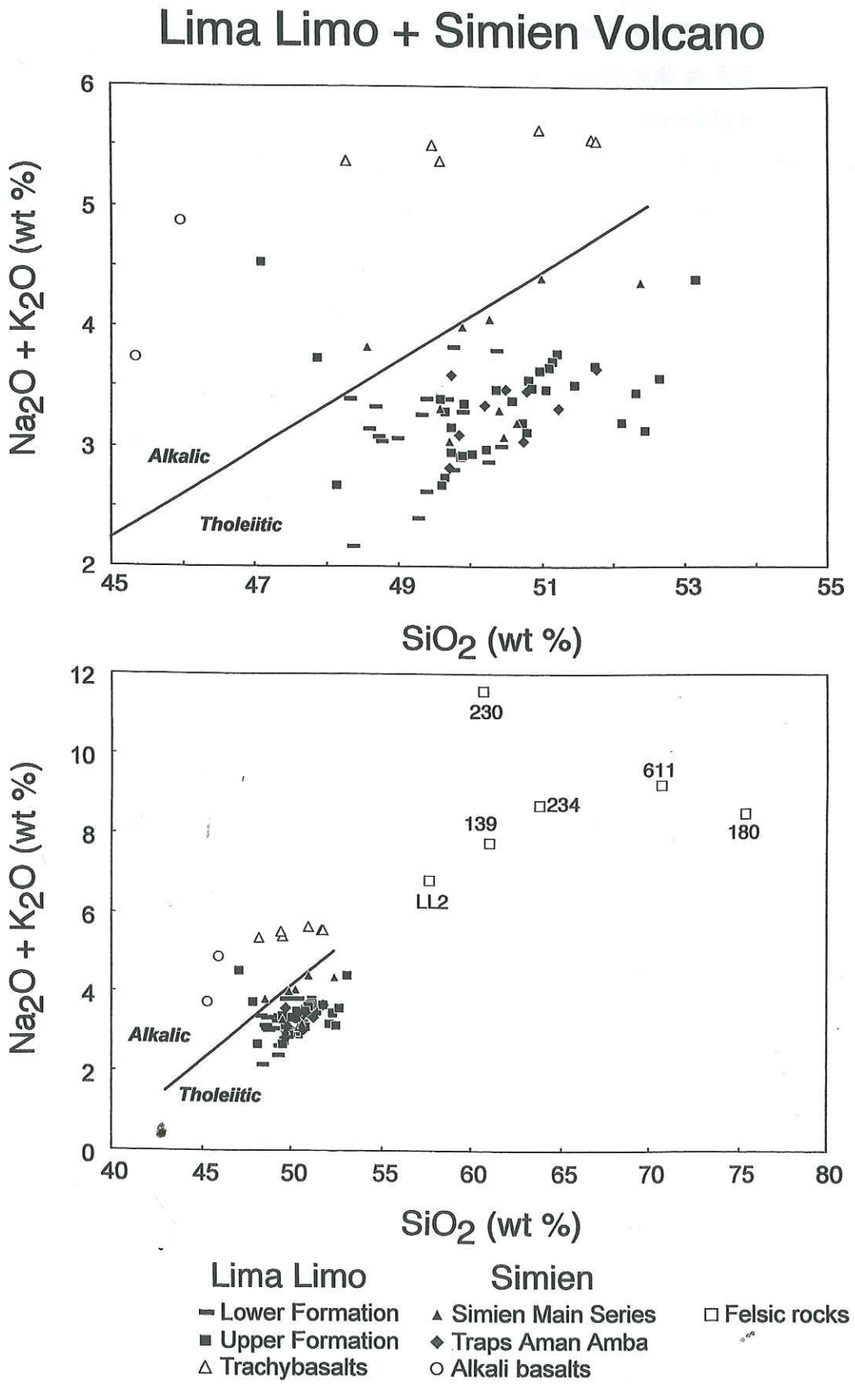


Fig. 3-7 Diagrams illustrating the dominant major-element characteristics of samples from the Simien volcano and underlying flood basalts

of clinopyroxene. Olivine phenocrysts are present in some samples. The matrix consists of plagioclase, clinopyroxene, opaque minerals and olivine.

4- The basalts of the uppermost series on the upper western flank of Simien are distinguished by the presence, within the volcanic groundmass, of small equant olivine grains. This feature provides clear evidence of their alkaline character. Investigation of thin sections of samples from the second flow in this series, the one that contains the lherzolite xenoliths, reveals the presence of abundant xenocrysts of olivine, in addition to megacrysts of clinopyroxene and spinel. These xenocrysts are distinguished from phenocrysts by their irregular form, broken margins, signs of internal deformation, and distinctive chemical compositions. They are described in detail in a separate paper on mantle xenoliths and megacrysts from various localities in Ethiopia (Ayalew et al. in prep).

The basalts from Choke and Guguftu volcanoes (Fig. 3-6) are superficially similar to those of the main Simien series. Almost all our samples are plagioclase phyric and most also contain olivine and clinopyroxene phenocrysts. What distinguishes the basalts from Choke and Guguftu volcanoes from those of the Simien basalts is the presence of small grains of olivine in matrix. The clinopyroxene grains have a distinct pink-brown tint indicating a high Ti content. These features indicate that these basalts belong to the alkaline magma series, a characteristic that in the Simien volcano is restricted to the thin veneer of lavas on the western flank.

As in the Simien volcano, the majority of samples are affected, to variable degrees, by alteration. Olivine, plagioclase and glass in the matrix are partially, in some samples completely replaced by secondary minerals, and phases such as chlorite, carbonate, zeolites and clay minerals fill vesicles and fractures.

3-6- Geochemical Data

3-6-1- Major and Trace Element Compositions of Lima-Limo and Simien Basalts

The general characteristics of the basaltic rocks are best illustrated in the total alkalis-silica (TAS) diagram (Fig. 3-7). The flood basalts of the Lima-Limo section and the basalts of the main series of Simien volcano have compositions that plot, with one or two exceptions, in the tholeiitic to transitional field. To simplify subsequent discussion they will be referred to as

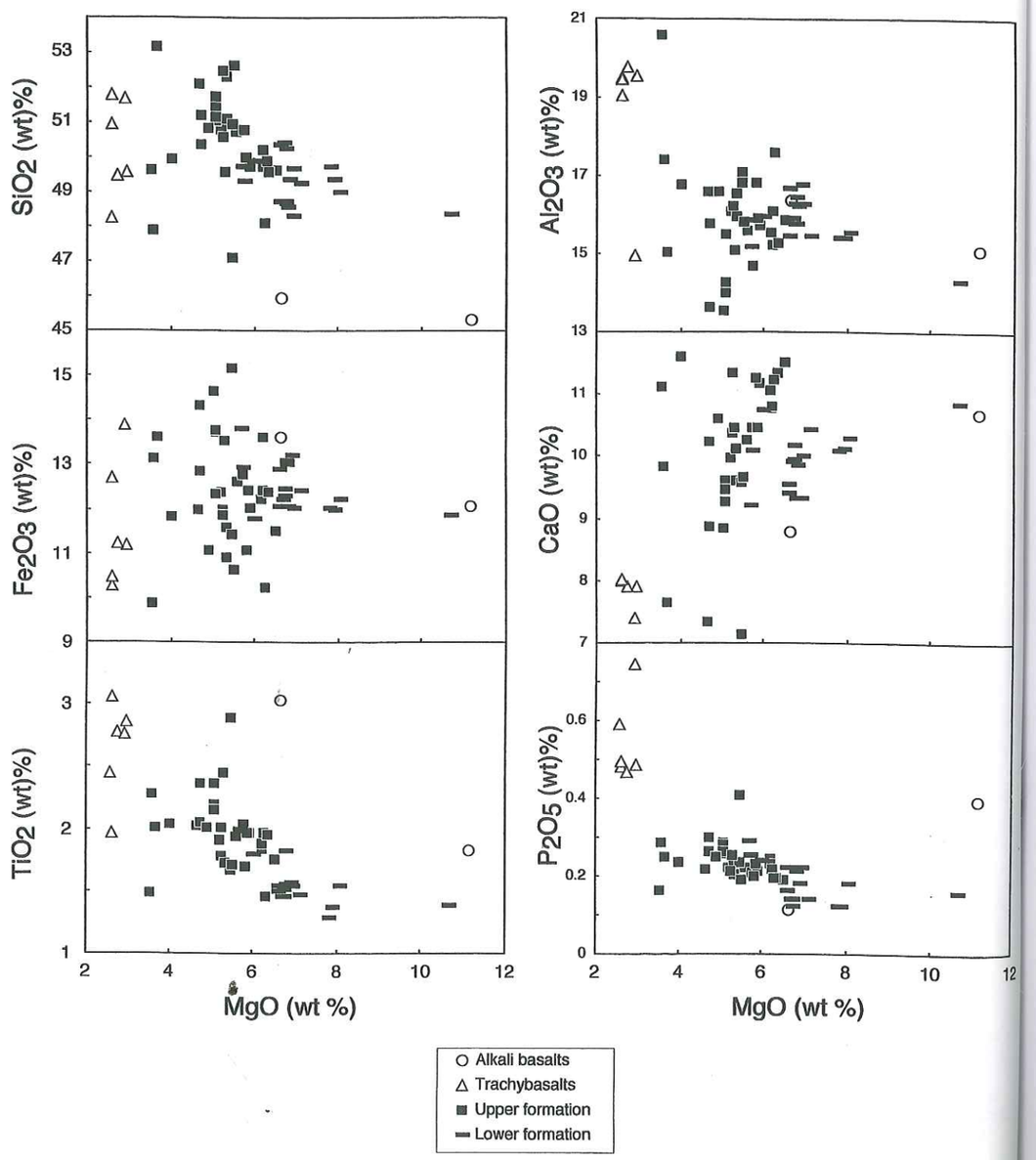


Fig. 3-8 Variations of major-element concentrations in the Simien volcano and underlying flood basalts

tholeiitic basalts. Almost all the other basalts — those from the western flank of the Simien volcano and almost all the rocks from Choke and Guguftu — have generally lower SiO_2 contents and/or higher Na_2O+K_2O and plot in the alkali field. The distinction extends to other incompatible major and trace elements: the trachybasalts and the alkali basalts of Simien volcano, for example, have moderately high TiO_2 and very high Zr, La and Th, compared to the flood basalts (Figs. 3-8 and 3-9).

In MgO variation diagrams (Fig. 3-8), the mafic rocks of Lima-Limo section and Simien shield are seen to have show a relatively restricted range of compositions. Accumulation of plagioclase explains part, but not all, of the more evolved (low MgO, high Al_20_3) compositions of the trachybasalts. It cannot explain, for example, their high contents of TiO_2 and low contents of CaO, elements that are incompatible and compatible, respectively, with plagioclase. Instead the data show that these rocks crystallized, and accumulated plagioclase, from relatively evolved, incompatible-element-enriched magmas. High MgO, low SiO2 and very high contents of incompatible elements distinguish the alkali basalts from the other mafic lavas.

When plotted in mantle-normalized trace elements diagrams like Fig. 3-10, the patterns for Lima-Limo, Aman Amba, and Simien main series basalts have relatively flat light rare-earth elements (LREE), moderately sloping heavy rare-earth elements (HREE), and pronounced negative Th, Nb and Ti anomalies (Figs. 3-10a,b and e). The trachybasalts from the western flank have steeper patterns (Fig. 3-10c), a reflection of their high contents of the more incompatible elements. Their negative Th, Nb and Ti anomalies are even larger than in the flood basalts. In the alkali basalts (Fig. 3-10d), the trend to steeper REE patterns persists: concentrations of LREE are higher and concentrations of HREE are lower than in other basalts. Anomalies of Th and Nb are absent, but the negative Ti anomalies persist.

3-6-2- Stratigraphic Variations of Chemical Compositions within the Flood Basalts and Simien Shield

The relatively constant composition of the flood and shield basalts, from the base of the sequence to the top of the shield volcano, is illustrated in Fig. 3-11. Silica contents range between 48 and 53% and show no up-sequence trends, except for a poorly defined increase in

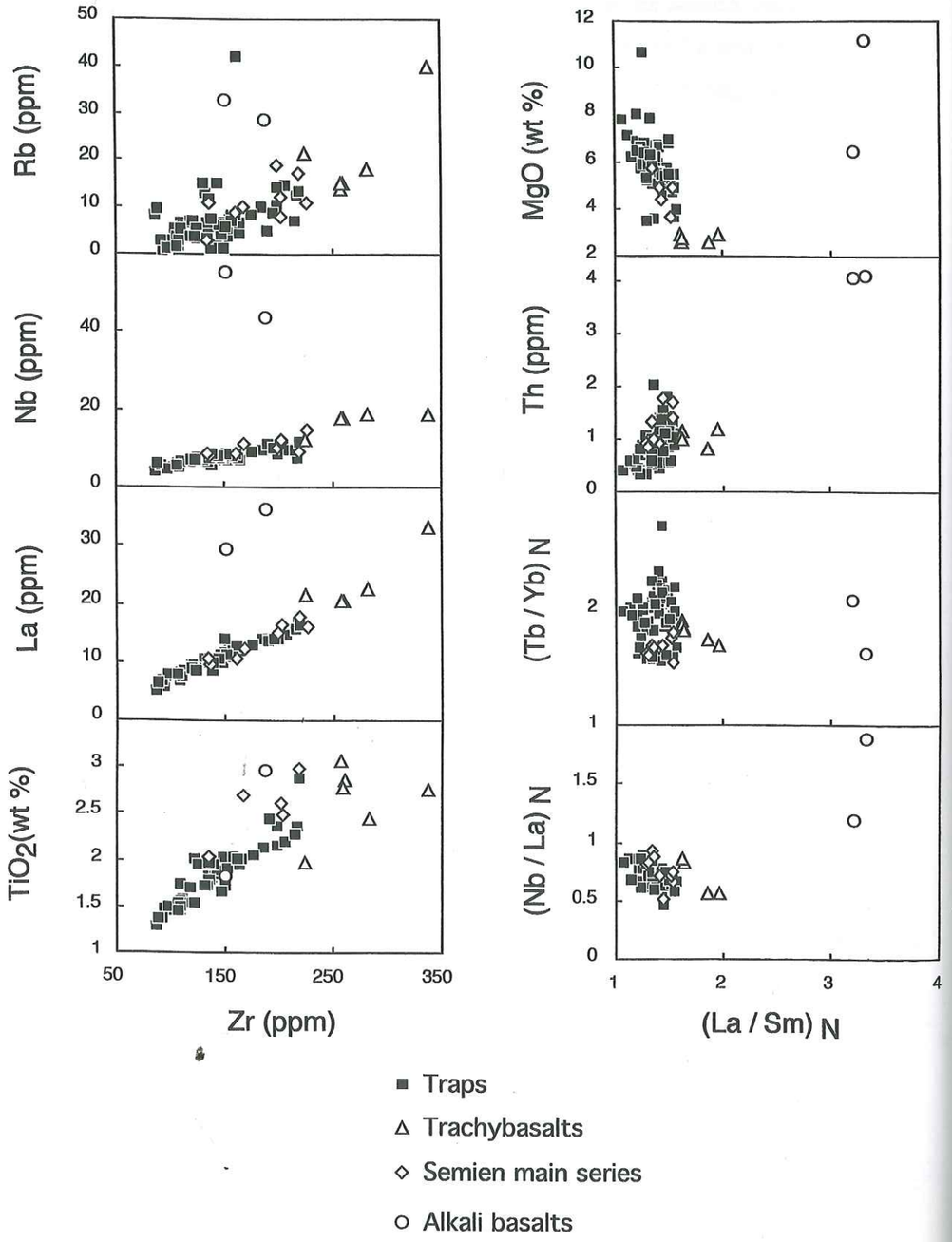


Fig. 3-9 Variations of trace-element concentrations in the Simien volcano and underlying flood basalts

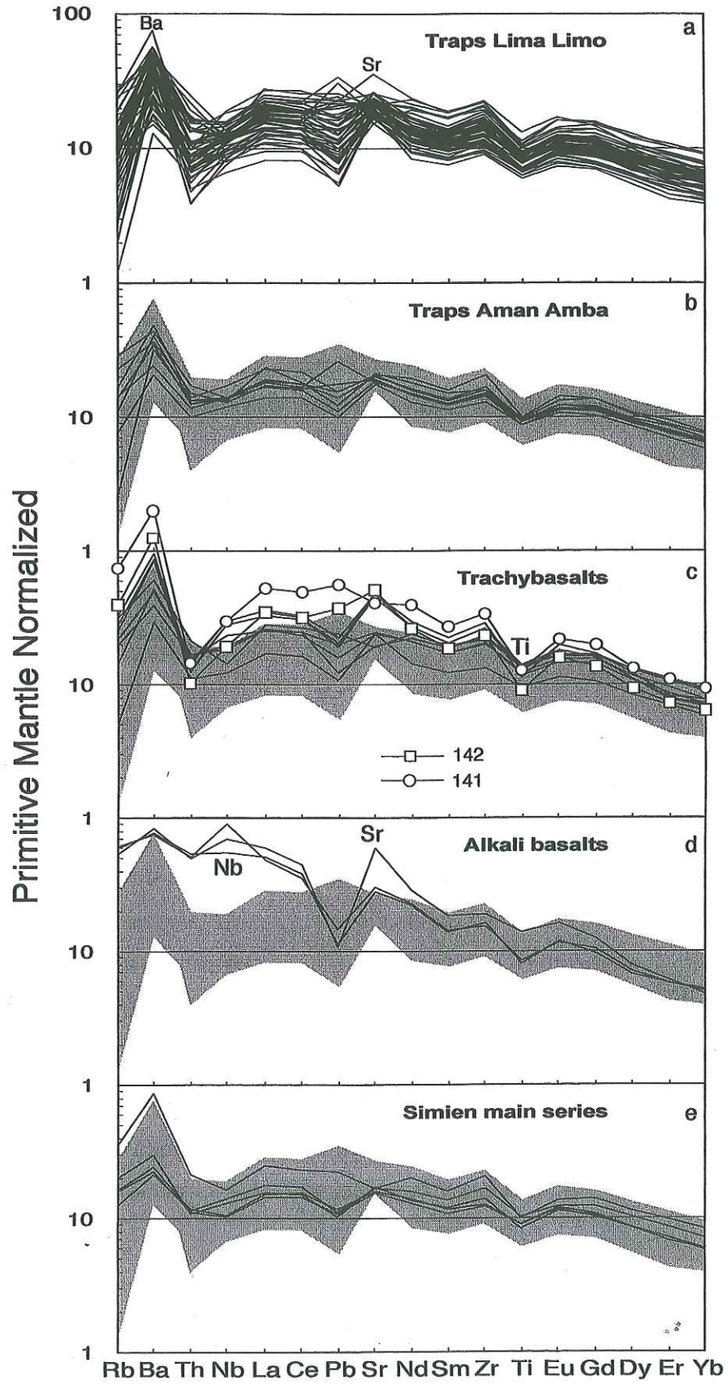


Fig. 3-10 Trace-element concentrations, normalized to primitive mantle (Hofmann, 1988) of samples from the Simien volcano and underlying flood basalts

the interval 1500 to 1800 m. A change in composition is more apparent for TiO_2, K_2O and Ce, which increase significantly in this interval, and for MgO, whose concentrations decrease.

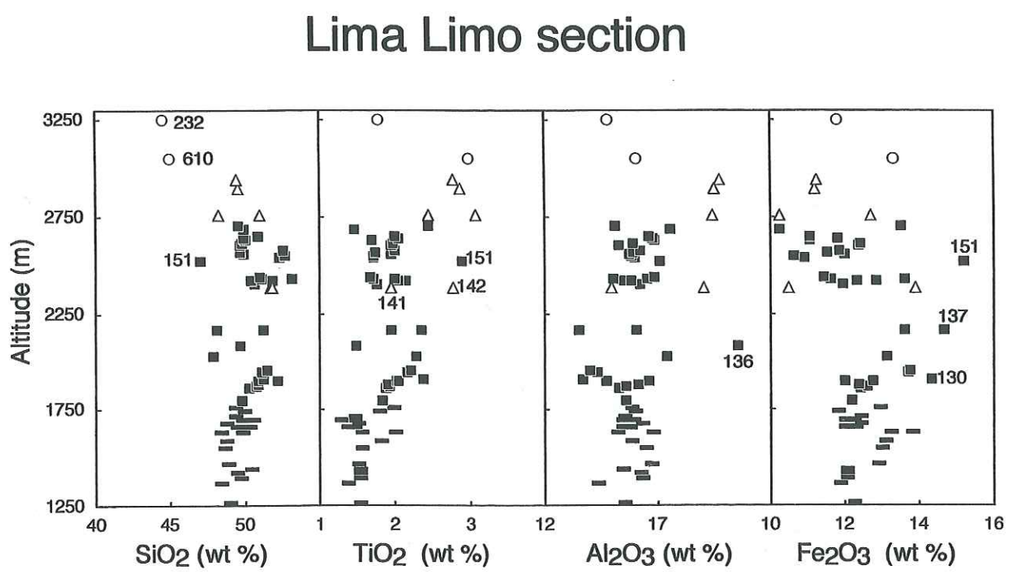
The distinctive compositions of the trachybasalts are also evident. The five samples that form the lower portion of the shield volcano in the Lima-Limo section (in the interval 2700-3000m), and also the two lava flows intercalated with the flood basalts (between 2300-2400m), are distinguished by low MgO, high TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5 and K_2O, and high Ba, Sr, Zr, La/Sm and Sm/Yb.

The two samples of alkali basalts are plotted at their current altitude of about 3200m, even though they are thought have erupted towards the end of the history of the volcano. As explained in an earlier section (*Sample Locations …*) these eruptions took place low on the western flank of the volcano and these rocks are stratigraphically younger than much of the main series. The alkali basalts have far higher MgO contents than the other basalts (reflecting their high olivine contents) and far lower SiO_2 contents. However, their levels of alkalis and incompatible trace elements are comparable to, or higher than, those of the other basalts.

3-6-3- Choke and Gugufțu volcanoes

In all important respects, the petrological and geochemical characteristics of our samples of mafic lava from the two younger shields are identical to those of the later veneer of alkali basalt on the Simien volcano. The samples from Choke volcano are petrologically more evolved and their compositions are influenced by the accumulation of plagioclase phenocrysts, but despite this difference, the critical geochemical features that characterize the alkali basalts remain. These features include high concentrations of incompatible elements, sloping normalized trace element patterns, and positive, not negative Nb anomalies. Also notable are the relatively low contents (compared with elements of similar compatibilities) of Th and Ti (Fig. 3-12).

Our sampling was not sufficiently detailed to investigate stratigraphic variations in the compositions of the volcanoes. The 16-17 samples from each volcano reveal no systematic up-section variations.



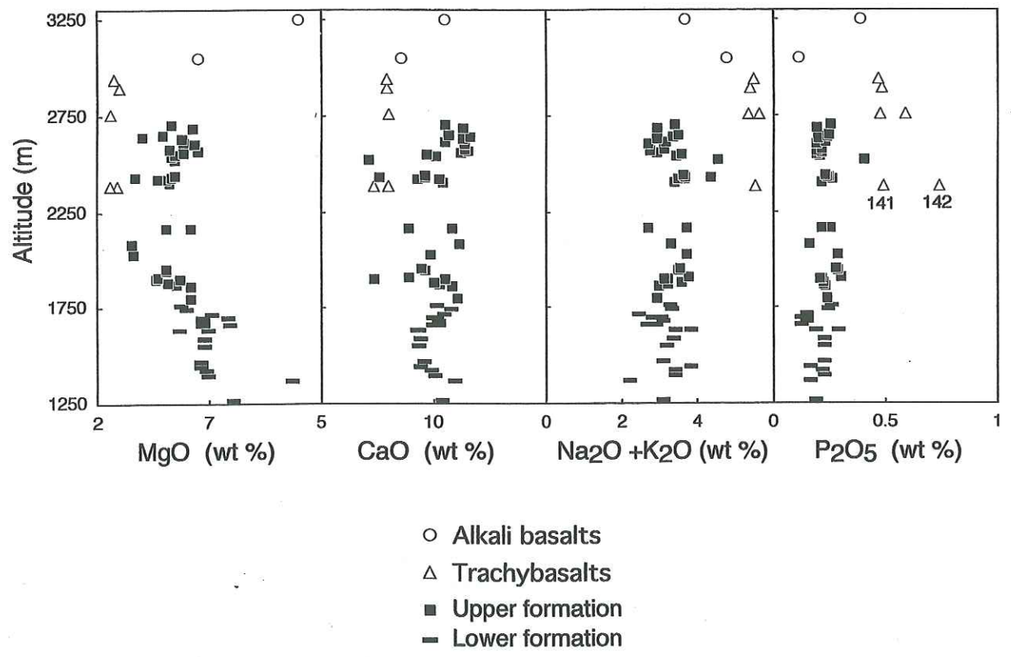


Fig. 3-11a Diagrams showing variations of major elements with stratigraphic height in the Simien volcano and underlying flood basalts

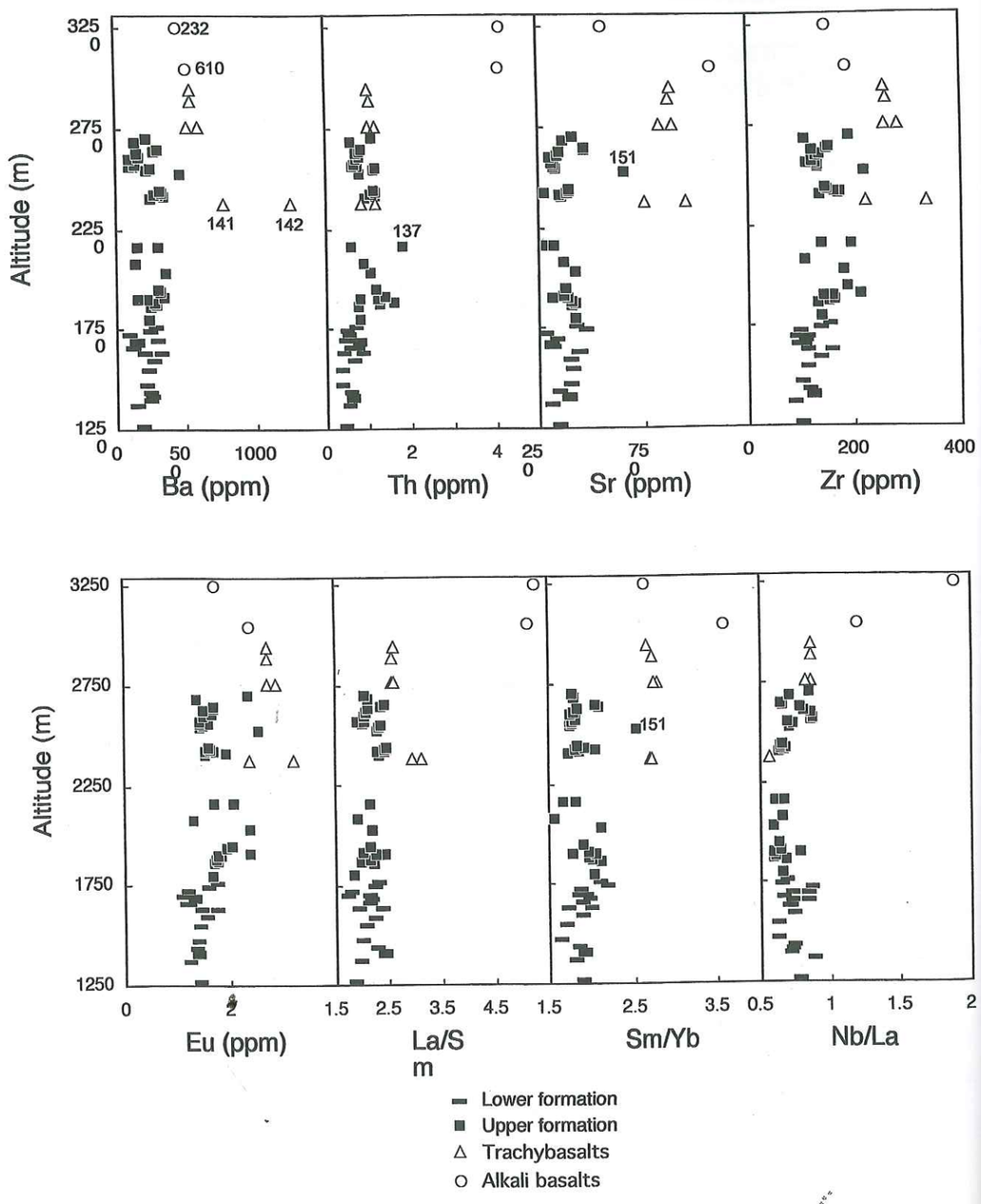


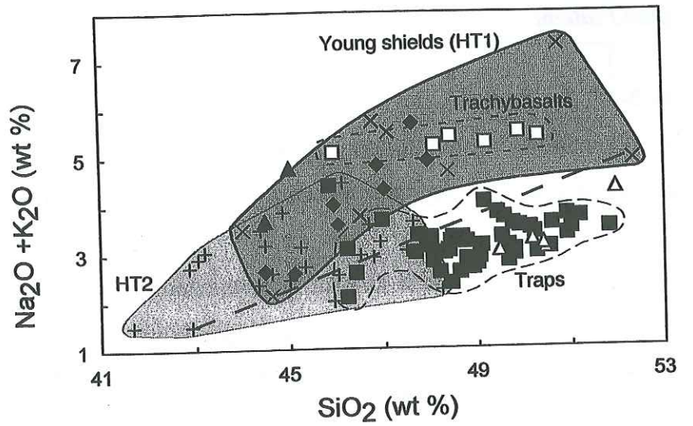
Fig. 3-11b Diagrams showing variations of trace elements with stratigraphic height in the Simien volcano and underlying flood basalts

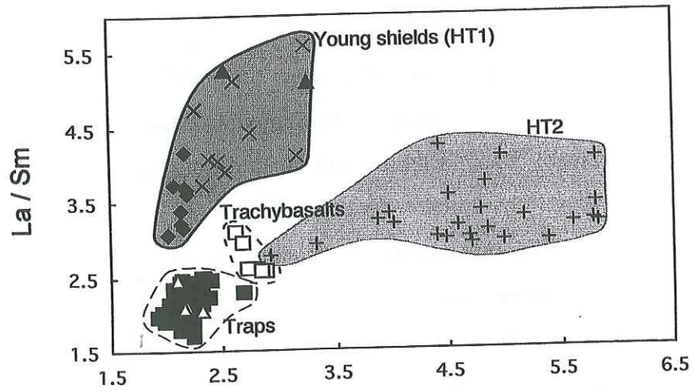
3-6-4- The Compositions of the Three Shield Volcanoes compared with Other Rocks from the northern Ethiopian Plateau

In Figs. 3-12 to 3-14, the compositions of our samples are compared with literature data representing the compositions of flood basalts and other shields from throughout the northern part of the Ethiopian plateau. The diagrams show that the compositions of basalts from Choke and Guguftu volcanoes, and from the late veneer on the Simien volcano, coincide with those of Pik et al.'s HT1 type of flood basalt. Absent from our collection are two other types of magma: the HT2 magma type of flood volcanic; and the silica-undersaturated rock types (basanites, nephelinites and phonolites) reported by Zanettin et al. (1974,1976) from some of the younger shield volcanoes.

In Figs. 3-12 to 3-14, we attempt to synthesis, using our published and unpublished data and all available literature chemical analyses, of the complex distribution of magma types in the northern Ethiopian Plateau. The Simien shield and underlying flood basalts appear to be unique in the sense that they consist predominantly of LT-type tholeiites with low concentrations of incompatible trace elements. As pointed out by Pik et al. (1999), these are the only rocks from the plateau to show clear indications of crustal contamination: their negative Nb anomalies are illustrated in Fig. 3-9 and 3-10 and their high Sr and low Nd isotope ratios are discussed in the following section). Pik et al. (1999) proposed that rock of the LT series are restricted to the northwestern part of the plateau. Our sampling, and the analyses reported by Zanettin et al. indicate, however, that a thin sequence of LT tholeiites is present at the base of the flood-basalt sequences in other parts of the plateau. Two notable examples are the sequence north of the town of Sekota (Fig. 3-1), where the lowest 300m of the volcanic sequence consists of LT tholeiites, and in the Nile Valley, where Zanettin et al's data show the same type of rock at the base of the sequence, immediately overlying the sedimentary series.

We therefore consider that although the LT type of basalt erupted mainly in the northwestern part of the province, where it formed the flood-basalts and the overlying shield volcano, it was not restricted to this region. Instead it spread out farther, to form the lowermost flows over a large part of the northern plateau. The relations between the various types of volcanism are shown schematically in Fig. 3-15.





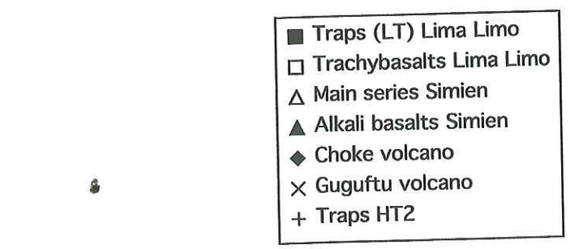
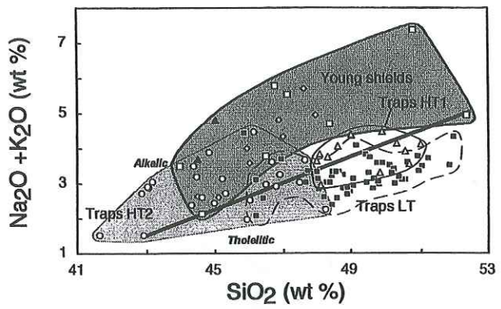
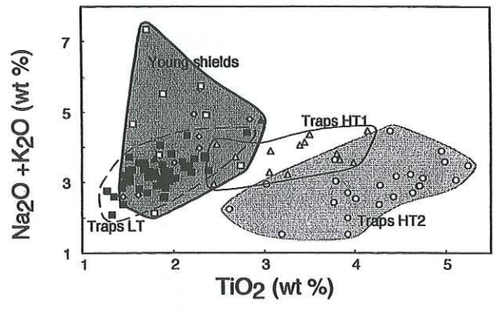
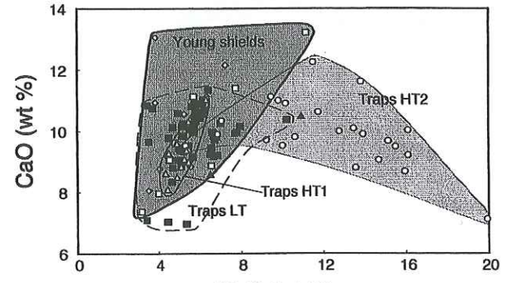
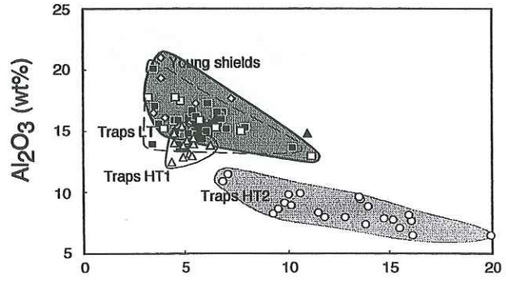


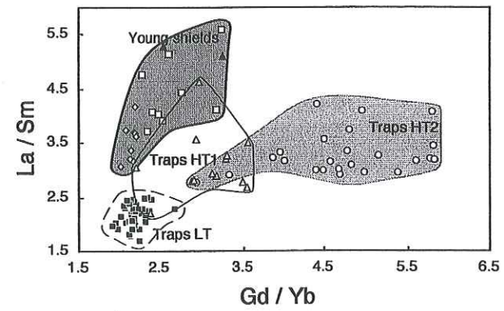
Fig. 3-12 Major and trac element characteristics of samples from Choke and Guguftu volcanoes, compared with rocks from other parts of the northern plateau. Data from this study, Pik et al. 1999, and unpublished.











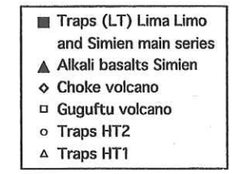
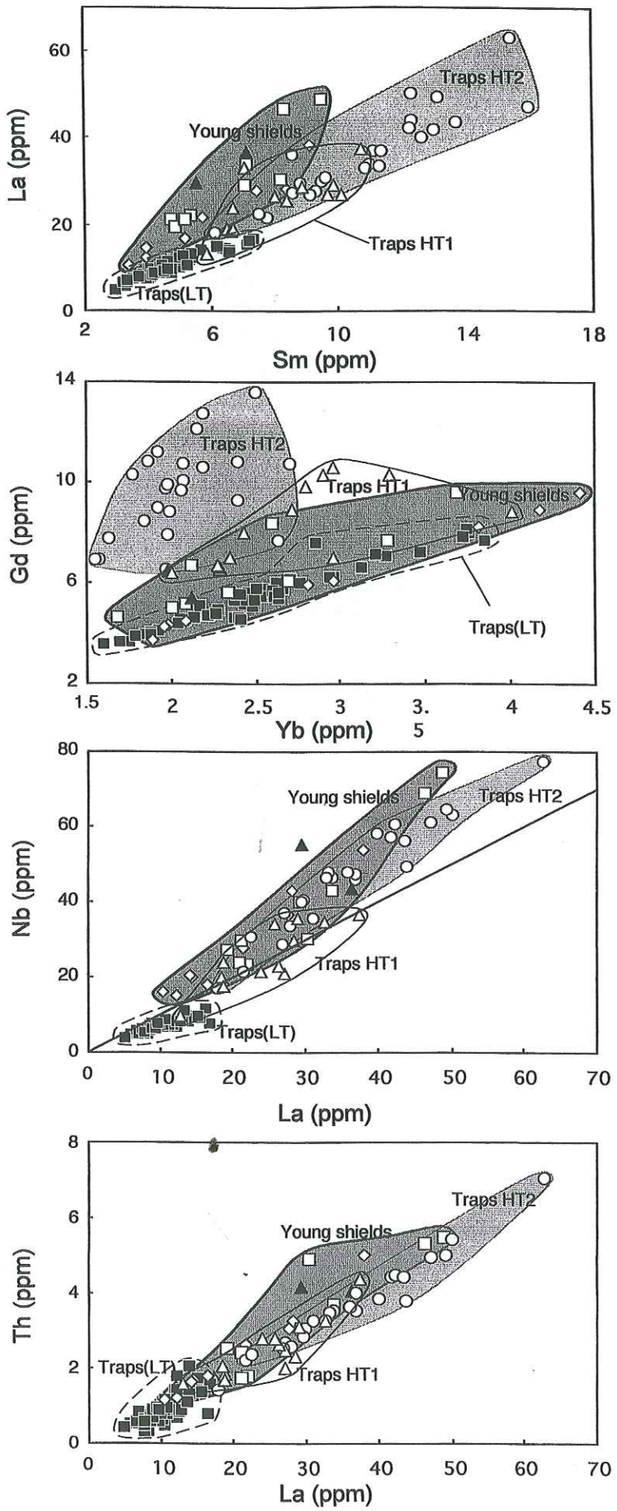


Fig. 3-13a Major and trac element characteristics of samples from Choke and Guguftu volcanoes, compared with those of the underlying HT1 flood basalts and with rocks from other parts of the northern plateau. Data from this study, Pik et al. 1999, and unpublished.



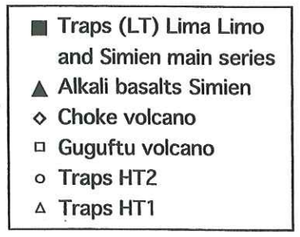


Fig. 3-13b Trace element characteristics of samples from Choke and Guguftu volcanoes, compared with those of the underlying HT1 flood basalts and with rocks from other parts of the northern plateau. Data from this study, Pik et al. 1999, and unpublished.

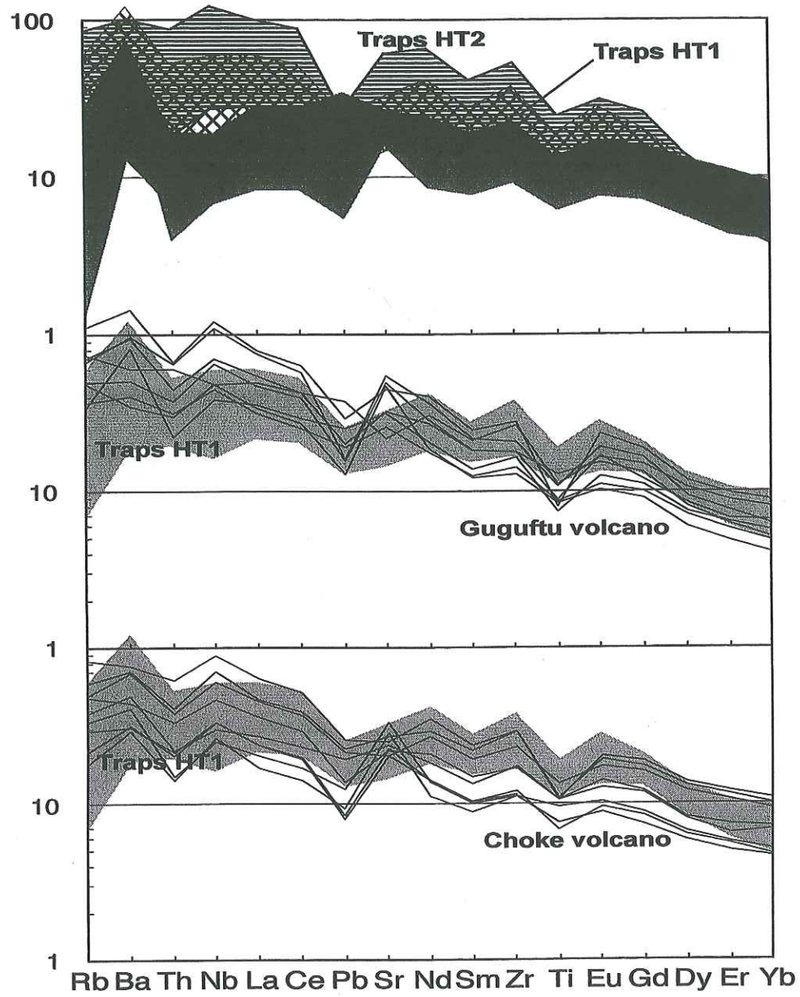


Fig. 3-14 Trace-element concentrations, normalized to primitive mantle, (Hofmann, 1988) of samples from the traps, Choke and Guguftu volcanoes, compared with those of the underlying HT1 flood basalts

In a parallel manner, the HT1 type of alkali basalt is found in both the flood-basalt sequences and in the shield volcanoes in other parts of the plateau. In these regions as well, the distinction between flood basalts and shield appears to depend on the style of volcanic eruption, and not on the magma type.

The spatial relationship between the two types of flood-basalt (LT and HT) and the magmas that form the shield-volcanoes is unclear. The HT2 type of volcanic rock appears to be restricted to the region bounded by the towns of Desse, Lalibela and Meychew, and the silica-undersaturated rocks are found in only some of the younger shields. More work is needed to establish the spatial and chronological relationships between the various magma series.

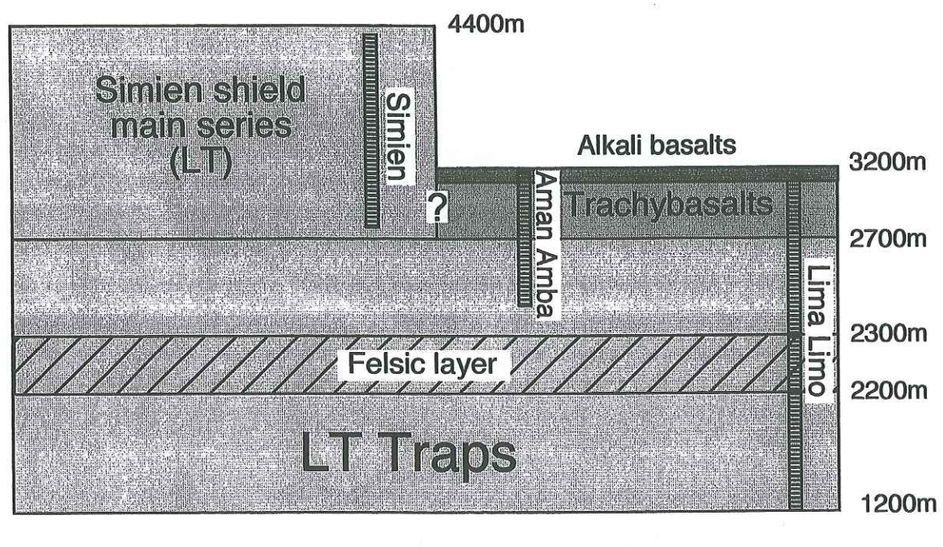
3-6-5- Isotopic Compositions

The isotopic compositions of rocks from the northern part of the Ethiopian plateau, both our new data and data from the literature, are illustrated in Figs. 3-16. Although there are some differences between the compositions of the LT tholeiites and the other rocks, which we, like Pik et al. (1999), attribute to crustal contamination, the striking feature of the data is the restricted range of compositions. Despite differences of almost an order of magnitude in the concentrations of elements like Th or La between the LT and HT2 basalts, the differences in Sr, Nd and Pb isotope compositions are relatively minor. To underline this point we emphasize that the rocks that have undergone crustal contamination, a process that normally increases the concentrations of incompatible elements, have far lower contents of these elements than the uncontaminated basalts. The message is that a source, or several sources with similar isotopic compositions, melted to produce magmas with vastly different trace-element concentrations. In the following section we discuss the nature of this process.

3-7- Discussion

3-7-1- Is the Ethiopian Plateau a Typical Flood Basalt Province?

The image of the Ethiopian volcanic province given in the literature is very different from that of a "normal" flood basalt province. The type examples of flood basalts, such as those of



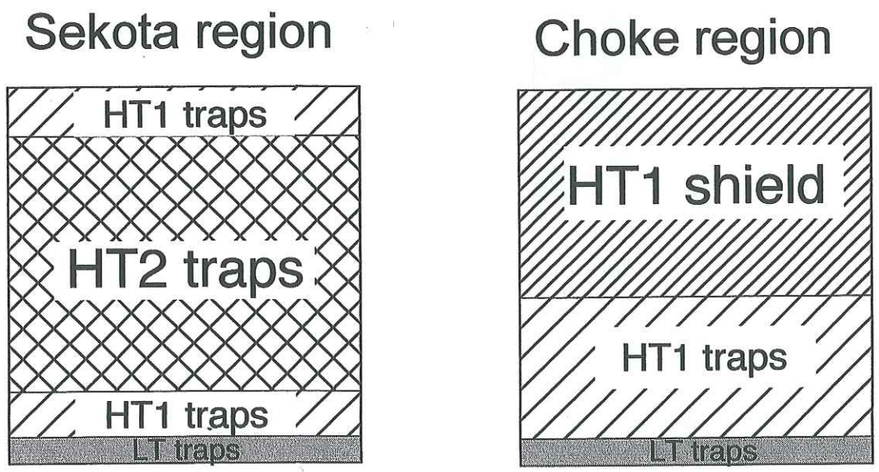
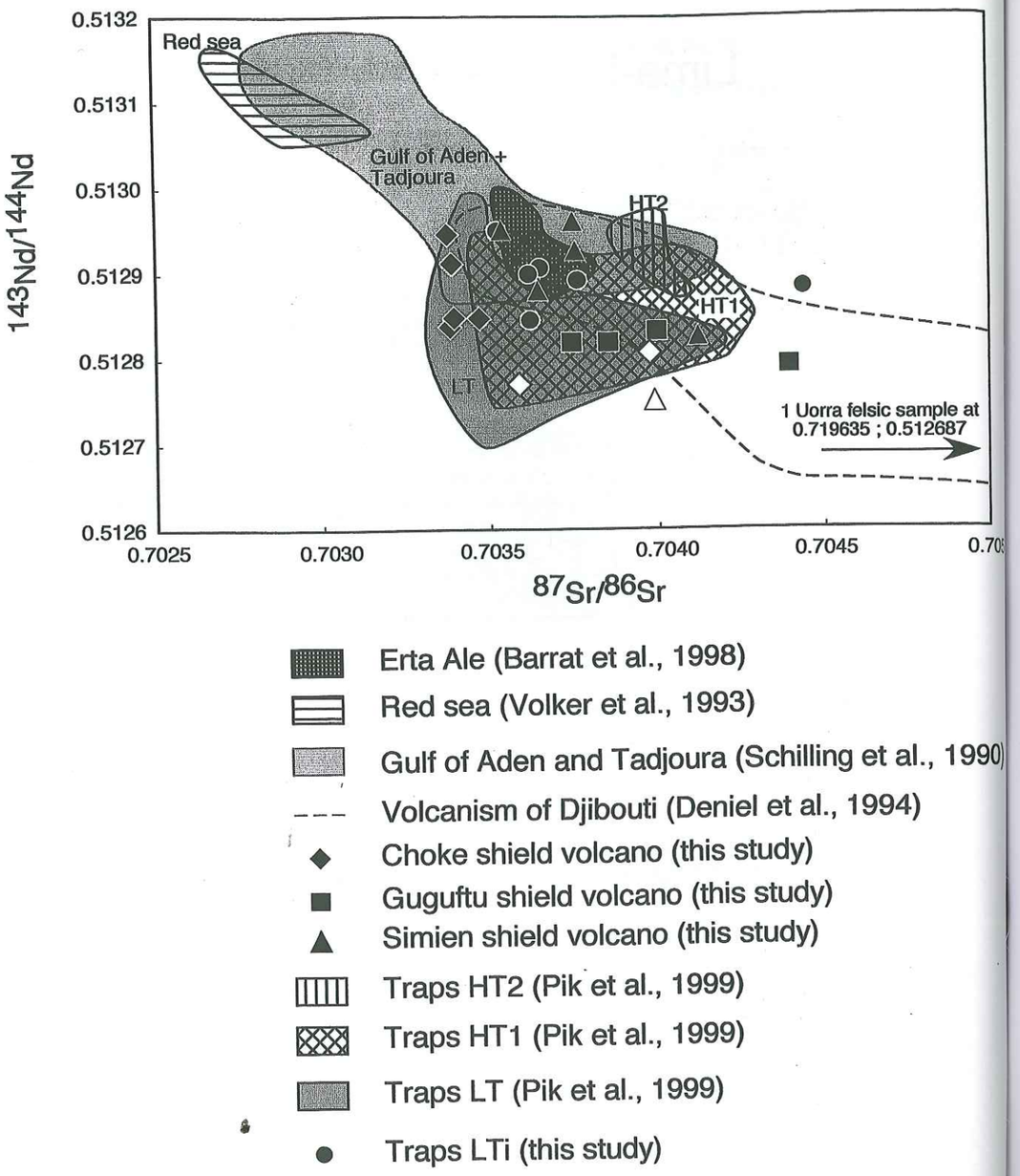


Fig. 3-15 Schematic diagrams illustrating the distribution of magma types in the Simien volcano and flood volcanics and in other parts of the northern Ethiopian plateau.



Only traps and shield volcanoes are age corrected.
Black symbols: mafic rocks; white symbols: felsic rocks

Fig. 3-16a Nd and Sr isotopic ratios from the Simien, Choke and Guguftu volcanoes, compared with those of rocks from throughout the northern plateau. Data from this study, Pik et al. 1999.

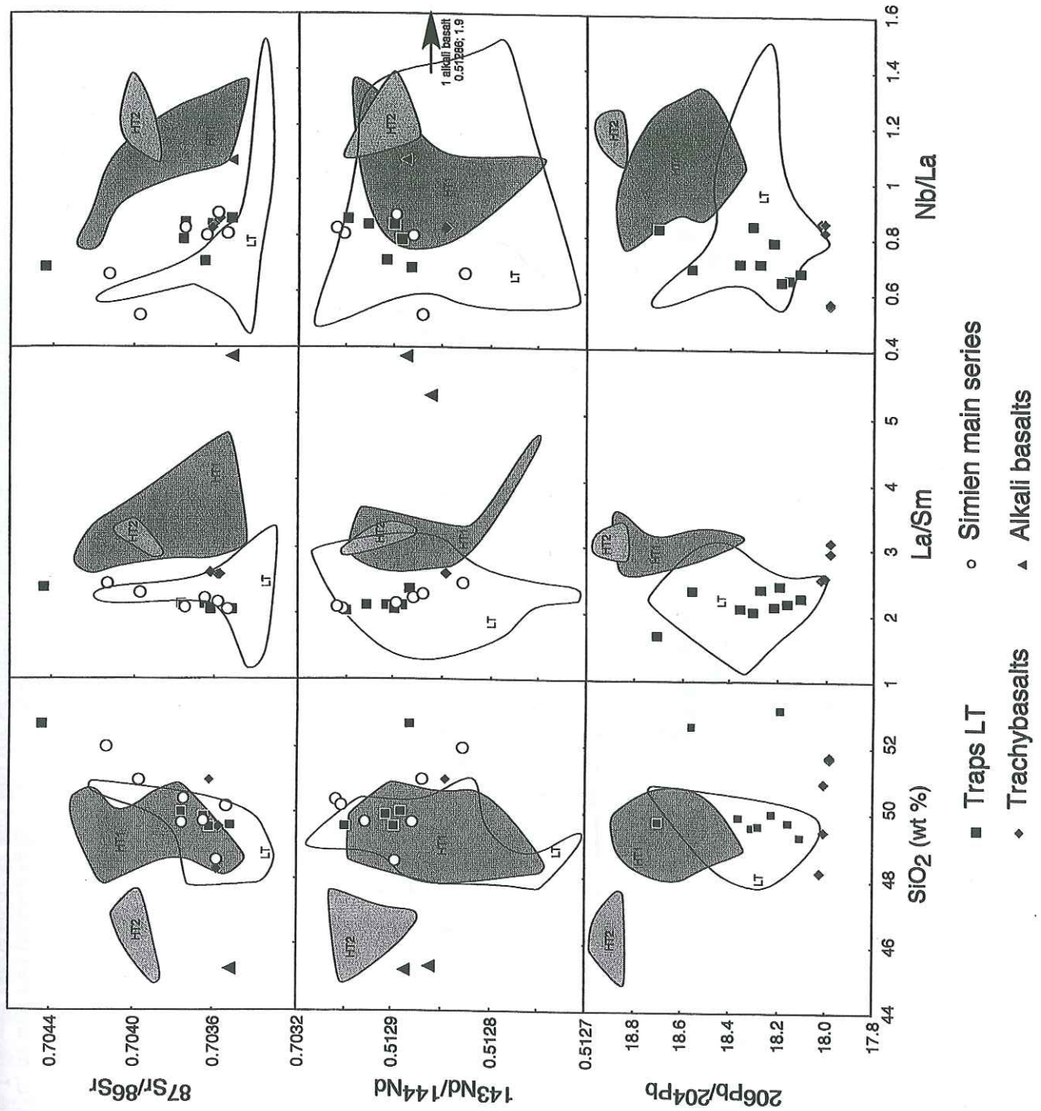


Fig. 3-16b Isotopic ratios (Nd, Sr and Pb) plotted against SiO2, La/Sm and Nb/La for samples from the Simien volcano and underlying flood basalts Isotopic ratios (Nd, Sr and Pb) for samples from Choke and Guguftu volcanoes, compared with those of rocks from throughout the northern plateau. Data from this study, Pik et al. 1999.

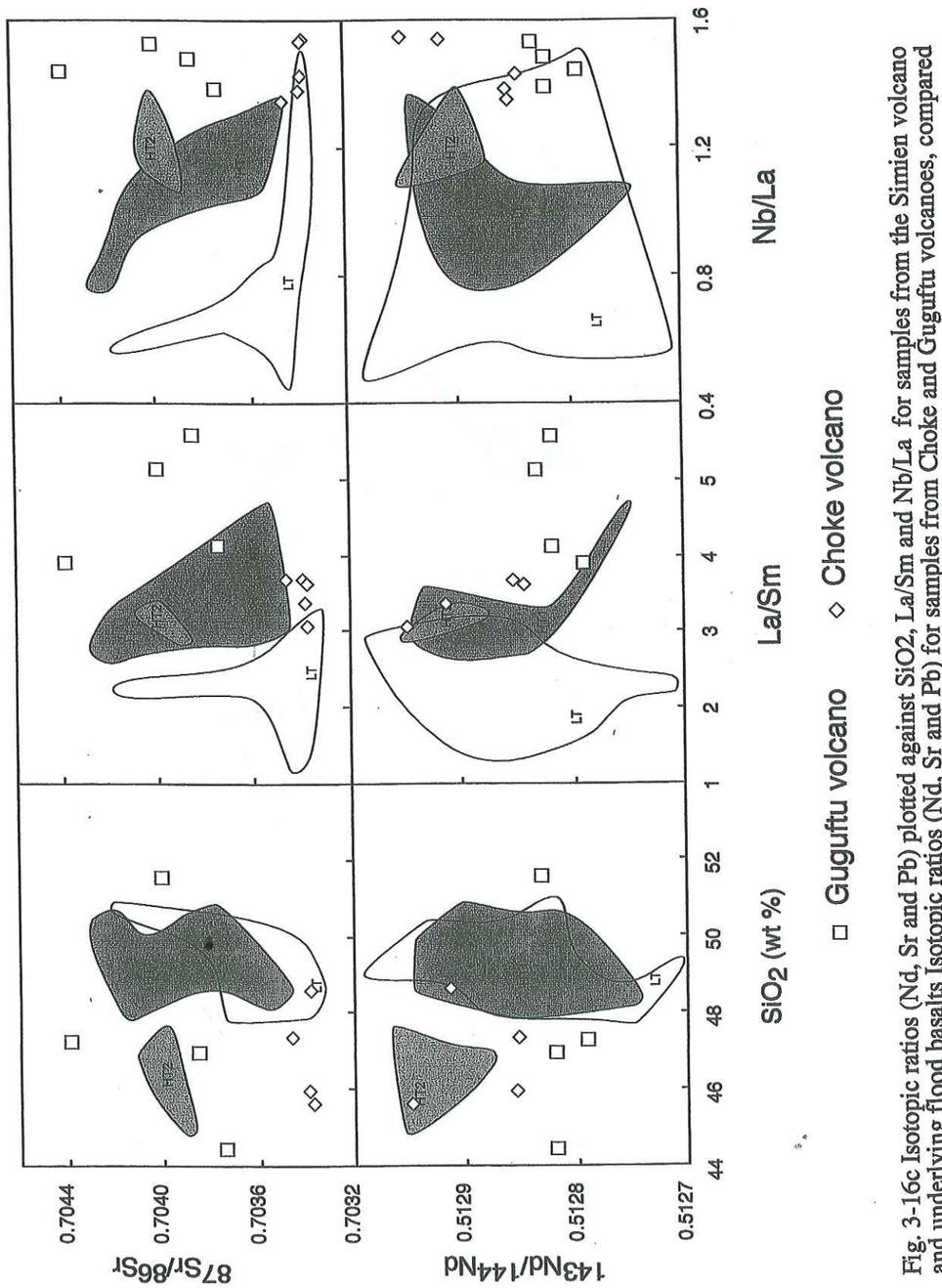


Fig. 3-16c Isotopic ratios (Nd, Sr and Pb) plotted against SiO2, La/Sm and Nb/La for samples from the Simien volcano and underlying flood basalts Isotopic ratios (Nd, Sr and Pb) for samples from Choke and Guguftu volcanoes, compared with those of rocks from throughout the northern plateau. Data from this study, Pik et al. 1999.

the Deccan and Karoo provinces, are usually described as thick, monotonous sequences composed of thick, continuous, near-horizontal flows of relatively monotonous, siliceous tholeiitic basalt. In contrast, the descriptions of the Ethiopian province of Mohr & Zanettin (1988), and our own field observations and geochemical data, provide a very different picture. The Ethiopian province appears to consist of an underlying series of tholeiitic to transitional basalts overlain by large and conspicuous shield volcanoes composed of alkaline, sometimes silica-undersaturated, lavas.

Are these differences between the Ethiopian plateau and the other flood volcanic provinces real, or are they mainly apparent, a consequence of differences in the age and extent of erosion of the various provinces, compounded by a distortion of our image of each province that arises from incomplete sampling of these vast volcanic structures?

One undeniable difference is the relatively young age of the Ethiopian province. If the small and in many ways unusual Colombia River basalts are excluded, Ethiopia is the youngest of major volcanic provinces. It is one of the least deformed, and probably the only one in which the uppermost volcanic units are well preserved. Because of the uplift associated with the formation of almost all flood-basalt provinces, their upper reaches are subject to strong erosion. Evidence that the Karoo has suffered such erosion is the lack of crater facies in the kimberlite pipes that cut the Karoo province, which have been eroded down to their root zones (Field & Scott Smith, 1999). However, there is a solid body of evidence to support the notion that, in the Deccan and Karoo provinces, flat-lying tholeiitic basalt flows erupted from start to finish of the volcanic event, and that shield volcanoes never formed. For example, Cox & Hawkesworth (1985) used sophisticated geological and geochemical methods to measure inclinations in a 650-km-long section of the Deccan Traps and concluded that the dips were extremely low, between 0.25 and 0.3°. Widdowson (1997) found that a flat-lying high-level laterite at the top of the sequence represents the original, almost horizontal upper surface of the lava pile. Widdowson & Cox (1996) state that "individual flows and formations within the Deccan are known to cover huge areas with only relatively gradual changes of thickness … After the cessation of the eruptions, the landscape must have been almost devoid of any important topographic features". It should be noted however, that on close inspection the Deccan flows show subtle onlap/toplap relations between packages of eruptions (pers. comm. M.J. Widdowson 2002). These are likely to reflect changes in the locations of fissure-fed eruptions within and between volcanic events (Jerram, 2002). Marsh et al. (1997), writing

about the Karoo province, state, "the present structure … is one of a broad basin with a slight inward dip of the flows", and "the constancy of thickness … (of the volcanic formations) … suggests that the bulk of the lava pile was built on a generally planar surface. There is nothing in the stratigraphy that suggests the presence of geographically focussed lava eruption sites …".

On the other hand, in the Paraná-Etendeka and the North Atlantic Igneous provinces, shield volcanoes, igneous centres and large volcanic disconformities have been mapped out. Jerram et al. (1999) described an early volcanic feature, called the Doros shield volcano, which marked the onset of flood volcanism in the Etendeka province in NW Namibia. Later 3D modelling of the volcanic surfaces revealed the geometry of the shield volcanic which is centred over an igneous complex (Jerram & Robbe, 2001). The North Atlantic province contains the well-known intrusive complexes of Skye, Mull and Rum, which probably fed overlying shield volcanoes. In offshore parts of this province, shield volcanoes, and lava deltas that build out from volcanic centres have been identified by (Planke & Eldholm (1994), and similar early features have been mapped out in the base of the Greenland section of the province by Pedersen et al, (1996).

In these examples, however, the main phase of flood volcanism produces larger horizontal flows/flow packages similar to the Deccan (e.g. Greenland-NIAP), which can be followed for many kilometres, and are difficult to link with any specific volcanic centres. Also the upper parts of these provinces are not preserved, so no direct link between flood volcanism and shield volcanoes can be established at the top of the stratigraphy as the magma volumes diminish and the system shuts down. Three key observations suggest that the situation was different in the Ethiopian volcanic province. The first is the observation that the contact between the flood basalts and the lowermost units of the Simien shield has a slight (~4°) dip away from the summit of the volcano. This suggests that the emplacement of at least the uppermost flood basalts was influenced by the same conduit system that later fed the shield volcano. The second observation is the amount of variation in the thickness of the flood basalt pile. Some of the thickest sections (~1500 m) are reported in the Lima Limo region in the northwest of the province. However, in the Nile Valley, about 400 km to the south and towards the supposed centre of the province (Figs 3-1 and 3-5), and north of the town of Sekota about 150 km to the east (Fig. 3-1), the total thickness of LT tholeiites (the type that erupted in the Lima Limo region) is less than 200 m. A little farther to the southeast, near

Alem Ketema, LT tholeiites are entirely absent and the entire volcanic sequence consists of1-3 thin (< 100m) unit of alkali basalts. These basalts are of the HT1 type and have been dated at 21.6 Ma (Coulié, 2001). It appears that in the northern part of the plateau eruption was initially focussed in the Lima Limo region, where LT-type lavas formed a volcanic pile that thinned significantly to the south and east, and culminated in the construction of the large Simien shield volcano. Eruptions of other magma types were near synchronous to the east but significantly later in the central part of the plateau, as shown in Fig. 3-17. The third observation relates to the strong deformation of flows in a large region in the northeast of the province, between the towns of Lalibela, Desse and Merkele (Merla et al., 1979; Berhe et al., 1987). In this region many flows or sequences of flows, which appear dominantly to belong to the HT2 magma type, are strongly tilted and now have dips that vary from 20 to 60°. Our field observations suggest that this deformation was synchronous with the eruption of the flows and the local tectonic environment had a significant influence on the emplacement of the volcanic sequence.

What of the alkali lavas? The Karoo sequence in South Africa opens with the eruption of a minor nephelinite formation, but apart from this unit, the volcanic province appears to consist essential of tholeiitic basalts (Erlank, 1984; Marsh et al., 1997). In the Deccan, Paraná-Etendeka, Madagascar and Coppermine River plateaus (Cox & Hawkesworth, 1985; Peate et al., 1992; Griselin & Arndt, 1996; Storey et al., 1997), to consider some well-known examples, alkalic rocks are absent or restricted to minor syenitic intrusions. Although low-Ti and high-Ti basalts are present in flood basalt series, these rocks have relatively high SiO_2 but low Na_2O+K_2O, and clearly form part of the tholeiitic magma series. In the Siberian province, however, alkalic rocks form volumetrically important sequences both below and above the main tholeiitic units (Wooden et al., 1993; Sharma, 1997). The early units (the Ivakinsky, Syverminsky and Gudchikhinsky suites) consist of alkaline trachybasalts, subalkaline basalts, tholeiitic basalts, and picrites; the upper units, which outcrop in the Maymacha River basin (Arndt et al., 1998), contain a diverse assemblage of nephelinites, trachybasalts, trachyandesites, picrites and meymechites. The compositions of these rocks match those of Pik et al.'s HT1 and HT2 types of Ethiopian lava. Alkalic rocks, which also correspond to the HT1 and HT2 magma types, are reported as well in the east Greenland volcanic provinces (Larsen, submitted; Tegner et al., 1998). It appears, therefore, that alkalic rocks are not unique to the Ethiopian province. However, unlike the Ethiopian province, the others are dominated by thick sequences of monotonous low-Ti tholeiitic basalt; even in the Siberian province, the

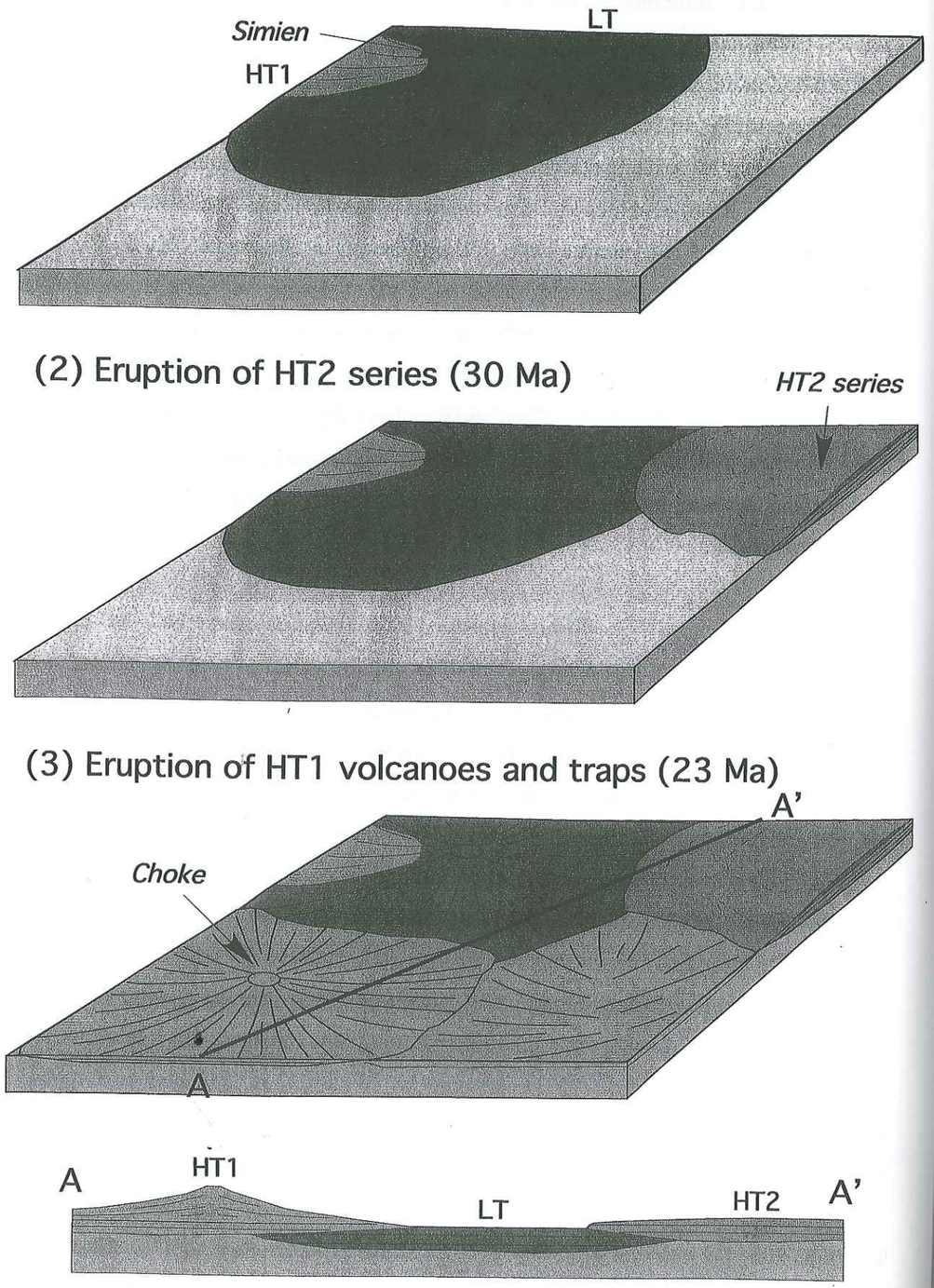


Fig. 3-17 Three stages in the formation of the northern Ethiopian plateau.

volume of low-Ti tholeiites dwarfs that of the alkaline rocks. In the Ethiopian volcanic plateau, the low-Ti rocks have a tholeiitic to transitional character, being slightly richer in alkalis and incompatible trace elements than the tholeiites in other provinces, and they are restricted to a relatively small region in the northwest of the province.

To summarise, the Ethiopian volcanic plateau is not a thick, monotonous, rapidly erupted pile of undeformed, flat-lying tholeiitic basalts. Instead it consists of a number of volcanic centres of variable magmatic character and age. These centres are complex, with lower parts consisting of relatively flat-lying transitional or alkaline basalts, overlain by large central shield volcanoes whose magmatic character matches that of the underlying basalts. The flood volcanism was protracted, starting in the main part of the plateau at 31 Ma and continuing to at least 22 Ma or maybe far later (~10 Ma; Ukstins et al., 2002). The rapidly erupted 30 Ma old sequence of transitional tholeiites that constitutes the Lima Limo-Simien volcanic centre represents only one of several events in the evolution of the plateau.

3-7-2- Petrogenesis

The principal petrological challenge posed by the Ethiopian volcanic series, and to a lesser extent in other provinces, is to explain the relations between the tholeiites and the different types of alkalic rocks. In each province, the alkalic character (high $Na_2O + K_20$ at relatively low SiO_2) is but one manifestation of a general enrichment of incompatible minor and trace elements. These differences are illustrated in Table 3-4, which gives the average compositions of the main rock types. The compositions are normalized to a constant MgO content (7 wt %) to facilitate the comparison. It is seen that, compared with concentrations in the LT tholeiites, levels of incompatible trace elements such Th or La are enriched by a factor of 3-4 in the HT1 series, and by a factor of up to 10 in HT2. Despite these large variations, however, the isotopic compositions are not significantly different. We emphasize again that only the LT tholeiites show evidence of significant crustal contamination, a process that would have boosted the levels of incompatible elements. Without this contamination, the differences in the levels of trace elements of the tholeiitic and alkalic magmas would have been greater.

There are two principal ways of explaining such large differences in the levels of incompatible elements; either the degree of partial melting varied widely, or the magmas were

Table 3-4: Average trace elements compositions (in wt %) of main rock types normalized to a constant MgO content of 7 wt %.

Elements	LT tholeiites	HT1 series	HT2 series
SiO2	49.8	49.7	47.3
TiO2	1.78	3.22	5.06
Al2O3	15.5	13.5	10.3
Fe2O3	12.4	13.7	14.4
MnO	0.17	0.19	0.22
MgO	7.00	7.00	7.00
CaO	9.78	9.04	11.8
Na2O	2.70	2.87	2.19
K2O	0.48	0.81	1.21
P2O5	0.21	0.48	0.56
LOI	2.20	1.57	2.27
Total	99.8	100	100
Cs	0.14		0.16
Rb	7.04	17.3	26.6
Ba	222	326	414
Sr	374	449	633
Th	0.86	2.45	4.29
U	0.28	0.77	1.10
Pb	2.50	2.38	2.74
Nb	7.16	24.7	55.0
Zr	139	247	435
Y	30.6	37.7	39.7
La	10.3	24.4	42.6
Ce	25.5	57.8	100
Pr	3.72	7.65	13.7
Nd	17.3	34.6	59.1
Sm	4.68	7.86	12.9
Eu	1.60	2.67	3.86
Gd	5.37	8.00	11.6
Dy	5.32	6.64	8.07
Er	2.82	3.25	3.40
Yb	2.47	2.64	2.45

derived from sources with different compositions. Both types of explanation have been advanced to explain the formation of magmas in continental flood basalt provinces, in Ethiopia and elsewhere. For example, in numerous papers (e.g. Hawkesworth et al., 1984; Erlank, 1984; Hergt et al., 1989; Lightfoot et al., 1993), typical low-Ti continental flood basalts are said to form in metasomatised sub-continental lithospheric mantle — their distinctive trace-element and isotopic compositions (enrichment of incompatible elements, negative Nb-Ta-Ti anomalies, high $^{87}Sr/^{86}Sr$ and low $^{143}Nd/^{144}Nd$) are attributed to melting of this unusual mantle source. In other papers, however, melting of subcontinental lithospheric mantle is said to give magma of quite different composition. The silica-undersaturated suites in continental rifts (Wedepohl 1985; Class et al., 1994) have unusual isotopic compositions that preclude an asthenospheric or plume source, and they are also explained as lithosphere melts. The same explanation is also advanced for other types of magmas in flood basalt provinces. Larsen et al. (submitted) suggest that a suite of alkaline magnesian picrites in East Greenland, magmas with compositions very similar to those of the Ethiopian HT2 rocks, owe their high concentrations to melting of metasomatised lithospheric mantle.

Important information comes from the Siberian flood volcanic province where the mafic lavas can be divided into three broad groups that broadly coincide with those of the Ethiopian rocks. The oldest units at the base of the volcanic pile (Ivakinsky, Syverminsky and Gudchikhinsky suites) are alkalic rocks with trace-element characteristics rather like those of the HT1 group; the main volcanic series are low-Ti tholeiites; and the uppermost units are basalts, picrites and meimechites with compositions like the HT2 lavas from Ethiopia. Although the origin of the low-Ti tholeiites is debated, we accept the arguments of Wooden et al., (1993) and Sharma (1997) who interpret these rocks as plume melts contaminated by continental crust. By the same token, the overall compositions of the picrites and meimechites indicate that they too probably came from the plume or asthenosphere, and not from the lithosphere. The critical argument is based on the compositions of their parental liquids, which are estimated from whole-rock and olivine compositions to have contained up to 25% MgO. From experimental studies (e.g. (Herzberg & Zhang, 1996), we know that liquids of this composition are obtained by low-degree partial melting of peridotite only at pressures greater than 8-10 GPa. This pressure corresponds to a minimum depth of over 250-300 km, which places the site of melting well below the lithosphere. Liquids with high MgO contents can form at lower pressures if the degree of partial melting is greater, but under such conditions it becomes difficult to explain their high contents of incompatible trace elements.

Metasomatism can produce a trace-element-enriched source, but one with a reduced content of olivine that would not resent a likely source of such highly magnesian liquids. It is difficult for these reasons to imagine derivation of the Siberian meimechites through partial melting of metasomatised lithosphere.

The Ethiopian HT2 lavas have basaltic, picritic and ankaramitic compositions. They contain olivine phenocrysts with compositions containing up to 86% forsterite (Pik, 1998 and unpublished data) from which we can estimate, using Mg-Fe partitioning, that their parental liquids contained up to 14% MgO. This type of liquid could perhaps have formed by melting at the base of the lithosphere, even the relatively thin lithosphere beneath the Panafrican continental crust of northeastern Africa. However, unless the metasomatism that produced the trace-element enriched source immediately preceded the partial melting, such a source should have had an "enriched" isotopic signature. Reference to Fig. 3-16 show that the HT2 lavas have Sr and Nd isotopic compositions in the same range as those of other Ethiopian lavas. Another argument relates to the volatile contents of the lavas. During plume-lithosphere interaction, the lithosphere, which is the coldest part of the mantle, will melt only if its solidus is significantly lowered by the presence of volatiles (Gallagher & Hawkesworth, 1992). There is no evidence, however, either from the style of eruption or the abundance of vesicles, that the HT2 lavas were richer in volatiles than the other, presumably plume-derived lavas (HT1 and LT). Although all these arguments are not watertight, we believe that, on balance, they indicate that the main types of lava were derived not the lithosphere, but from the underlying mantle. The similarity of the isotopic compositions of the three main types and the clear distinction between these compositions and that of the upper mantle source of oceanic basalts in the Red Sea and Gulf of Aden ((Altherr et al., 1990; Barrat, et al., 1990; Schilling et al., 1992; Volker et al., 1993); Fig. 3-16), indicates further that the sources of these magmas was in the plume and not in the asthenosphere. The conclusion is that the plume that yielded the Ethiopian basalts was heterogeneous, in terms of its temperature, or its composition, or both.

The problem then is to establish which effect — temperature or composition — is the more important. The most enriched HT2 magmas contain more than 60 ppm of La, a level more than 100 times greater than that of primitive mantle. If mantle of this composition was the source, the degree of melting was less than 1%; if the source were depleted, the percentage would have been lower. The very low concentrations in these lavas of more compatible elements such as the HREE, and low Al_2O_3 contents, point to the presence of garnet in the

residue of melting. The LT lavas, in contrast, contain lower levels of incompatible elements and less fractionated REE patterns (lower La/Yb). As mentioned earlier in the paper, these magmas have been affected by crustal contamination and by fractional crystallization, both of which, in theory, will affect the concentrations and the ratios of trace elements. In practice, however, the effect of crust contamination can be neglected, for two reasons. (1) The crust beneath the Ethiopian plateau is Pan African, and on the basis of the compositions of crustal samples (Pik et al. 1999), it appears to have an intermediate composition with only modest concentrations of incompatible elements. (2) the parental magmas of the basalts, on the other hand, had transitional tholeiitic-alkaline compositions with relatively high concentrations of incompatible elements and relatively high ratios of incompatible to compatible elements. The effect of contamination of a trace-element rich magma by crustal material with similar levels of trace elements is to introduce anomalies of elements such as Nb-Ta and Pb, but the process has little effect on the overall levels or ratios of the REE.

Fractional crystallization increases the concentrations of incompatible trace elements. About 40% olivine must be added to the composition of average LT magma to produce magma in equilibrium with mantle olivine (Fo_{86}). This amount of fractional crystallization reduces the levels of incompatible elements by a similar amount, producing about 6 ppm La in the parental liquid. This concentration is about 10 times the level in primitive mantle, or 10 times less than the concentration in the HT2 magmas. The LT magmas could therefore be produced by about 10% partial melting of the same source that yielded, by less than 1% melting, the HT2 magmas. Whether or not this interpretation is credible depends upon whether it is accepted that the large volume of magma represented by the HT2 magmas — about 10^4 km^3 if the area of outcrop is 100 x 100 km and the sequence is 1 km thick (see Fig. 3-1) — could have been produced by such a small extent of partial melting.

The alternative is to suggest that the HT2 magmas were derived from part of the mantle source that was enriched in trace elements, in which case the amount of melting could have been far less. The incompatible elements include the major heat-producing elements — Th, U and K — whose radioactive decay would have heated the enriched portions of the source to temperatures greater than those of adjacent, less enriched parts of the mantle. This local heating would have allowed the enriched portions to melt preferentially, giving rise to enhanced amounts of trace-element-enriched magma.

Our view of the melting that produced the 30 Ma flood basalts and shield volcanoes is as follows. We accept the hypothesis that a starting mantle plume provides the best explanation for the rapid emplacement of a large volume of mafic magma. Like any part of the mantle capable of melting to form mafic magmas, the plume was zoned, with a hot core surrounded by a cooler margins. During its ascent, the hot interior would have been the first to intersect the peridotite solidus and it would have started to melt to produce low-degree melts. Magmas with the compositions of these low-degree melts (highly alkaline and trace-element enriched) are not recorded at the base of the Ethiopian volcanic sequences; either they erupted elsewhere or they froze in the mantle overlying the plume. Subsequent melting in the plume interior, which had been stripped of its garnet component and of incompatible elements, then produced larger volumes of higher-degree melts and these erupted to form the LT flood basalts (Fig. 3-17). At the same time the cooler margins had ascended to levels where they too reached their liquidus temperatures and they produced low-degree melts that erupted to form the HT2 series. As mentioned earlier in the paper, these rocks are located in a region characterised by significant deformation of the lava series. On the basis of our preliminary observations, this deformation appears to have been synchronous with the eruption of the lavas. The character of the deformation is consistent with extension in the underlying basement, which suggests that the emplacement of these unusual rocks may have been facilitated by the creation of fractures in the underlying lithosphere.

The lack of any significant differences in petrology or chemical composition between the LT flood basalts and the main series of the Simien shield volcano indicates that the change in volcanic style was not due to a change in the physical characteristics of the magmas. The transition from flood to shield volcanism probably is related only to a decline in the eruption rate. The larger earlier eruptions flowed farther from the conduit; the smaller later flows were confined to the shield.

3-7-3- Eruptions around 23 Ma

The two ~23 Ma volcanoes that we sampled consist entirely of HT1 type alkali lavas and they directly overlie flood basalts of very similar composition. Once again it appears that the transition is related to the eruption mechanism and not to the physical characteristics of the magma. At present we do not have sufficient age data to establish the chronology of the

underlying flows, but a possible interpretation is that the volcanism in the north-central part of the plateau started with the emplacement, 30 Ma ago, of LT flows from the Simien centre, then continued around 23 Ma ago, with the emplacement of the HT1 series (Fig. 3-17).

The question that then arises is how to explain the global transition from early tholeiitic magmatism to later alkalic magmatism. The problem is accentuated because interpretation of structural data suggests that rifting and thinning of the lithosphere was advanced by 23 Ma. Mantle upwelling beneath the thinned lithosphere normally would lead to an increase in the extent of partial melting and thus to a change in magma type in the opposite sense to what we observe. We propose three mechanisms that might explain a global decrease in the degree of melting. (1) The 7 million years that elapsed were sufficient to allow significant cooling in the plume; (2) the hot material from the central core of the plume migrated laterally, to be replaced at the site of melting by cooler plume material; (3) the residue left after extraction of the LT magmas was light and refractory and it accumulated beneath the lithosphere to create a barrier that limited the amount of partial melting in the underlying mantle. To distinguish between these models requires quantitative modelling which is currently underway.

3-8- Conclusions

1- The Ethiopian volcanic plateau is not a thick, monotonous, rapidly erupted pile of undeformed, flat-lying tholeiitic basalts. Instead it consists of a small number of volcanic centres with different magmatic character and with a large range of ages.

2- The flood basalts erupted through the same conduit systems that later fed large shield volcanoes. These shield volcanoes are magmatically similar the underlying flood basalts – the tholeiitic Simien shield overlies tholeiitic flood basalts, and the alkalic Choke and Guguftu shields overlie alkalic flood basalts. The change in volcanic style is driven not by a change in the compositions of the magmas but probably by the tectonic setting and a decrease in magma flux.

3- Three main types of magma, distinguished by their major- and trace-element compositions, are recognized in the northern part of the plateau. Tholeiitic and alkalic types erupted synchronously at 30Ma at the start of plateau volcanism but later magmatism was exclusively

alkalic. Large differences in the contents of incompatible elements are explained in terms of differences in source composition and in the degree of partial mantling. The lavas that build the plateau did not come from metasomatized lithospheric mantle, but from a plume that was heterogeneous, in terms of both temperature and composition.

References

Altherr, R., Henjes-Kunst, F. and Baumann, A. (1990). Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during the formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* **96**, 169-286

Arndt N. T., Chauvel, C., Fedorenko, V. and Czamanske, G. (1998). Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **133**, 297-313.

Ayalew, D. 1999. Pétrologie et géochimie des ignimbrites Alaji des hauts plateaux éthiopiens: source, chronologie et impact environmental, PhD Thesis, CRPG. Nancy 1.

Baker, J. (1996). A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen. *Earth and Planetary Science Letters* **130**, 39-55.

Barberio, M. R., Donati, C., Donato, P., Yirgu, G., Peccerillo, A. and Wu, T. W. (1999). Petrology and geochemistry of Quaternary magmatism in the northern sector of the Ethiopian Rift between Debre Zeit and Awash Park. *Acta Vulcanologica* **11**, 69-81.

Barrat, J. A., Jahn, B. M., Joron, J. L., Auvray, B. and Hamdi, H. (1990). Mantle heterogeneity in NE Africa: evidence from Nd isotopic composition and hygromagmagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions *Earth and Planetary Science Letters* **101**, 233-247.

Barrat, J. A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R. N., Nesbitt, R. W. and Hirata, T. (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* **20**, 133-139.

Barrat, J. A., Fourcade, S., Jahn, B. M., Cheminée, J. L. and Capdevila, R. (1998). Isotope (Sr, Nd, Pb, O) and trace-element geochemistry of volcanics from the Erta'Ale range (Ethiopia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **80**, 85-100.

Barrat, J. A., Blichert-Toft, J., Gillet, P. and Keller, F. (2000). The differentiation of eucrites: The role of in situ crystallization. *Meteoritics & Planetary Science* **35**, 1087-1100.

Berhe, S. M., Desta, B., Nicoletti, M. and Teferra, M. (1987). Geology, geochronology and geodynamic implications of the Cenozoic magmatic province in W and SE Ethiopia. *Journal ofthe Geological Society of London* **144**, 213-226.

Campbell, I. H., Hill, R. E. T. and Griffiths, R. W. (1990). Melting in an Archaean mantle plume: heads its basalts, tails its komatiites. *Nature* **339**, 697-699.

Chazot, G. & Bertrand, H. (1993). Mantle sources and magma-continental crust interactions during early Red Sea-Aden rifting in Southern Yemen: elemental and Sr, Nd, Pb isotope evidence. *Journal of Geophysical Research* **98**, 1818-1835.

Class, C., Altherr, R., Volker, F., Eberz, G. and McCulloch, M. T. (1994). Geochemistry of Pliocene to Quaternary alkali basalts from the Huri Hills, northern Kenya. *Chemical Geololgy* **113**, 1-22.

Coulié, E. (2001). Chronologie 40Ar/ 39Ar et K/Ar de la dislocation du plateau éthiopien et de la déchirure continentale dans la Corne de l'Afrique depuis 30 Ma. PhD Thesis, Paris Sud, Orsay.

Cox, K. G. & Hawkesworth, C. J. (1985). Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar,Western Ghats, India, with implications for open-system magmatic processes. *Journal of Petrology* **26**, 355-377.

Deniel, C., Vidal, P., Coulon, C., Vellutini, P. J. and Piguet, P. (1994). Temporal evolution of mantle sources through continental rifting: the volcanism of Djibouti (Afar). *Journal of Geophysical Research* **99**, 2853-2869.

Erlank, A. J. (1984). Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. *Special Publication of the Geological Society of South Africa,* **13**, 395pp.

Field, M. & Scott Smith, B. H. (1999) Contrasting geology and near-surface emplacement of kimberlite pipes in Southern Africa and Canada. In Gurney, J. J., Gurney, J. L., Pascoe, M. D. and Richardson, S. H. (Eds) The J. B. Dawson Volume, Proceedings of the VIIth International Kimberlight Conference, Volume 1, p214-237. 493pp.

Gallagher, K. & Hawkesworth, C. (1992). Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature* **258**, 57-59.

Griselin, M. and Arndt, N. T. (1996). Plume-lithosphere interaction and crustal contamination during formation of Coppermine River basalts, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **34**, 958-975.

Hawkesworth, C. J., Marsh, J. S., Duncan, A. R., Erlank, A. J. and Norry, M. J. (1984). The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks:evidence from combined Nd- and Sr- isotope studies. *Special Publication of the Geological Society of South Africa* **13**, 341-354.

Hergt, J. M., Chappell, B. W., McCulloch, M. T., McDougall, I. and Chivas, A. R. (1989). Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. *Journalof Petrology* **30**, 841-883..

Herzberg, C. & Zhang, J. (1996). Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. *Journal of Geophysical Research* **101**, 8271-8295.

Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E. and Pik, R. (1997). Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* **389**, 338-341.

Jerram, D. A., Mountney, N., Holzförster, F. & Stollhofen, H. (1999) Stratigraphic relation in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: Understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics* **28**, 393-418.

Jerram, D. A. & Robbe, O. (2001). Building a 3-D geologic model of a Flood Basalt: an example from the Etendeka, NW Namibia. *Electronic Geoscience* 6:1.

Jerram, D. A. (2002) The volcanology and facies architecture of flood basalts. In Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J. and Baker J, (Editors). Magmatic Rifted Margins, *Geological Society of America Special Publication* **362** (in press - due out Oct 2002)

Justin Visentin, E., Nicoletti, M., Tolomeo, L. and Zanettin, B. (1974). Miocene and Pliocene volcanic rocks of the Addis Ababa - Debra Berhan area (Ethiopia). *Bulletin of Volcanology* **38**, 237-253.

Larsen, L. M., Asger, K. P., Sundvoll, B. and Frei, R. (Submitted). Alkali picrites by melting of old metasomatised lithospheric mantle: Manîtdlat Member, Vaigat Formation, Paleocene of West Greenland. *Journal of Petrology*.

Lightfoot, P. C., Hawkesworth, C. J., Hergt, J., Naldrett, A. J., Gorbachev, N. S., Fedorenko, V. A. and Doherty, W. (1993). Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district Siberian Trap, Russia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **114**, 171-188.

Manhès, G., Allègre, C., Dupré, B. and Hamelin, B. (1980). Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complex: speculations about the ages of the Earth and primitive mantle characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* **43**, 370-382.

Marsh, J. S., Hooper, P. R., Rehacek, J., Duncan, R. A. and A.R., D. (1997). Stratigraphy and age of Karoo Basalts of Lesotho and implications for correlations within the Karoo

igneous province. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *AGU Geophysical Monograph*, **100**, 247-272.

Megrue, G. H., Norton, E. and Strangway, D. (1972). Tectonic history of the Ethiopian rift as deduced by K/Ar ages and paleomagnetic measurements of basaltic dikes. *Journal of Geophysical Research* **77**, 5744-5754.

Menzies, M., Baker, J. and Chazot, G. (2001). Cenozoic plume evolution and flood basalts in Yemen: a key to understanding older examples. *Mantle plumes: their identification through time. The Geological Society of America*, 23-36.

Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M. and Tacconi, P. (1979). Geological map of Ethiopia and Somalia and comment with a map of major landforms (scale 1: 2,000,000). Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Mohr, P. (1967). Review of the geology of the Semien Mountains. *Bulletin of the Geophysical Observatory of Addis Ababa* **10**, 79-93.

Mohr, P. (1983). Ethiopian flood Basalt province. *Nature* **303**, 577-584.

Mohr, P. & Zanettin, B. (1988). The Ethiopian flood basalt province. *Continental flood basalts. Kluwer, Dordrecht*, 63-110.

Morton, W. H., Rex, D. C., Mitchell, J. G. and Mohr, P. (1979). Riftward youngingof volcanic units in the Addis Ababa region, Ethiopian rift valley. *Nature* **280**, 284-288.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. and Mantovani, M. S. M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* **55**, 119-139.

Pedersen, A. K., Larsen, L. M., Pedersen, G.K. and Dueholm, K.S. (1996) Filling and plugging of a marine basin by volcanic rocks: the Tunoqqu Member of the Lower Tertiary Vaigat Formation on Nuussuag, central West Greenland, *Bullettin Grønlands Geologiske Undersogelse* **171**, 5-28.

Piccirillo, E., Justin Visentin, E., Zanettin, B., Joron, J. L. and Treuil, M. (1979). Geodynamic evolution from plateau to rift: major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian Plateau volcanics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen* **158**, 139-179.

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

Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G. and Marty, B. (1999). Isotopic and trace element signatures of Ethiopian basalts: Evidence for plume-lithospheric interactions. *Geochimica Cosmochimica Acta* **63**, 2263-2279.

Planke, S. & Eldholm, O. (1994). Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts. *Journal of Geophysical Research* **99**, 9263-9278.

Rochette, P., Tamrat, E., Feraud, G., Pik, R., Courtillot, V., Ketefo, E., Coulon, C., Hoffmann, C., Vandamme, D. and Yirgu, G. (1998). Magnetostratigraphy of the Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters* **164**, 497-510.

Schilling, J.-G., Kingsley, R. H., Hanan, B. B. and McCully, B. L. (1992). Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction. *Journal of Geophysical Research* **97**, 10,927-10,966.

Sharma, M. (1997). Siberian traps. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *AGU Geophysical Monograph* **100**, 273-296.

Storey, M., Mahoney, J. J. and Saunders, A. D. (1997). Cretacceous basalts in Madagascar and the transition between plume and continental lithosphere mantle sources. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *AGU Geophysical Monograph* **100**, 95-122.

Tegner, C., Lesher, C. E., Larsen, L. M. and Watt, W. S. (1998). Evidence from the rare-earth-element record of mantle melting for cooling of the Tertiary Iceland plume. *Nature* **395**, 591-594.

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

Violle, P. Y. (1999). Relations entre la géomorphologie et la lithologie des trapps d'Ethiopie. Diplôme d'Etudes Approfondies de l'Université Joseph Fourier, Grenoble II, 31 pages.

Volker, F., McCulloch, M. T. and Altherr, R. (1993). Submarine basalts from the Red Sea: New Pb, Sr and Nd isotopic data. *Geophysical Research Letters* **20**, 927-930.

Wedepohl, K. H. (1985). Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian depression. *Contribution to Mineralogie and Petrololgy* **89**, 122-143.

Weis, D., Demaiffe, D., Cauët, S. and Javoy, M. (1987). Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Isalnd lavas and plutonic inclusions: cogenetic origin. *Earth and Planetary Science Letters* **82**, 255-268.

White, R. S. & McKenzie, D. (1995). Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* **100**, 17,543-17,585.

Widdowson, M. (1997). Tertiary paleosurfaces of the SW Deccan, Western India: implications for passive margin uplift. Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruc tion and Palaeoenvironmental Interpretation. *Geological Society Special Publication* **120**, 221-248.

Widdowson, M. & Cox, K. G. (1996). Uplift and erosional history of the Deccan Traps, India: evidence from laterites and drainage patterns of the Western Ghats and Konkan Coast. *Earth and Planetary Science Letters* **137**, 57-69.

Wolde, B. & Widenfalk, L. (1994). Petrochemical and geochemical constraints on Cenozoic volcanism in Ethiopia. *African Geosciences Reviews* **1**, 475-494.

Wooden, J. L., Czamanske, G. K., Fedorenko, V. A., Arndt, N. T., Chauvel, C., Bouse, R. M., King, B. W., Knight, R. J. and Siems, D. F. (1993). Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica Cosmochimica Acta* **57**, 3677-3704.

Zanettin, B. & Justin Visentin, E. (1974). The volcanic succession in central Ethiopia, 2: The volcanics of the western Afar and Ethiopia rift margins. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Universita di Padova* **31**, 1-19.

Zanettin, B. & Justin Visentin, E. (1975). Tectonical and volcanological evolution of the western Afar margin (Ethiopia). Afar depression of Ethiopia. *Schweizerbart*, 300-309.

Zanettin, B., Justin Visentin, E. and Piccirillo, E. M. (1978). Volcanic succession, tectonics and magmatology in central Ethiopia. *Atti Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze Lettere ed Arti* **90**, 5-19.

Zanettin, B. (1992). Evolution of the Ethiopian Volcanic Province. *Memorie Lincee Scienze Fisiche e Naturali.* **1**, 155-181.

Zanettin, B. (1993). On the evolution of the Ethiopian volcanic province. In: Abbate, E., Sagri, M., Sassi, F.P. (Editors), *Geology and mineral resources of Somalia and surrounding regions. Istituto Agronomico per l'Oltremare, Firenze*, 279-310.

Zanettin, B., Gregnanin, A., Justin Visentin, E., Mezzacasa, G. and Piccirillo, E. M. (1976). New chemical analyses of the Tertiary volcanics from the central Ethiopian Plateau. *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Mineralogia e Petrografia. Universita di Padova* 1-43.

Chapitre 4

LE PLATEAU DE KERGUELEN

4- LE PLATEAU DE KERGUELEN

Le plateau de Kerguelen est immergé dans la partie Sud de l'Océan Indien, entre 46° et 64° de latitude Sud et 65° et 85° de longitude E (Figs. 4-1 et 4-2) au Nord de l'Antarctique et à l'Ouest de l'Australie. Il s'étend sur 2300 km de long selon un axe NNW-SSE pour une largeur de 200 à 600 km et couvre une superficie d'environ $2 10^6$ km^2. Son altitude peut atteindre 2 à 4 km au-dessus du plancher océanique environnant. L'ensemble est entouré de plaines abyssales: le Bassin de Crozet au Nord, la plaine abyssale d'Enderby à l'Ouest, le Bassin Australo-Antarctique et le fossé Princesse Elizabeth à l'Est. Ce dernier est profond de 3500m et délimite l'extrémité Sud du plateau.

Lié à la montée du panache de Kerguelen (Powell et al., 1988; Veevers & Li, 1991), le développement du plateau débute il y a 130 Ma et se poursuit sur 100 Ma. L'émission d'environ 18,5 10^6 km^3 de produits volcaniques (Coffin et al., 2002) durant la phase paroxysmale, entre 120 et 95 Ma, est à l'origine de l'édification de la majeure partie du Plateau. Entre 82 et 38 Ma, la migration rapide de la plaque indienne au-dessus du point chaud induit la formation de la ride 90°E (Weis et al, 1992), orientée Nord-Sud et longue de 5000 km qui représente le relief topographique linéaire le plus long existant sur terre (Fig. 4-1). A l'extrémité méridionale de cette chaîne sous-marine se trouve Broken Ridge, séparé du Plateau de Kerguelen depuis 40 Ma, lors de l'ouverture de la dorsale Sud-Est indienne selon un axe NW-SE (Mutter & Cande, 1983). A l'heure actuelle, les seules terres émergées du plateau sont les îles de l'Archipel de Kerguelen (Plateau Nord) et celles de Heard et McDonald (Plateau Central). Ces îles témoignent de l'activité volcanique récente, liée au point chaud de Kerguelen.

Les roches analysées dans le cadre de cette étude proviennent de la campagne de forage ODP Leg 183, effectuée en 1999 et 2000 au niveau de la ride Leclaire (également appelée Skiff Bank dans la littérature anglo-saxonne). Skiff Bank constitue un haut fond marin situé à l'extrémité Nord-Ouest du Plateau (50,19° S de latitude et 63,94° E de longitude) et correspond au site de forage 1139 (Figs 4-2 et 4-3).

4-1- Découverte et premières études du plateau de Kerguelen

L'Archipel de Kerguelen a été découvert le 12 février 1772 par Yves de Kerguelen de Trémarec, alors qu'il cherchait la Terra Australis Incognita (les grands continents de l'hémisphère Sud).

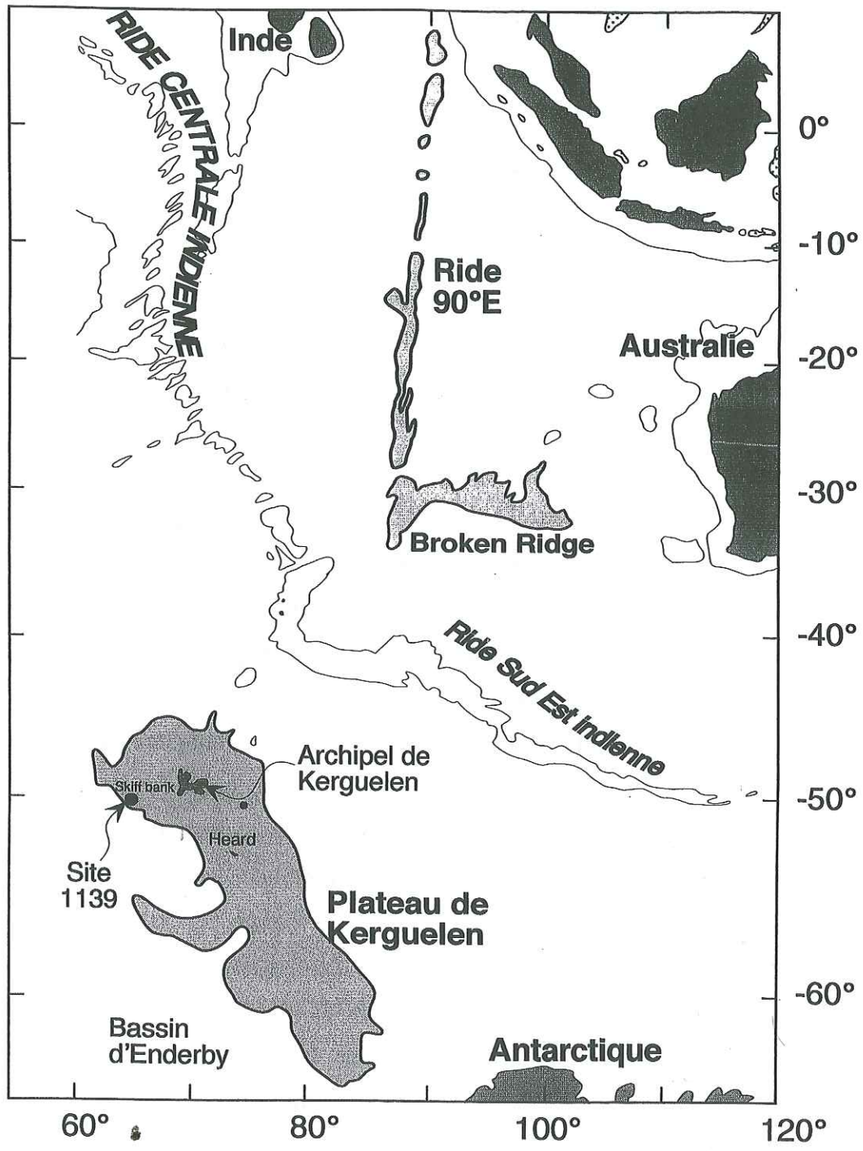


Fig. 4-1 Carte de l'Océan Indien. Les zones immergées sont en gris claire et blanc, tandis les continents émergés sont en gris foncé.

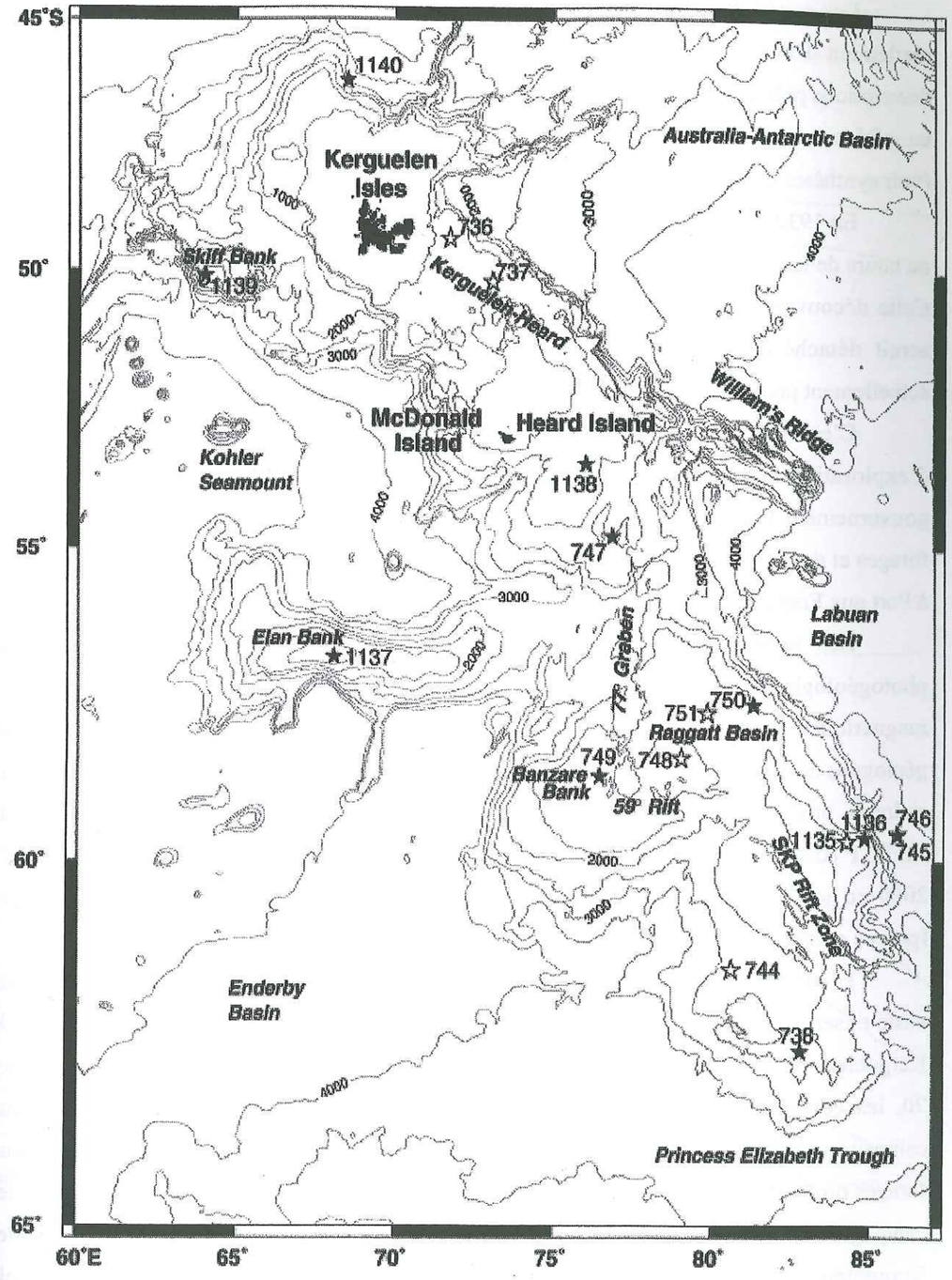


Fig. 4-2 Carte bathymétrique du plateau de Kerguelen. Les étoiles numérotées représentent les sites de forage. Les étoiles noires sont les sites où le plateau volcanique a été atteint

Les expéditions scientifiques dont les objectifs étaient l'étude de l'Archipel n'ont réellement débuté qu'au cours du XIX^{ème} siècle et ont fourni, dans un premier temps, des descriptions pétrographiques sommaires des roches. Certains scientifiques ont par la suite mis en évidence l'existence d'un vaste plateau sous-marin, sur lequel les îles s'étaient édifiées (voir synthèses de Giret et al., (1987) et Weis (1992).

En 1932, Aubert de la Rue entreprend une expédition géologique de grande envergure, au cours de laquelle des granites ont, pour la première fois, été observés en milieu océanique. Cette découverte est à l'origine des interprétations parlant de fragment continental qui se serait détaché de l'Inde ou de l'Afrique, après la dislocation du Gondwana et serait actuellement présent sous les îles ou le plateau (Aubert de la Rue, 1932).

C'est dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle que les programmes internationaux d'exploration océanique ont débuté. Dans un but tant scientifique que stratégique, le gouvernement français a affrété le Marion Dufresne, navire spécialement conçu pour les forages et dragages en haute mer. Une base permanente a également été établie sur l'Archipel à Port aux Français.

Les nouvelles investigations aboutissent alors à l'élaboration d'une carte photogéologique des îles Kerguelen (Nougier, 1970) ainsi qu'à une carte des linéations magnétiques de l'Océan Indien (Schlich, 1975). Depuis presque un quart de siècle, les géologues continuent à prospecter régulièrement l'Archipel de Kerguelen, notamment dans le cadre du programme CartoKer qui a commencé au début des années 90 sous la direction de l'IFRTP (Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire) pour se terminer fin 2000 et qui avait pour but principal l'établissement de la carte géologique de l'archipel (prévue courant 2003).

L'intérêt que les géologues portent actuellement aux îles Kerguelen s'exprime dans un vaste ensemble de programmes de recherches, visant à étudier conjointement le Plateau de Kerguelen, Broken Ridge, les îles Heard et McDonald, et la ride 90° Est. Depuis les années 70, les connaissances concernant le Plateau de Kerguelen s'approfondissent grâce aux campagnes de sismique réflexion monotrace et multitrace, aux carottages, aux dragages et aux forages profonds (Deep Sea Drilling Project et Ocean Drilling Program). En 1970 et 1972, les campagnes de sismique réflexion multitrace ont permis de mettre en évidence, entre les îles Kerguelen et Heard, une épaisse série sédimentaire et une tectonique extensive du socle acoustique (Schlich et al., 1971). La première étude globale de la structure du plateau de Kerguelen, basée sur l'interprétation de données de sismique réflexion monotrace acquises en 1971 et 1972 a conduit à distinguer trois secteurs caractérisés par deux directions structurales

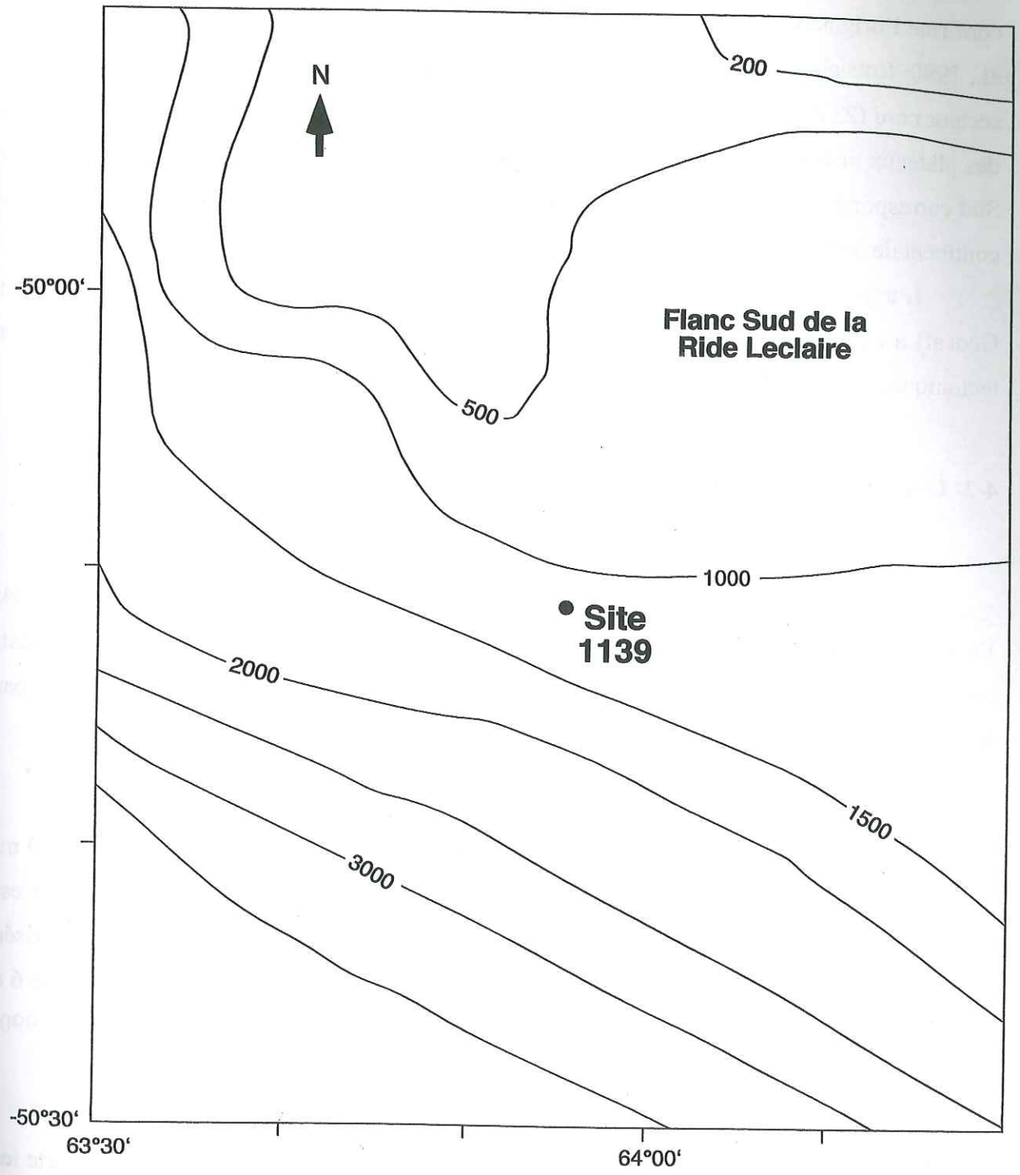


Fig. 4-3 Carte bathymétrique du flanc sud de la Ride Leclaire et localisation du Site 1139

distinctes (Houtz et al., 1977). Dans les secteurs nord et sud, les failles sont orientées NO-SE et N-S dans le secteur central. Le caractère des réflecteurs crustaux mis en évidence par la sismique réflexion multitrace, associé aux autres données géophysiques et géologiques, confirme l'origine volcanique du plateau de Kerguelen (Munschy & Schlich, 1987; Coffin et al., 1990; Rotstein et al., 1990; Schaming & Rotstein, 1990). L'épaisseur de la croûte dans le secteur nord (23 km) et la loi de vitesse déduite des données de réfraction sont caractéristiques des plateaux océaniques (Recq & Charvis, 1986; Charvis et al., 1995). Tandis que le plateau Sud correspondrait plutôt à une marge volcanique passive immergée, constituée d'une croûte continentale amincie recouverte de coulées basaltiques (Operto & Charvis, 1996).

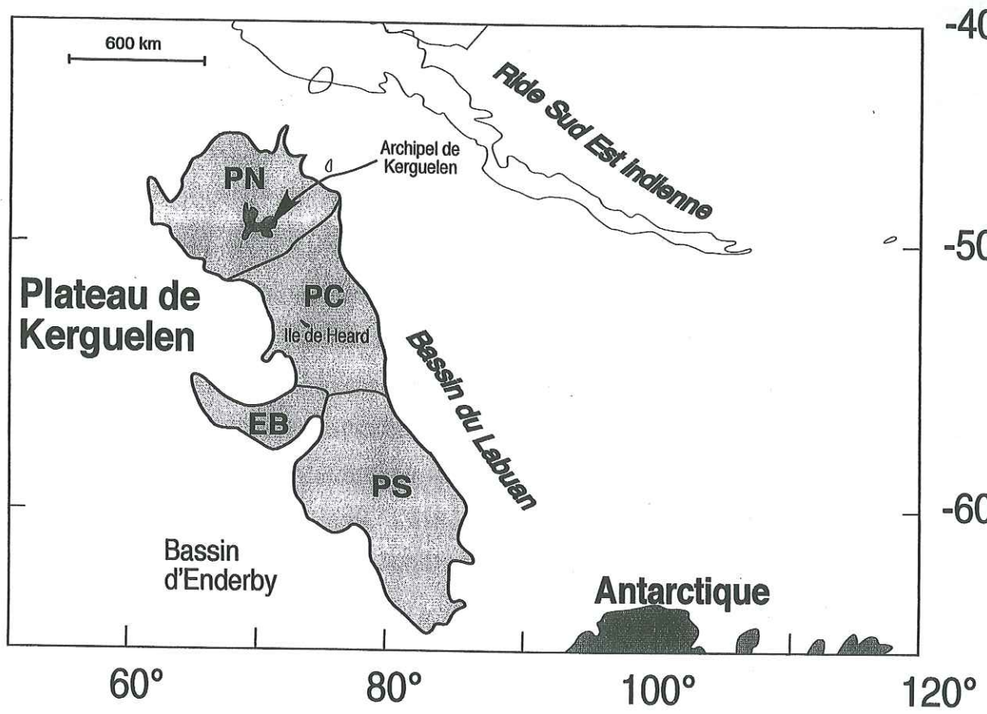
L'apport de données altimétriques obtenues par satellites (GEOS 3, SEASAT et Geosat) a également joué un rôle important dans l'avancement des études structurales et tectoniques, (Recq & Charvis, 1987; Bradley & Frey, 1988; Könnecke & Coffin, 1994).

4-2- Organisation du Plateau

Le plateau de Kerguelen peut être subdivisé en cinq ensembles (Munschy et al., 1994; Frey et al., 2000) (Fig. 4-4). La zone axiale principale, orientée Nord-Ouest - Sud-Est, comporte trois zones: les Plateaux Nord, Central et Sud, bordés respectivement à l'Ouest par le Banc des Elans, orienté Est-Ouest, et à l'Est par le Bassin de Labuan.

Le Plateau Nord (46°-50° S), immergé sous une épaisseur d'eau inférieure à 1000 m, sert de substratum à l'Archipel de Kerguelen. D'après les données sismiques, ce plateau est constitué de deux croûtes distinctes: une croûte supérieure, épaisse de 8-9,5 km, caractérisée par des vitesses de propagation comprises entre 4,6 et 6,2 km/s et une croûte inférieure de 6 à 9,5 km d'épaisseur caractérisée par une vitesse supérieure de 6,8 km/s (Recq et al., 1990; Recq et al., 1994; Charvis et al., 1995).

Le Plateau Central (50°-55°S), situé entre 1500 et 2000 m de profondeur, supporte les îles volcaniques actives de Heard et McDonald. Sa croûte, épaisse de 19 à 21 km, se subdivise en trois couches. La couche supérieure, caractérisée par des vitesses de propagation des ondes comprises entre 3,8 à 4,9 km/s, est épaisse de 1,2 à 2,3 km. La couche centrale, épaisse de 2,3 à 3,3 km, se caractérise par des vitesses de 4,7 à 6,7 km/s, croissantes avec la profondeur.



PN : Plateau Nord
PC : Plateau Central
PS : Plateau Sud
BE : Banc des Elans

Fig. 4-4 Carte des principales composantes du plateau de Kerguelen

Enfin, dans la couche inférieure, les ondes se propagent de 6,6 km/s à ~8 km de profondeur, jusqu'à 7,4 km/s à la base de la croûte; l'ensemble de cette couche inférieure représente une épaisseur d'environ 17 km sans discontinuité interne (Charvis et al., 1995).

Broken Ridge, maintenant située à environ 1800 km au Nord du Plateau de Kerguelen, est un petit plateau océanique immergé à 2000 m de profondeur et allongé selon un axe W-NW de 100 à 200 km sur environ 1000 km. Sa séparation du Plateau Central (Mutter & Cande, 1983) a entraîné le soulèvement de son flanc Sud, de probablement plus de 2000 m (Weissel & Karner, 1989).

Le Plateau Sud, compris entre 55° et 64°S de latitude, est également immergé autour de 2000 m de profondeur. Il comprend le Banc de Banzare, qui est limité d'une part par le graben 77° E et le Bassin de Raggatt, respectivement l'Ouest et à l'Est, et d'autre part par une zone de rifts au Sud.Les failles normales et les décrochements qui découpent ce plateau sont liées à plusieurs phases tectoniques (Coffin et al., 1986; Könnecke et al., 1998). Trois couches ont été reconnues dans la croûte océanique, épaisse d'environ 22 km. La couche supérieure, d'environ 5,3 km d'épaisseur, se définit par des ondes se propageant à des vitesses comprises entre 3,8 à 6,5 km/s, qui attestent de l'origine basaltique du sommet de ce plateau. La couche inférieure est épaisse de 11 km; elle est caractérisée par des vitesses comprises entre 6,6 à 6,9 km/s. A la base de la croûte du plateau Sud se trouve une zone de transition, sismiquement réflective, de 4 à 6 km d'épaisseur, définie par des vitesses identiques à celles de la couche inférieure (Operto & Charvis, 1996). Ainsi la croûte de ce plateau Sud diffère de celles des grandes provinces ignées par l'absence d'ondes sismiques à vitesse élevée, la présence d'une croûte inférieure réflective et d'une anisotropie dans le manteau supérieur. Ces caractéristiques suggèrent que le Plateau Sud représente une croûte continentale amincie recouverte de coulées basaltiques. (Coffin et al., 1986; Operto & Charvis, 1995; Operto & Charvis, 1996).

Le Banc des Elans, aligné sur 450 km, selon un axe Est-Ouest, large de 150 km, se situe entre les Plateaux Central et Sud. Il est immergé sous une faible épaisseur d'eau, comprise entre 2000 m et moins de1000 m (Frey et al., 2000).

Le Bassin sédimentaire de Labuan, dont la profondeur dépasse 3500 m, est contigu à l'Est aux Plateaux Central et Sud. Son flanc Nord-Est correspond au rift de Labuan, localisé

dans la Diamantina Zone (Rotstein et al., 1991), qui délimite le passage entre les bassins de Labuan et australo-antarctique. Ce bassin, faillé, est rempli par plus de 2000 m de sédiments (Ramsay et al., 1986). Un dragage a permis la remontée de roches métamorphiques et granitiques, probablement tombées sur les fonds marins lors de la fonte des icebergs (Montigny et al., 1993). De ce fait, la nature de la croûte du bassin de Labuan (océanique ou continentale) reste inconnue.

4-3- Formation et évolution tectonique du Plateau

La formation du plateau de Kerguelen a débuté il y a 132 Ma lors de la fracturation du Gondwana entre l'Inde et l'Australie (Veevers & Li, 1991; Powel, et al., 1988). Cette ouverture s'est accompagnée d'un intense magmatisme lié à la remontée du panache de Kerguelen. Les premières manifestations volcaniques induites par ce panache ont lieu en domaine continental. Elles sont représentées par les trapps du Rajmahal en Inde, datés à 116Ma (Kent et al., 1997) et ceux de Bunbury en Australie, datés à 123-130Ma (Frey et al., 1996; Coffin et al., 2002; Ingle et al., 2002).

Après la séparation Inde-Australie, vers 110 Ma, se forment le Plateau Sud et le Banc des Elans à la faveur de vastes épanchements basaltiques. La morphologie des coulées basaltiques, la présence de tufs acides dans ces deux parties du plateau et la découverte d'un conglomérat à Elan Bank (site 1137) attestent, au moins localement, du caractère aérien du volcanisme à la fin des éruptions.

La géochimie des laves du Banc des Elans et du Plateau Sud traduit clairement la présence de contamination crustale (Ingle et al., 2002; Mahoney et al., 1995; Weis et al., 2001). En effet, les compositions isotopiques des basaltes des sites 738 et 1137 montrent la présence d'un composant crustal dans leurs sources ($\varepsilon Nd < 0$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés, $^{206}Pb/^{207}Pb$ et teneurs en Nb et Ta faibles) (Mahoney et al., 1995; Ingle et al., 2002). Deux hypothèses peuvent expliquer l'origine de cette contamination. Soit les laves du Banc des Elans et du Plateau Sud se sont épanchées, tout au moins partiellement, sur un continent (ou morceau de continent), isolé dans l'Océan Indien après l'ouverture du Gondwana. Soit, les magmas ont été contaminées par un composant crustal incorporé dans la source mantellique à la faveur d'un recyclage profond. Le conglomérat du Banc des Elans qui contient des galets de gneiss à grenat et biotite met en évidence une mise en place en milieu continental ou proche d'une marge continentale. La signature crustale observée au niveau des sites 738 et 1137 peut donc

être attribuée à une assimilation de la croûte par les basaltes lors de leur remontée. Cette idée est renforcée par le fait que les basaltes du site 1137 ont une signature très proche de celle des basaltes du Groupe II des trapps du Rajmahal et de Bunbury (Kent et al., 1997; Ingle et al., 2002).

La formation du Plateau Central date de 102 Ma. Les concentrations en éléments traces et les rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb des basaltes impliquent la présence d'un composant lithosphérique continental dans leur genèse (Frey et al., 2002). Ce composant pourrait provenir du recyclage de sédiments pélagiques lors d'anciennes subductions (Ben Othman et al., 1989; Weaver, 1991). Cependant, Frey et al. (2002) évoquent plutôt la présence de morceaux de croûte gondwanienne dans la lithosphère et l'asthénosphère mantellique de l'Océan Indien, contaminant alors les magmas liés au panache et à la ride médio-océanique indienne lors de leur remontée vers la surface.

La mise en place du Plateau Nord semble s'être déroulé sur une plus longue période, mais son age est mal contraint. Les seules datations existantes sur le Plateau Nord sont celle des sites 1139 (68 Ma) et 1137 (34 Ma) (Duncan, 2002). Cependant, pour des raisons expliquées dans le chapitre 5, cette partie du plateau pourrait être plus ancienne. La formation de cette partie du plateau s'est accompagnée d'un ensemble de phénomènes tectoniques en partie à l'origine de la morphologie actuelle du fond de l'Océan Indien.

Entre 85 et 40 Ma, la dérive de la plaque indienne vers le Nord au-dessus du point chaud de Kerguelen a entraîné la formation de la ride 90°E, dont les âges varient de 83 Ma au Nord à 38 Ma au Sud (Duncan, 1991).

La dorsale Sud-Est indienne s'est ensuite formée vers 40 Ma, déchirant le Plateau Central en deux, éloignant Broken Ridge du reste du Plateau de Kerguelen. Contrairement au Plateau Sud et au Plateau Central, les basaltes du Plateau Nord et de Broken Ridge ne présentent pas d'indice de contamination crustale. Leur mise en place semble donc purement intra-océanique. Le point chaud se trouvait alors à l'aplomb de la ride océanique, comme c'est le cas en Islande à l'heure actuelle. Les interactions entre panache et ride ont été mises en évidence par Weis & Frey (2002) à partir des basaltes du site 1140 situé à l'extrémité Nord du Plateau. La composition de ces basaltes traduit un mélange contenant 99 à 69 % de magmas liés à la ride et 1 à 31 % de matériel provenant du panache (Weis & Frey, 2002).

Suite au déplacement global des plaques lithosphériques indienne et antarctique vers le Nord, le point chaud s'est à nouveau retrouvé en milieu intra-océanique au Sud-Ouest de la ride. C'est ainsi que l'Archipel de Kerguelen et les îles de Heard et McDonald se forment

depuis 30 Ma (Barling et al., 1994; Saunders et al., 1994; Nicolaysen et al., 2000) à l'aplomb de ce dernier.

Le site 1139 que nous avons étudié se situe sur la ride Leclaire (ou Skiff Bank) dans la partie Nord-Ouest du Plateau (Fig. 4-2). Sa mise en place remonte à 68 Ma (Duncan & Pringle, 2000; Duncan, 2002). Les roches forées au niveau de ce site, lors de la campagne ODP Leg 183 en 1999 témoignent d'un volcanisme alcalin, semblable à celui des îles de l'Archipel de Kerguelen (Gautier et al., 1989; Weis et al., 1993; Frey et al., 2000).

4-4 - L'Archipel de Kerguelen

L'Archipel de Kerguelen se localise dans la partie Nord du Plateau à 1500 km au Sud-Ouest de la ride Sud-Est indienne et sa superficie est de 6500 km^2. L'épaisseur de la croûte océanique sous-jacente aux îles Kerguelen est estimée entre 14 et 20 km (Charvis et al., 1993). Un léger basculement du plateau vers l'Est explique la remontée de la partie Ouest et la submersion de la partie Est de l'Archipel.

L'activité volcanique sur l'Archipel de Kerguelen est permanente depuis son apparition il y a environ 30 Ma (Nougier, 1963; Nougier, 1970; Lameyre et al., 1976; Nougier et al., 1983; Nicolaysen et al., 2000). Aujourd'hui, elle s'exprime encore dans les nombreux champs fumeroliens qui parsèment les îles. Les basaltes de l'Archipel évoluent d'une affinité tholéiitique au Nord-Ouest à alcaline au Sud-Est (Weis et al., 1993; Yang et al., 1998; Doucet et al., 2002). Cette évolution se retrouve aussi à travers les âges qui progressent des plus anciens aux plus récents en allant du Nord-Ouest au Sud-Est. Les caractéristiques géochimiques des séries basaltiques reflètent une évolution par cristallisation fractionnée, impliquant le fractionnement précoce du plagioclase et de l'olivine dans la série tholéiitique-transitionnelle et de l'olivine dans les séries alcalines (Gautier et al., 1990). La série tholéiitique-transitionnelle est enrichie en CaO, FeO et terres rares lourdes, alors que les séries alcalines sont plus enrichies en K_2O, P_2O_5, éléments incompatibles et terres rares légères. Ces dernières ont été subdivisées en deux sous-séries, une moyennement alcaline ($Na_2O + K_2O$= 2,5 à 5 %) et une fortement alcalines ($Na_2O + K_2O$= 4 à 8 %). Dans la Province du Sud-Est, ces deux sous-séries correspondent respectivement aux séries du Miocène inférieur (basaltes et trachytes) et du Miocène supérieur (basanites, téphriphonolites et phonolites) (Weis et al, 1993).

Ces roches alcalines sont caractérisées par leur teneur importante en enclaves basiques et ultrabasiques. Ces enclaves, étudiées pour la première fois par Talbot et al. (1963), ont fait récemment l'objet de nombreuses études (e.g. Grégoire, 1994; Mattielli, 1996, 1999; Hassler, 1998; Moine, 2000). Ces enclaves fourinissent des informations directes sur la nature de la croûte inférieure et du manteau supérieur.

L'archipel comporte aussi de nombreux complexes plutoniques. Trois types différents ont été identifiés sur la base des dimensions des intrusions, de leur localisation géographique, de leur évolution pétrographique et de leur âge (Giret et al., 1987; Giret, 1990 et 1993; Weis & Giret, 1994). Le plutonisme localisé au Sud-Est de l'archipel est alcalin. (Franssens, et al., 2001) ont daté ces plutons au Val Gabbro à 22 Ma. Les sills constituant ces massifs sont composés de péridotites, pyroxénites, gabbros, monzo-syénites ou granites. Dans la partie Ouest de l'archipel (Rallier du Baty, île de l'Ouest, îles Nuageuses), les plutons sursaturés en silice sont alcalins. Les complexes annulaires qui les constituent sont des gabbros, des syénites monzonitiques et quartziques ainsi que des granites alcalins. Ils se sont mis en place entre 26,3 et 12,6 Ma. Au centre et à l'Est de l'archipel (Société de Géographie, Monts Ballons, Mont Ross, Montagnes Vertes, péninsule Ronarc'h), les intrusions sont présentes sous forme de filons entrecroisés. Ils sont alcalins, sous-saturés en silice, et leurs compositions vont de gabbros aux monzonites et aux syénites à néphéline. Leur mise en place s'échelonne sur une période allant de 14 Ma à 300000 ans.

4-5- Etat des connaissances pétro-géochimiques du plateau avant la campagne ODP Leg 183

Les laves du socle, forées dans le plateau de Kerguelen lors des campagnes ODP Leg 119 et 120 (sites 738, 747, 749 et 750) ainsi que les échantillons prélevés par dragage lors de la campagne MD48, étaient essentiellement des tholéiites à olivine normative, dont les compositions en éléments majeurs et traces étaient similaires à celle des tholéiites des îles océaniques (Davies et al., 1989; Weis et al., 1989; Alibert, 1991; Weis, 1992). Seuls les échantillons d'une unité du site 748 interprétés comme les produits d'un sill tardif se sont révélés être alcalins.

Le plateau de Kerguelen a été interprété comme un plateau océanique du même type que celui d'Ontong Java; c'est-à-dire un simple empilement de coulées de basaltes tholéiitiques mis en place en milieu sous-marin. Les compositions isotopiques des laves du

plateau de Kerguelen s'inscrivent dans la tendance générale suggérée par les compositions isotopiques de l'Archipel de Kerguelen et de la ride 90°E. Elles sont interprétées comme le mélange d'un composant très enrichi de type OIB, correspondant aux premières phases de l'activité du panache de Kerguelen, avec un composant appauvri de type MORB (source des basaltes de la ride Sud-Est indienne) (Weis et al., 1989; Weis, 1992; Salters et al., 1992; Weis & Frey, 2002; Mattielli et al, 2002). Seul le site 738, situé dans la partie Sud du Plateau, diffère complètement du reste du plateau par ses compositions chimiques. Les laves de ce site présentent en effet des valeurs isotopiques extrêmes ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7090, εNd = -8,5 et $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17,735) ainsi que des appauvrissements relatifs en Nb et Ta (Alibert, 1991; Storey et al., 1992; Mahoney et al., 1995). Pour ces raisons, Storey et al., (1992) ont suggéré que la source de ces basaltes a été contaminée par des composants dérivés de la lithosphère continentale gondwanienne. Dans cet ordre d'idée, Mahoney et al., (1995) ont proposé que l'influence de la lithosphère continentale sur le volcanisme lié à l'activité du panache de Kerguelen diminuerait dès la fin de la phase initiale de construction du Plateau.

Ainsi, avant le Leg 183, les seules preuves témoignant de la présence d'un composant crustal ne concernaient que la partie Sud du Plateau. De plus, le mode de contamination n'était pas clairement établi: intégration du composant directement à la source par recyclage mantellique profond ou contamination lors de la remontée vers la surface à travers une zone de nature continentale sous le Plateau.

4-6- Volcanologie du plateau et découvertes majeures du Leg 183

Cinq découvertes majeures sont à dégager de la campagne ODP Leg 183. La première est la découverte de nombreuses roches acides mises en place en différents endroits du plateau. La deuxième est la mise en évidence d'un volcanisme aérien sur la quasi-intégralité du plateau. La troisième est la présence de roches alcalines au Site 1139. Enfin, la quatrième est la découverte d'un conglomérat au Site 1137 et la cinquième correspond aux nouveaux âges obtenus sur les différents sites qui contribuent à une meilleure contrainte chronologique de la mise en place du plateau.

Un résultat inattendu et majeur du Leg 183 est la découverte de nombreuses roches acides qui se sont mises en place au cours des stades finaux du volcanisme, à travers tout le Plateau (Sites 1137, 1138 et 1139). Il s'agit de dépôts pyroclastiques et de coulées trachytiques, dacitiques et rhyolitiques (Frey et al., 2000; Shipboard Scientific Party, 2000).

La présence de ces roches acides va à l'encontre de l'hypothèse selon laquelle le Plateau de Kerguelen était un plateau océanique semblable à celui d'Ontong Java entièrement constitué par un simple empilement de basaltes aux compositions très homogènes (Neal et al., 1997).

Des cristaux cassés, ainsi que des échardes de verre correspondant à des parois de bulles de gaz figées, ont été trouvées dans un tuf du site 1137 foré au Banc des Elans (Fig. 4-2). Ces indices ainsi que la morphologie des coulées basaltiques montrent que ce volcanisme est lié à des explosions volcaniques aériennes (Shipboard Scientific Party, 2000; Frey et al., 2000), remettant ainsi en cause l'origine entièrement sous-marine du Plateau de Kerguelen. L'idée d'une mise en place aérienne du plateau est de plus confirmée par la présence de fougères, de morceaux d'arbres, de pollen et de spores en différents sites ainsi que la découverte d'un conglomérat au Site 1137. Les seules coulées échantillonnées, présentant des laves en coussins impliquant un volcanisme sous-marin, se trouvent à l'extrémité Nord du Plateau au site 1140 (Shipboard Scientific Party, 2000; Weis & Frey, 2002).

La majorité des laves échantillonnées dans la partie superficielle du Plateau (premières dizaines de mètres) correspondent à des laves tholéiitiques de composition basaltique à trachytique. Skiff Bank (Site 1139), situé dans la partie Ouest du Plateau Nord, fait exception de par la nature alcaline et évoluée de ses roches. Il est constitué de trachybasaltes, de trachytes et de rhyolites alcalines. Des laves de même nature affluèrent aussi sur l'Archipel et les îles de Heard et de McDonald. Cette évolution d'un magmatisme tholéiitique à alcalin est interprétée par Frey et al. (2000) comme étant une diminution de l'activité du panache de Kerguelen.

La découverte d'un conglomérat à galets de gneiss à biotite et grenat, intercalé au sein des coulées de basaltes au Banc des Elans (Site 1137) est l'une des plus importantes contributions scientifiques du Leg 183. La présence de ces galets est la preuve irréfutable d'une mise en place intra-continentale ou sur une marge continentale. De plus, les ages archéen à cambrien de ces galets (Nicolaysen et al., 2001; Ingle et al, 2002) montrent que cette croûte continentale est vieille; ce qui est en accord avec les données géochimiques obtenues sur les laves du site 1137 par Ingle et al. (2002) et Weis et al. (2001). L'hypothèse d'une contamination des magmas par recyclage profond de matériel continental n'est donc plus nécessaire et il est désormais évident (au moins pour le Banc des Elans) que les basaltes qui présentent une signature crustale, ont été contaminés par un processus d'assimilation lors de leur remontée vers la surface (Ingle et al., 2002).

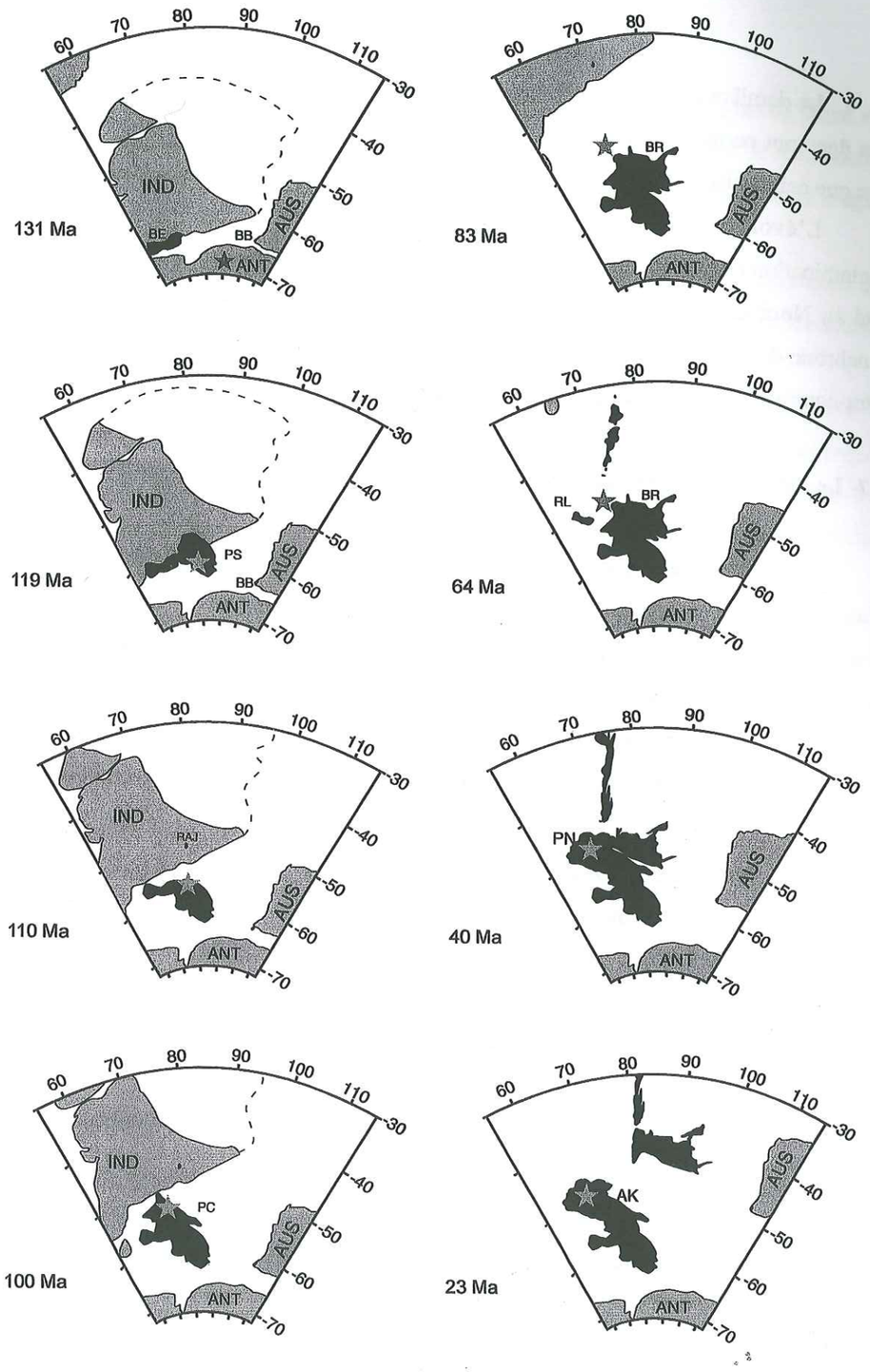


Fig. 4-5 Evolution du plateau de Kerguelen et de l'Océan Indien de 131Ma à nos jours (d'après Coffin et al., 2002). L'étoile représente la position du point chaud de Kerguelen. IND: Inde; ANT: Antarctique; AUS: Australie; BB: Bunbury Basalts ; BE: Banc de Elans; PS: Plateau Sud; RAJ: Rajmahal; PC: Plateau Central; BR: Broken Ridge; RL: Ride Leclaire; PN: Plateau Nord; AK: Archipel de Kerguelen; Pointillés possible limite nord de L'Inde

La dernière contrainte apportée par le Leg 183 est liée à la datation des différents sites. Ces âges ont permis d'établir une évolution chronologique de la formation du Plateau plus fine que celle existant jusqu'alors (Fig. 4-5) (Coffin et al., 2002; Duncan, 2002).

L'évolution des âges des roches, la décroissance, puis la disparition de la contamination crustale et enfin l'environnement des éruptions (aériennes ou sous-marines), du Sud au Nord concordent avec l'hypothèse d'une mise en place du Plateau de Kerguelen, synchrone de la déchirure du Gondwana. L'initiation du volcanisme s'effectuant en domaine intra-continental et évoluant en milieu purement intra-océanique.

4-7- La ride Leclaire (ou Skiff Bank)

Skiff Bank correspond au site 1139 du Leg ODP 183 (Fig. 2), et se situe à l'Ouest du Plateau Nord aux coordonnées 50,19° S et 63,94°E, à 350 km à l'Ouest-Sud-Ouest de l'Archipel de Kerguelen. Il s'agit d'un haut-fond orienté Est-Ouest. Cette orientation est quasiment perpendiculaire aux fractures du bassin voisin de Enderby, mais elle est parallèle à l'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique. Sa bordure Sud est limitée par une grande anomalie gravimétrique négative (Sandwelle & Smith, 1997; Shipboard Scientific Party, 2000).

Le choix s'est porté sur le site 1139 après l'étude de la coupe sismique obtenue lors de la campagne Kerimis en 1998 (Fig. 4-6). La crête du Banc se trouve sous ~200 m d'eau à son point le plus haut, tandis que la base est submergée sous ~3500 m d'eau. Le site 1139 se situe à 50 km de la ligne de crête sous une épaisseur d'eau de 1427 m (Fig. 4-3). Dans cette région, la structure du plateau est relativement simple et les sédiments recouvrant les laves sont peu épais (462 m) (Fig. 4-6). Les âges de ces sédiments vont du Pléistocène à l'Eocène (Shipboard Scientific Party, 2000).

Les roches du site 1139 ont été datées à 66-68 Ma par (Duncan, 2002) en utilisant la méthode Ar/Ar.

Le forage de Skiff Bank a échantillonné 230 m de roches volcaniques. Il s'agit de coulées de trachybasaltes, et de coulées et dépôts pyroclastiques de trachytes et de rhyolites alcalins (cf. description pétrographique annexe 1). La présence de pyroclastites ainsi que la structure des coulées basaltiques met en évidence l'émersion de Skiff Bank à la fin de l'activité volcanique.

Les raisons qui ont motivé le choix de ce forage sur le haut fond de Skiff Bank sont nombreuses.

1- La détermination des âges des laves est un des principaux buts. Le plateau Nord n'a encore jamais été foré et il est par conséquent difficile d'établir un modèle de construction du plateau. Ces datations permettront aussi de quantifier le taux de production de magma en fonction du temps.
2- La caractérisation de la pétrographie, de la géochimie et des propriétés physiques des roches permettra d'étayer le modèle d'évolution du plateau et de contraindre les sources participant à son édification.
3- La détermination du contexte tectonique de cette zone du plateau permettra de comprendre comment la partie nord s'est structurée durant les phases les plus tardives de mise en place et d'observer les déformations subies par les coulées depuis leur épanchement jusqu'à nos jours; ces dernières observations permettant de déterminer dans quel régime de contrainte se trouve le plateau Nord depuis sa formation.
4- L'étude des relations entre le volcanisme et le panache mantellique supposé avoir engendré le Plateau et les îles de l'Archipel de Kerguelen, Heard et McDonald permettra d'établir si les laves émises dans les différentes parties du plateau sont différentes ou non. Ceci permettra de caractériser (1) l'évolution de la composition du panache au cours du temps (vérifier son homogénéité ou inhomogénéité) et (2) la nature des contaminants susceptibles de modifier la composition des magmas.
5- Ces résultats apporteront une contrainte supplémentaire sur à la localisation actuelle du panache qui selon Müller et al. (1993) doit se trouver sous Skiff Bank et selon Duncan & Storey (1992) et Steinberger (2001) doit se localiser à l'Ouest de l'Archipel de Kerguelen.

Chapitre 5

A BIMODAL ALKALIC SHIELD VOLCANO ON SKIFF BANK : ITS PLACE IN THE EVOLUTION OF THE KERGUELEN PLATEAU

(article sous presse à Journal of Petrology)

JOURNAL OF PETROLOGY | VOLUME 43 | NUMBER 7 | PAGES 000–000 | 2002

A Bimodal Alkalic Shield Volcano on Skiff Bank: its Place in the Evolution of the Kerguelen Plateau

BRUNO KIEFFER[1,2], NICHOLAS T. ARNDT[1]* AND DOMINIQUE WEIS[2]

[1]LABORATOIRE DE GÉODYNAMIQUE DES CHAÎNES ALPINES, OSUG, UMR 5025, CNRS, BP 53, 38041 GRENOBLE, FRANCE

[2]DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT, UNIVERSITÉ LIBRE DE BRUXELLES 50, AV. F. D. ROOSEVELT, B-1050, BRUSSELS, BELGIUM

RECEIVED JULY 00, 2001; REVISED TYPESCRIPT ACCEPTED JANUARY 31, 2002

A bimodal volcanic sequence of 230 m thickness on Skiff Bank, a western salient of the northern Kerguelen Plateau, was drilled during ODP Leg 183. The sequence comprises three main units: a mafic unit of trachybasalt flows sandwiched between two units of trachytic or rhyolitic flows and volcaniclastic rocks. Although interpretation is complicated by moderate to strong alteration of the rocks, their original chemical character can be established using the least mobile major and trace elements (Al, Th, high field strength elements and rare earth elements). High concentrations of alkalis and incompatible trace elements indicate that both mafic and felsic rocks are alkalic. The felsic rocks may have been derived by partial melting of mafic rocks, followed by fractionation of feldspar, clinopyroxene, Fe–Ti oxides and apatite. The mafic and felsic rocks have similar Nd and Pb isotopic compositions; $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios are low (17·5–18·0) but, like the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios (0·5125–0·5126), they are comparable with those of basalts from the central and southern Kerguelen Plateau (e.g. Sites 747, 749, 750). The Sr isotopic system is perturbed by later alteration. There is no chemical or isotopic evidence for a continental crustal component. The bimodal alkalic character and the presence of quartz-phyric rhyolites is interpreted to indicate that the sequence forms part of a shield volcano built upon the volcanic plateau. The age of 68 Ma, obtained on Site 1139 rocks by Duncan (A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, Journal of Petrology **43**, *000–000, 2002), provides only a minimum age for the underlying flood volcanic rocks. The high age indicates none the less that Skiff Bank is not the present location of the Kerguelen plume.*

KEY WORDS: *Ocean Drilling Program; Kerguelen Plateau; Skiff Bank*

*Corresponding author. Present address: Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, OSUG, UMR 5025, CNRS, BP 53, 38041 Grenoble, France. E-mail: arndt@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION

The Kerguelen Plateau was for many years been considered, along with Ontong Java, as a type example of an oceanic plateau. This plateau, a pile of mafic rocks of 20–30 km thickness, covers an area of $\sim 2 \times 10^6$ km^2 (three times the size of France) in the southern Indian Ocean. Like Ontong Java, it was thought to have formed through massive basaltic volcanism, which erupted in an entirely oceanic setting as a large mantle plume impinged on the base of the oceanic lithosphere. As explained in recent papers (Frey *et al.*, 2000*a*; Weis *et al.*, 2001; Ingle *et al.*, 2002), two discoveries have changed these ideas. The first was the demonstration by Mahoney *et al.* (1995) that basalts from the southern part of the plateau have geochemical and isotopic compositions that indicate that they had interacted with continental lithosphere. The second was the recovery, at several sites of Leg 183 of the Ocean Drilling Program (ODP), of volcanic and sedimentary sequences whose geological and geochemical characteristics provided clear evidence of emplacement near continental crust. Because of these discoveries, Kerguelen is now thought of as a hybrid plateau, with an older southern portion made up, at least in part, of volcanic rocks resembling submerged continental flood basalts, and a younger northern portion that erupted in a purely oceanic setting (Frey *et al.*, 2000*a*).

Skiff Bank (or Leclaire Rise), is the northwestward extension of the Kerguelen Plateau (Fig. 1). It was sampled by drilling during ODP Leg 183. The site, one

© Oxford University Press 2002

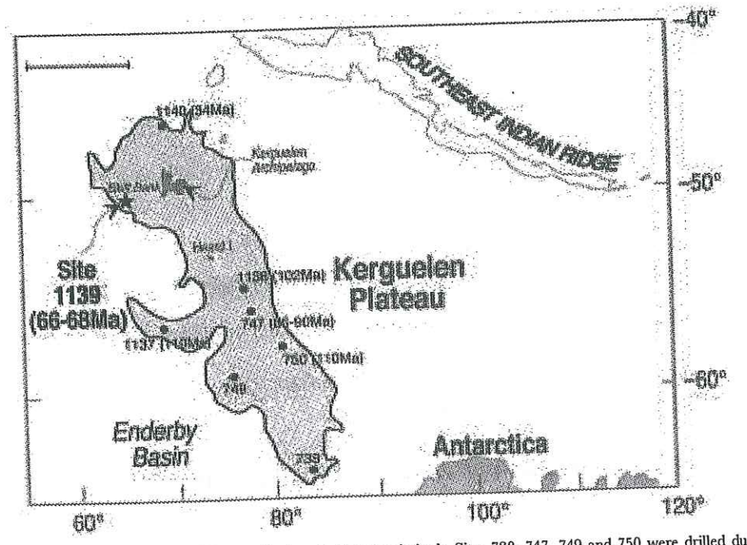


Fig. 1. Bathymetric map of the Kerguelen Plateau. Contour is the 3 km isobath. Sites 738, 747, 749 and 750 were drilled during ODP Leg 120 and Sites 1137, 1138, 1139 and 1140 were sampled during Leg 183.

of six that reached volcanic basement, was selected for two main reasons:

(1) one goal was to provide some information about the age and the character of the volcanic rocks in the northern part of the plateau. Before Leg 183, the only available samples from the northern part of the Kerguelen Plateau were from a suite of trachybasaltic lavas, microgabbros, alkali granites and sedimentary rocks recovered by dredging during the Kerimis cruise (Schlich *et al.*, 1998; Weis *et al.*, 2001). Given the generally felsic character and the diversity of rock types in this assemblage, these rocks were interpreted as probable ice-rafted debris and not the predominant rocks of this part of the Kerguelen Plateau. The closest drill site that penetrated basement was 747 of Leg 120, which is situated in the southern part of the central plateau. As indicated in Fig. 1, Sites 1139 and 1140 were the two Leg 183 sites selected to document the characteristics of the northern part of the plateau.

(2) Knowledge of the age and the volcanic and tectonic environment of this part of the Kerguelen Plateau is crucial to our understanding of the overall evolution of the plateau. A key issue stems from the proposition of Duncan & Storey (1992) and Müller *et al.* (1993) that Skiff Bank is the current site of the Kerguelen plume. If this were true, the volcanic sequence at the site would include rocks that are much younger than those of the main plateau, with distinctive petrological characteristics. It is important to track the position of the plume if we are to understand the interaction between magmatic and tectonic events that led to the evolution of the plateau.

The drilling at Site 1139 passed through 460 m of sediments, then penetrated a sequence of lavas and volcaniclastic rocks of 230 m thickness. Two unexpected results emerged immediately from shipboard study of the volcanic drill core (Shipboard Scientific Party, 2000). First, the volcanic rocks have bimodal mafic–felsic compositions with a strongly alkalic magmatic character; as such, they are very different from the monotonous tholeiitic flood basalts of normal oceanic plateaux. Second, the Eocene to Oligocene age (33–34 Ma) of the sediments that immediately overlie the volcanic sequence provides a relatively high minimum age for the underlying volcanic rocks. The volcanic rocks cannot, therefore, represent the products of recent plume-related magmatism. However, this minimum age is also significantly less than the ~90 Ma age inferred from available radiometric and stratigraphic dating for the central part of the plateau. The results suggested that the volcanic sequence at Site 1139 is distinct from those of both the main plateau and from younger plume-related activity, such as that on the Kerguelen Archipelago and on Heard and Macdonald Islands.

In this paper we present the results of a detailed petrological and geochemical investigation of samples from Site 1139. Our study included inductively coupled

plasma mass spectrometry (ICP-MS) analyses of a wide suite of trace elements and determination of the Nd, Sr and Pb isotopic compositions of the volcanic rocks. Our new results, combined with new age dates of Duncan & Pringle (2000) and Duncan (2002) and comparisons with bimodal volcanic series from two other areas, allow us to clarify (1) the volcanic and tectonic setting of Skiff Bank, (2) the relationship between this region and the rest of the northern plateau, and (3) the magmatic evolution of the Kerguelen Plateau as a whole.

Geological setting

Skiff Bank is the westernmost salient of the northern Kerguelen Plateau and lies ~350 km WSW of the Kerguelen Archipelago (Fig. 1). It is a broad, relatively flat bank, about 300 km long and 150 km wide; the minimum water depth on the central ridge is ~200 m, increasing to ~3500 m at the margins. The bank is elongated in an east–west direction, sub-perpendicular to fractures in the surrounding Enderby Basin but parallel to the direction of rifting between the Indian and Antarctic continents. The southern border of the Bank is marked by a large negative gravity anomaly, a feature absent from the northern border (Sandwell & Smith, 1997; Shipboard Scientific Party, 2000). In seismic profiles (Recq & Charvis, 1986; Recq *et al.*, 1990, 1994; Charvis *et al.* 1995), the structure of the northern plateau is relatively simple. A thin sedimentary section (400–500 m) overlies an igneous basement of 14–19 km thickness.

Site 1139 is located at 50·18°S and 63·94°E, ~50 km south of the central ridge at a water depth of 1427 m, and is on the flank of one of two broad edifices at the surface of the plateau (Shipboard Scientific Party, 2000, fig. F32). The maximum age of the overlying sediments was established as early Oligocene to latest Eocene (Shipboard Scientific Party, 2000).

Felsic volcanic rocks from Site 1139 were dated by Duncan & Pringle (2000) and Duncan (2002) using the Ar–Ar method. Incremental heating experiments on both whole rocks and on feldspars separated from rhyolites and trachytes yielded ages of 66–68 Ma. These ages are ~35 Myr greater than the 33–34 Ma age assigned to the earliest Oligocene to latest Eocene sedimentary rocks that directly overlie the volcanic units at the Site (Shipboard Scientific Party, 2000).

Petrography and mineralogy of the volcanic rocks of Site 1139

The 230 m basement sequence at Site 1139 is composed of bimodal mafic–felsic volcanic rocks with rare intercalated terrigenous and volcanogenic sediments. Detailed descriptions of the petrological characteristics of these rocks, as determined through study of the drill core, are given in the report of the Shipboard Scientific Party (2000) and will not be repeated here. Instead we show in Fig. 2 a log of the main units. We summarize the main petrological features in the following paragraphs, using a combination of shipboard observations and our own petrographic investigations.

As shown in Fig. 2, a 73 m series of trachybasaltic lava flows is sandwiched between two series of felsic volcanic rocks. The upper 125 m felsic series contains both rhyolitic and trachytic lava flows and volcanoclastic rocks; the lower 32 m series is made up of two trachytic lava flows. Core recovery was poor, ~21%, in the upper felsic sequence, probably because of the presence of numerous rubbly breccia zones, but better in the more massive mafic and lower felsic sequences (61% and 68%). Interpretation of volcanic structures and textures led the Shipboard Scientific Party (2000) to conclude that the rocks erupted subaerially.

Five units were recognized in the upper felsic sequence. Unit 1 consists of rhyolite rubble and breccia, with thin interbedded layers of bioclastic sandstone and volcaniclastic sediments. Most of the rock is sparsely phyric to glassy, in one case with perlitic textures. Phenocrysts are sparse, mainly sanidine with rare quartz. Haematite in the groundmass imparts a reddish brown colour to the rocks. The perlitic glass in the basal breccia appears silicified and contains a small amount of chalcedony. The vesicle content of this unit is very low, <2%.

Unit 2 is a dark red (oxidized) rhyolite containing ~10% sanidine and minor quartz phenocrysts. Flattening and agglutination of fragments suggest that this unit is a welded pyroclastic flow. Many of the quartz and sanidine phenocrysts are shattered. No ferromagnesian minerals are present, but clays and oxides are abundant and could be the products of the alteration of mafic phases. The unit contains <2% vesicles.

Unit 3 is strikingly different from the overlying units. It consists of a green-coloured, highly altered crystal-vitric tuff containing abundant sanidine (15%) and rarer quartz phenocrysts and lithic clasts in a perlitic, and locally banded glassy matrix. This unit is interpreted as the densely welded core of a pyroclastic flow deposit. The green colour arises from intense alteration of the matrix glass.

Unit 4 is a massive to brecciated, vesicular, dark red (oxidized) rhyolite similar to Unit 2. Here again the quartz and sanidine phenocrysts are shattered and some show embayments at their margins. Goethite is abundant in the groundmass cement.

Unit 5 consists of a central zone of massive, highly altered trachytic lava bounded at both margins by brecciated zones. This unit is interpreted as a differentiated lava flow. Phenocryst phases are sanidine, and ferromagnesian minerals that are completely replaced by

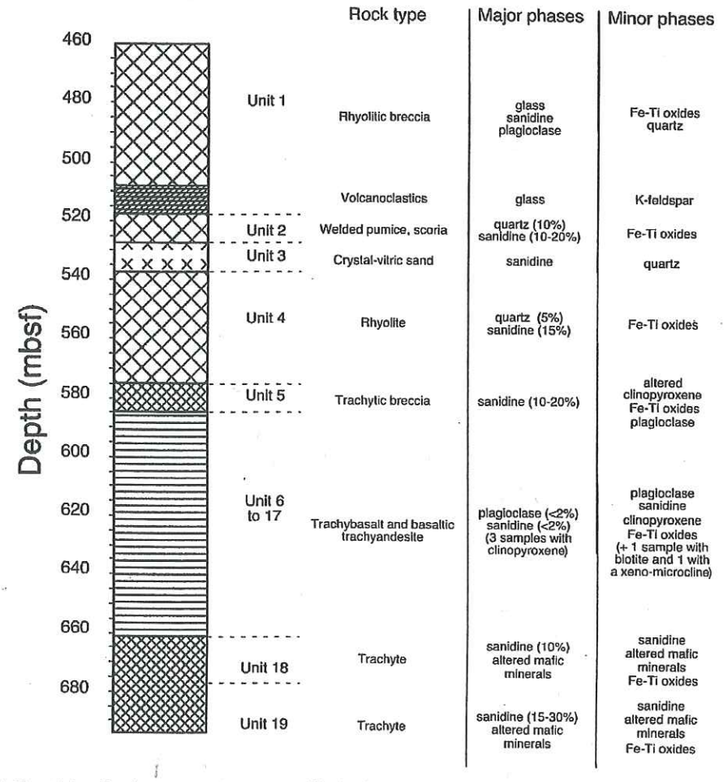


Fig. 2. Simplified log of the volcanic sequence with petrographic descriptions and rock types.

secondary chlorite, carbonate and clays. The same minerals fill fissures and vesicles (<5%).

The middle sequence, Units 6–17, comprises 12 flows or flow units with mafic to intermediate compositions. These units, whose thickness varies from 2 to almost 20 m, have massive interiors overlain by thin flow-top breccias. Unit 10 consists of small pahoehoe lobes, Unit 11 is an aa flow, and the other units have brecciated margins of indeterminate character. These features indicate subaerial emplacement. These units contain between 0 and 20% of vesicles filled with secondary minerals (clays, zeolite, carbonate and chlorite).

The lava has a pale grey colour and contains 1–3% plagioclase and sanidine phenocrysts in a fine-grained, trachytic-textured groundmass. The least altered samples contain 1–2% of unaltered phenocrysts of pale brown, Ti-rich clinopyroxene in a matrix of feldspar, abundant opaque minerals and patches of secondary minerals (clay minerals and carbonate) that could represent altered clinopyroxene. Some of the feldspar crystals have the form and habit of primary magmatic sanidine; others could represent altered plagioclase. The more altered samples contain feldspar phenocrysts in a matrix completely altered to secondary minerals. The most common alteration minerals are siderite, calcite, chlorite, sepiolite, and secondary Fe oxides. Patches of Fe oxides and clay minerals could represent completely altered ferromagnesian minerals.

The lower felsic sequence, Units 18 and 19, consists of an almost complete section through one lava flow (Unit 18) and the upper part of a second flow (Unit 19). Both units were originally composed of porphyritic trachyte containing 10–30% clinopyroxene and sanidine phenocrysts in a fine-grained, poorly vesicular matrix. Subsequent moderate to intense alteration has destroyed most of the primary minerals. Clay minerals or siderite has

replaced all the clinopyroxene, and rare titanomagnetite phenocrysts are altered to maghemite or haematite. The groundmass is composed of alkali feldspar (some of which may be altered plagioclase), quartz, magnetite and altered glass. Secondary phases in the matrix include clay minerals, abundant siderite, haematite and chalcedony.

ANALYTICAL METHODS

The samples were ground in an agate mortar. Major elements and certain trace elements (Ni, Cr and V) were analysed by X-ray fluorescence (XRF) at the University of Massachusetts, Amherst (Rhodes, 1983). Other trace elements were analysed by ICP-MS at the University of Grenoble following the procedure of Barrat *et al.* (1996, 2000). The error on major element determinations is <5%. For the trace elements Rb, Sr, Ba, Hf, Zr, Ta, Nb, U, Th, Pb, Y and rare earth elements (REE), the accuracy is better than 5%; for Cs it is ~10%. Table 1 contains the major and trace element data, along with measurements of standards BIR1, BHVO and RGM. The results are in excellent agreement with the data of Eggins *et al.* (1997). The data reported in Table 1 and plotted in the figures are recalculated on a volatile-free basis.

Nd, Sr and Pb isotopic analyses were carried out at Université Libre de Bruxelles on a VG 54 mass spectrometer using the procedure described by Weis *et al.* (1987) All samples were leached in 6N HCl in an ultrasonic bath to remove secondary minerals and seawater following the procedure described by Weis & Frey (1991). Each leaching period was 20 min and the procedure was repeated 10 or more times, until a clear solution was obtained. The average total weight loss during leaching varied between 21 and 64%. No correlation between loss on ignition (LOI) and weight loss was evident and there was no difference between mafic and felsic rocks. To evaluate the effects of leaching, two duplicate analyses were also run on unleached samples. Sr isotopic ratios were normalized to $^{86}Sr/^{88}Sr = 0{\cdot}1194$ and Nd isotopic data were normalized using $^{146}Nd/^{144}Nd = 0{\cdot}7219$. The average $^{87}Sr/^{86}Sr$ value for NBS 987 Sr standard was $0{\cdot}710278 \pm 12$ ($2\sigma_m$ on the basis of 12 samples). Analyses of the Rennes Nd standard yielded $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{\cdot}511970 \pm 7$ ($2\sigma_m$ on the basis of 12 samples). Pb isotopic ratios were measured on single Re filament using the H_3PO_4–silica gel technique. All Pb isotopic compositions were corrected for mass fractionation ($0{\cdot}12 \pm 0{\cdot}04$% per a.m.u.) based on 10 analyses of NBS 981 Pb standard run at a temperature between 1090 and 1200°C.

Influence of alteration on chemical compositions

Interpretation of the chemical compositions of Site 1139 rocks is greatly complicated by the moderate to intense alteration that has affected all samples. As is discussed in a later section, this alteration has had major effects on the compositions of the lavas, but these effects are different in the mafic and felsic rocks. Particularly in the felsic lavas, the crystallization of feldspar and minor phases complicates the distinction between mobile and immobile behaviour. The removal of these minerals drastically changes the concentrations and ratios of elements such as Ti, P, Eu, Sr and Ba. Furthermore, the peculiar and intense nature of the alteration appears to have changed the concentrations of some elements that are normally considered to be immobile.

Some examples of complex behaviour of minor and trace elements in the felsic lavas are illustrated in the variation diagrams plotted as Fig. 3. Zirconium correlates well with Nb, an element normally considered immobile, but poorly with Ti, another high field strength element (HFSE) that is also thought to resist alteration. The scatter in the Zr vs Ti diagram probably is not due to mobility of Ti but to variable amounts of oxide fractionation. The REE, with the exception of Eu and Ce, are also thought to be relatively immobile. However, two representative REE, La and Yb, show almost as much scatter as Ba and Rb, elements that are regarded as moderately to highly mobile. The mafic lavas plot as a tight group in most trace element diagrams, as shown in a subsequent section, but we will demonstrate later that their major element compositions may have been strongly affected by alteration.

In view of these complications, it is not possible to define, in general terms, which elements are mobile and which elements are not. For this reason we have chosen first to present the geochemical data, making reference where appropriate to the possible influences of alteration. Then, in the discussion section, we consider how the alteration has influenced the compositions of both the mafic and felsic lavas and establish which elements can be used to infer the magmatic histories of the two rock suites.

Major and trace elements

In the total alkalis–silica diagram (Le Bas *et al.*, 1986; Fig. 4), the mafic rocks plot in the fields of trachybasalt, basaltic trachyandesite, tephrite or phonotephrite. To avoid these rather cumbersome names we will refer to these rocks simply as trachybasalts. The felsic lavas show a wide range of compositions extending from trachyte well into the field of rhyolite. All these rocks plot in the alkalic domain, above the line that separates tholeiitic

Table 1: Major and trace element data

Sample:	51R1 13–19	52R1 2–7	52R1 45–50	52R1 130–139	53R1 89–93	53R2 67–75	54R1 1–9	55R1 67–72	55R1 67–72	56R3 101–107	57R1 127–134	59R1 68–73	61R1 67–73	61R1 131–138	61R2 93–97	62R2 74–79	62R2 113–120	63R1 10–18
Unit:	1	1	1	1	1	1	1	2	2	3	4	4	5	5	5	6	6	6
Rock type:	R	R	R	R	R	R	R	R	Dup.	D	R	R	Tr	Tr	Tr	BTA	BTA	Te
Depth (mbsf):	475	480	490	495	500	505	509	518		531	540	560	575	580	582	585	586	595
SiO_2	72·4	76·1	76·1	72·5	74·4	74·8	75·5	77·3		68·4	77·9	80·4	66·4	67·2	67·1	53·0	50·6	47·9
TiO_2	0·32	0·34	0·33	0·32	0·34	1·15	0·32	0·31		0·47	0·28	0·27	0·50	0·51	0·50	3·17	3·16	4·35
Al_2O_3	12·6	10·9	10·7	10·9	10·4	10·8	10·5	10·7		15·8	9·5	9·2	15·7	15·6	15·7	19·0	18·8	16·6
Fe_2O_3	4·31	3·49	3·52	4·87	5·80	4·62	4·70	3·02		5·31	4·27	2·59	5·63	5·05	5·50	12·4	15·9	14·4
MnO	0·04	0·01	0·02	0·04	0·13	0·06	0·02	0·01		0·02	0·01	0·01	0·30	0·28	0·07	0·08	0·13	0·60
MgO	0·03	0·03	0·06	0·25	0·80	0·34	0·07	—		3·73	—	—	0·06	0·05	0·07	0·80	1·16	1·67
CaO	0·07	0·05	0·09	0·10	0·40	0·40	0·04	0·03		0·42	0·02	0·02	0·29	0·28	0·26	2·19	2·28	5·17
Na_2O	4·43	3·72	3·63	1·74	2·67	2·01	3·08	3·52		3·14	3·04	2·77	4·86	4·55	4·03	3·08	2·60	4·05
K_2O	5·36	5·21	5·13	8·94	4·29	5·05	5·23	4·73		2·12	4·48	4·59	5·87	5·97	6·05	4·31	4·02	3·07
P_2O_5	0·02	0·02	0·06	0·03	0·02	0·04	0·02	0·02		0·18	0·01	0·01	0·02	0·02	0·02	1·33	1·37	1·62
Total	99·6	99·9	99·6	99·7	99·3	99·3	99·4	99·7		99·6	99·5	99·9	99·7	99·5	99·3	99·3	100·0	99·5
LOI	0·80	0·46	0·85	3·11	10·4	8·08	0·97	0·75		14·6	0·80	0·72	2·69	2·35	1·68	6·98	9·74	6·69
Rb	151	203	159	162	96·4	127	194	111	112	37·5	117	115	81·4	94·0	118	60·2	59·2	47·9
Cs	0·39	0·99	0·49	0·44	5·26	1·13	0·68	0·21	0·21	1·19	0·22	0·18	0·17	0·36	1·68	0·86	0·98	0·21
Sr	5·74	7·71	14·2	16·3	66·8	50·3	6·62	4·13	4·34	48·20	3·26	3·65	7·25	6·58	9·12	136	149	491
Ba	4·95	5·08	5·57	10·9	34·5	102·1	4·63	19·8	18·7	7·42	10·6	15·6	30·2	29·9	33·9	852	950	1158
Hf	34·5	32·7	34·3	46·4	42·6	32·6	42·0	17·9	18·5	39·0	20·5	21·4	13·9	15·5	15·8	9·39	9·63	7·22
Zr	1750	1696	1475	2105	2015	1519	1814	857	862	1787	912	949	625	718	748	414	447	348
Ta	8·98	8·64	8·50	12·3	11·5	8·56	10·6	4·70	4·87	10·54	5·35	5·32	4·16	4·73	5·01	2·94	3·15	2·50
Nb	177	150	147	205	193	165	199	80	82·4	190	97·9	91·3	75·8	87·4	93·0	47·7	56·9	43·8
U	2·41	1·80	2·00	2·64	4·58	10·76	4·21	1·11	1·15	2·86	1·94	4·12	2·30	2·90	3·81	0·75	0·89	0·78
Th	18·7	18·0	19·5	26·4	23·7	17·7	25·2	10·2	10·3	22·9	11·7	12·4	9·8	10·7	11·1	4·16	4·39	3·16
Pb	11·4	5·6	10·3	22·3	30·9	25·6	18·8	14·5	11·7	32·7	17·3	17·0	12·4	10·3	14·5	6·90	6·69	5·01
Y	159	141	138	123	144	145	175	36·5	36·4	95·2	48·4	40·0	53·1	66·4	71·8	50·0	56·5	48·7
Ni		4·02		3·10	1·12	2·18		—		1·17	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr		2·01		5·16	7·82	9·80		1·01		28·11	1·01	—	2·06	—	1·02	3·23	5·54	0
V		29·1		3·10	—	32·7		4·03		—	—	1·01	—	1·02	—	112	104·1	240
La	53·7	32·1	230	195	180	152	32·8	37·6	38·0	170	46·9	53·0	62·6	75·5	88·7	53·1	65·3	53·6
Ce	58·7	149	208	393	337	296	85·0	173	173	323	131	203	129	150	181	110	132	112
Pr	15·3	9·9	57·4	44·6	42·0	35·2	9·2	11·0	11·1	42·9	12·2	13·7	15·4	17·9	21·0	14·3	16·5	14·2
Nd	62·9	37·1	203	164	156	132	39·5	42·8	42·9	159	48·3	50·5	59·3	67·9	78·2	59·8	68·5	60·3
Sm	19·2	11·2	34·0	32·2	30·8	27·3	16·0	9·3	9·15	31·0	11·0	9·8	12·1	13·9	15·4	12·7	13·9	12·4
Eu	1·30	0·45	0·97	0·84	0·90	1·22	0·65	0·47	0·48	0·82	0·32	0·26	1·31	1·42	1·55	4·77	4·91	4·73
Gd	22·0	14·4	25·3	29·5	28·7	26·9	22·8	8·35	7·89	24·7	9·57	8·34	11·3	12·7	13·9	12·0	12·9	12·1
Tb	3·85	3·01	3·78	4·56	4·52	4·32	4·63	1·27	1·27	3·57	1·49	1·28	1·78	2·01	2·19	1·74	1·88	1·65
Dy	23·3	20·0	22·7	25·6	25·6	24·6	29·5	7·24	7·13	18·9	8·56	7·35	10·18	11·4	12·3	9·22	10·23	8·79
Ho	4·85	4·27	4·70	5·16	5·06	4·85	6·07	1·45	1·44	3·69	1·74	1·52	2·02	2·31	2·46	1·72	2·03	1·72
Er	13·5	12·3	13·9	14·4	14·2	13·2	16·7	4·36	4·23	10·09	5·04	4·67	5·76	6·45	6·94	4·13	4·61	3·82
Yb	11·6	11·5	13·3	13·2	13·3	11·8	13·6	5·06	5·06	9·52	5·25	5·43	5·44	6·19	6·39	3·22	3·96	3·19
Lu	1·66	1·65	1·92	1·87	1·89	1·62	1·97	0·80	0·79	1·43	0·83	0·83	0·83	0·94	1·01	0·44	0·57	0·48

Sample:	64R1 127–135	64R1 136–146	64R2 78–87	64R3 96–105	64R4 103–115	64R4 128–137	65R1 69–76	65R3 15–19	65R3 129–134	66R1 11–18	66R3 2–10	66R3 70–84	66R5 79–86	67R4 35–41	67R4 113–125	67R5 48–55	68R4 17–24	69R1 92–97
Unit:	7	7	7	7	8	8	9	10	10	11	12	12	13	14	14	14	15	16
Rock type:	BTA	BTA	BTA	TB	TB	TB	TB	BTA	TB	BTA	TB	TB	Te	TB	PT	BTA	Te	BTA
Depth (mbsf):			606	608	610	614	615	620	625	622	625	630	632	635	636	638	647	653
SiO_2			53·4	47·6	48·3	49·1	48·8	51·2	50·8	50·8	49·4	49·0	47·1	46·8	51·2	52·1	47·1	51·6
TiO_2			2·92	3·41	3·95	4·12	4·19	4·97	4·85	4·14	4·19	4·36	4·49	2·27	2·65	2·79	3·67	2·90
Al_2O_3			17·5	14·9	14·4	15·1	15·7	17·4	17·4	16·5	15·4	15·9	16·8	14·0	16·9	17·2	16·5	14·9
Fe_2O_3			9·65	17·4	14·0	13·2	15·6	10·3	12·6	11·5	12·1	12·1	11·6	23·4	12·8	9·98	13·6	12·3
MnO			0·37	0·49	0·26	0·30	0·27	0·18	0·47	0·24	0·17	0·24	0·28	0·62	0·33	0·23	0·33	0·20
MgO			1·00	2·49	4·27	3·30	1·74	1·89	2·05	1·57	3·22	1·39	1·30	2·34	1·17	0·91	1·27	2·53
CaO			5·58	6·33	7·63	7·20	5·72	6·08	4·45	6·48	7·12	8·27	9·93	3·48	4·92	6·37	8·10	7·21
Na_2O			4·59	3·04	3·57	3·77	3·71	3·67	2·81	3·68	3·94	3·88	3·84	2·56	4·51	4·64	4·11	3·38
K_2O			3·65	2·52	2·24	2·38	2·57	2·59	2·55	2·86	2·63	2·71	3·05	3·29	4·07	3·99	3·26	2·93
P_2O_5			1·08	1·43	0·98	1·03	1·22	1·12	1·11	1·67	1·58	1·65	1·23	0·96	1·11	1·16	1·38	1·15
Total			99·7	99·6	99·6	99·5	99·5	99·3	99·0	99·4	99·8	99·5	99·6	99·7	99·6	99·4	99·3	99·2
LOI			5·98	14·1	3·48	4·42	8·99	10·4	10·7	5·95	5·53	9·23	8·91	15·7	8·23	6·00	8·65	4·36
Rb	50·3	50·5	63·1	29·6	38·1	44·6	41·2	50·3	51·2	49·5	42·5	45·1	49·1	43·6	59·7	61·9	52·1	42·2
Cs	0·21	0·21	0·74	0·69	0·25	0·23	0·25	0·60	0·76	0·19	0·13	0·27	0·27	0·76	0·33	0·41	0·20	0·17
Sr	443	444	480	255	422	473	447	452	389	521	509	538	569	160	465	533	477	428
Ba	1513	1513	1417	1096	739	840	836	882	822	1018	959	1040	1170	1120	2202	2115	938	898
Hf	8·47	8·57	8·81	7·15	6·99	7·55	7·55	8·45	8·43	8·79	7·63	7·94	8·03	7·52	8·05	8·02	9·03	8·54
Zr	373	374	421	345	315	345	341	377	377	369	341	346	369	340	396	400	398	376
Ta	2·69	2·70	2·84	2·30	2·23	2·47	2·60	2·87	2·80	2·96	2·47	2·72	2·66	2·50	2·24	2·19	2·84	2·56
Nb	44·6	45·0	52·0	40·3	37·3	42·4	43·5	49·0	47·5	47·5	40·7	45·3	44·6	42·5	38·8	38·2	47·3	40·5
U	0·82	0·84	0·91	0·49	0·84	0·81	0·54	0·52	0·61	0·43	0·49	0·59	0·79	0·52	0·91	0·99	0·52	0·92
Th	4·21	4·26	3·81	2·93	3·10	3·20	3·23	3·64	3·55	3·68	3·17	3·33	3·35	3·80	3·99	3·88	4·57	3·76
Pb	5·90	5·80	6·95	5·99	5·10	4·95	5·89	5·56	6·15	5·16	4·77	5·31	6·25	7·10	7·21	7·42	6·46	6·38
Y	47·6	47·3	51·4	53·3	42·3	45·5	45·6	48·8	46·7	53·6	52·3	52·6	50·3	59·0	49·2	52·7	57·3	49·2
Ni				3·49	9·33	6·28		10·05	11·2		3·18	1·10	3·29	2·37	1·09	1·06	1·10	1·05
Cr				4·66	25·9	8·37		16·8	17·9		75·2	50·7	2·20	3·56	5·45	—	6·57	2·09
V				171	290	308		334	381		240	258	285	159	90	95	207	134
La	50·2	49·5	57·3	51·7	40·9	46·7	47·5	49·8	49·0	55·5	51·4	55·1	51·3	50·4	56·0	58·2	55·8	49·7
Ce	105	104	118	111·2	85·9	98·4	100·0	104·3	102·7	119	110	116	107·5	104	117	121	119	103·3
Pr	13·1	13·2	14·7	14·3	11·0	12·3	12·9	13·2	12·8	15·3	14·1	15·1	13·7	13·2	14·6	15·2	15·2	13·0
Nd	53·2	52·7	60·3	60·9	46·4	51·5	54·4	55·3	53·9	66·2	61·2	65·1	57·4	53·9	60·4	62·9	62·9	55·4
Sm	11·0	11·1	12·4	13·1	9·8	10·9	11·5	11·8	11·3	14·0	13·0	13·9	12·2	11·5	12·4	12·8	13·4	11·7
Eu	4·75	4·76	4·80	5·11	3·32	3·72	3·87	4·10	3·98	5·12	4·82	5·10	4·61	4·87	5·74	5·79	4·01	3·67
Gd	11·0	11·0	12·2	13·2	10·01	10·9	11·3	11·6	11·00	13·9	13·2	14·0	12·2	11·6	12·0	12·8	13·0	11·5
Tb	1·56	1·56	1·69	1·83	1·44	1·54	1·61	1·67	1·58	1·99	1·86	1·93	1·74	1·74	1·71	1·80	1·87	1·63
Dy	8·66	8·59	9·26	9·95	8·02	8·23	9·19	9·15	8·71	10·9	9·92	10·17	9·38	9·79	9·41	9·98	10·41	9·35
Ho	1·68	1·67	1·81	1·88	1·52	1·60	1·75	1·72	1·64	2·05	1·91	1·90	1·77	1·97	1·79	1·88	2·02	1·80
Er	4·62	4·52	4·27	4·57	3·61	3·79	4·23	4·15	4·00	4·88	4·43	4·52	4·32	5·47	4·36	4·59	5·29	4·35
Yb	3·73	3·66	3·80	4·11	3·22	3·36	3·76	3·55	3·43	4·12	3·83	3·76	3·87	4·85	3·91	3·98	4·20	3·84
Lu	0·55	0·54	0·58	0·63	0·48	0·50	0·54	0·49	0·50	0·60	0·55	0·54	0·54	0·74	0·60	0·60	0·62	0·57

Table 1: continued

Sample:	69R2	70R4	71R2	71R4	71R4	71R6	72R2	73R3	BHVO-1 Average of 27 analyses	BHVO-1 Eggins *et al.* (1997)	BR Average of 8 analyses	BR Eggins *et al.* (1997)	RGM-1 Average of 8 analyses	RGM-1 Eggins *et al.* (1997)	BHVO-1 Calibration values
Unit:	105–109	108–118	14–21	40–50	40–50	96–104	25–35	100–111							
Rock type:	17	18	18	18	18	19	19	19							
Depth (mbsf):	BTA	Tr	Tr	Tr	Dup.	Tr	Tr	Tr							
	660	672	674	676		678	682	693							
SiO_2	52·1	62·0	64·1	63·9		70·3	70·5	69·3							
TiO_2	3·15	0·81	0·81	0·56		0·45	0·43	0·46							
Al_2O_3	16·3	15·1	14·9	16·9		13·5	13·2	13·4							
Fe_2O_3	10·9	11·5	8·83	9·09		6·17	5·75	6·67							
MnO	0·18	0·31	0·44	0·02		0·12	0·17	0·21							
MgO	1·91	0·61	0·37	0·56		0·24	0·15	0·16							
CaO	6·18	0·67	1·06	0·21		0·62	0·42	0·14							
Na_2O	4·01	3·41	3·78	4·08		3·38	3·72	3·78							
K_2O	3·26	5·41	5·65	4·48		4·90	5·24	5·17							
P_2O_5	1·24	0·15	0·16	0·06		0·03	0·01	0·02							
Total	99·2	100·0	100·1	99·8		99·7	99·6	99·3							
LOI	4·24	6·81	5·32	3·86		2·98	2·90	3·33							
Rb	54·3	58·5	63·3	60·4	61·0	117·4	115	115	9·36	9·20	9·46	9·20	9·60	9·20	9·20
Cs	0·22	0·2	0·12	0·70	0·76	0·4		0·36	0·10	0·10	0·10	0·10	0·10	0·10	0·10
Sr	468	15·3	15·8	41·2	42·1	14·4	9·65	11·8	395	390	1294	1320	102	108	399
Ba	980	165·3	207	103·0	105	88·7	65·0	50·5	132	133	1006	1050	824	807	132·9
Hf	9·10	10·1	10·6	35·8	36	27·5	28·7	26·2	4·47	4·30	5·85	5·62	6·11	6·20	4·49
Zr	415	449	464	1604	1613	1260	1253	1216	182	180	290	250	240	219	184
Ta	2·81	3·2	3·25	9·13	9·46	7·3	7·37	6·75	1·20	1·20	5·37	5·79	0·95	0·95	1·21
Nb	45·7	54·0	55·9	163	163	122·7	121	120	19·4	19·5	112	98	9·41	8·90	19·7
U	0·99	0·7	1·13	1·54	1·63	1·1	2·62	2·05	0·41	0·42	2·23	2·46	5·38	5·80	0·41
Th	4·18	5·6	5·69	18·6	19·8	15·3	15·0	13·2	1·25	1·26	9·95	10·87	14·9	15·1	1·25
Pb	6·51	7·0	5·63	28·3	21·1	14·5	15·4	13·2	2·06	2·10	4·65	4·77	28·4	24·0	2·06
Y	53·0	51·8	54·8	113	112	58·1	164	232	27·8	28·0	31·3	30	24·3	25·0	28·0
Ni	1·04	—	—	—		—		1·03							
Cr		93·3	—	3·12		7·22									
V	143	—	—					—							
La	54·9	55·2	55·5	107	109	75·8	170	288	15·5	15·5	77·3	82	22·8	27·0	15·5
Ce	113	118·4	112	277	328	239·3	165	338	37·7	38·0	145	151	45·1	47·0	38·0
Pr	14·3	14·9	14·7	28·1	28·9	17·4	46·8	66·6	5·42	5·45	16·7	17·36	5·27	5·30	5·45
Nd	60·4	59·5	59·2	108	110	65·6	177	244	24·6	24·7	63·6	65	19·0	19·0	24·7
Sm	12·6	12·8	12·7	23·0	23·8	13·8	35·2	44·4	6·17	6·17	11·8	12	3·96	4·30	6·17
Eu	4·03	2·9	2·79	1·98	2·03	1·3	2·60	3·38	2·05	2·06	3·5	3·7	0·55	0·66	2·06
Gd	12·6	11·7	11·8	21·0	21·2	13·1	30·8	42·6	6·17	6·22	10·0	9·5	3·76	3·70	6·22
Tb	1·77	1·8	1·87	3·42	3·50	2·1	4·99	5·96	0·95	0·95	1·28	1·25	0·60	0·66	0·95
Dy	10·01	9·9	10·31	20·0	20·2	11·2	29·3	33·7	5·27	5·25	6·22	6·20	3·61	4·08	5·25
Ho	1·93	1·9	2·03	4·01	4·08	2·2	5·91	7·08	1·00	1·00	1·08	1·087	0·77	0·95	1·00
Er	4·64	5·2	5·55	11·1	11·1	6·1	16·1	19·1	2·57	2·56	2·60	2·4	2·32	2·60	2·56
Yb	4·08	4·8	5·26	9·57	9·88	6·8	12·5	12·7	1·99	1·98	1·8	1·9	2·47	2·60	1·98
Lu	0·60	0·8	0·85	1·34	1·37	1·1	1·73	1·84	0·28	0·28	0·3	0·25	0·38	0·41	0·28

Major (in wt %) and trace element (in ppm) data. Averages of standard values are reported together with Eggins *et al.* (1997) preferred values. BHVO-1 calibration values used during this study are a compilation of data from Eggins *et al.* (1997) and T. Plank (personal communication, 2000). —, values below limit detection; blanks indicate that the element was not measured. TB, trachybasalt; BTA, basaltic trachyandesite; Te, tephrite; D, dacite; Tr, trachyte; R, rhyolite; PT, phonotephrite; Dup., duplicate; mbsf, metres below sea floor. All the data, major and trace elements, are normalized to the measured oxide total on a volatile-free basis. Normalization was not possible for two samples (64R1 127–135 and 64R1 136–146) that lack major element data.

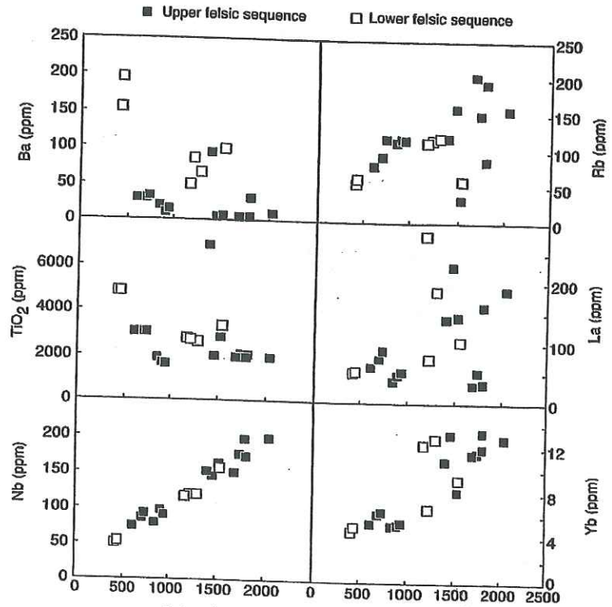


Fig. 3. Variation diagrams illustrating a good correlation in the felsic rocks between two immobile elements (Zr and Nb) and poor correlation between other pairs of elements. In some cases the poor correlation results from mobility during alteration (e.g. Rb vs Zr), in some cases it is the result of variable extents of fractional crystallization (TiO_2 vs Zr), and in the other cases both processes are implicated.

and alkalic rocks (Kuno, 1966). A notable exception is the altered vitric tuff (Unit 3), which plots in the tholeiitic domain, in the field of dacite.

Stratigraphic variations in major and trace element compositions, from base to top of the drilled section, are illustrated in Fig. 5a and b. The mafic–felsic bimodality of the volcanic suites is immediately apparent. The mafic lavas have a restricted range of relatively low SiO_2 contents, from 46 to 54 wt %, and the felsic rocks show a wider range, from 61 to >80 wt %. There is little systematic up-section evolution in major and trace element compositions, and few differences between compositions in the upper and lower felsic suites. An exception is Al_2O_3, which is lower in rhyolites in the upper part of the section than in trachyte flows from both the lower part of the upper felsic series (Unit 5) and from the lower series (Units 18 and 19).

The highly altered green vitric tuff (sample 56R3 101–107; Unit 3) again plots separately from the other samples. It has unusually high MgO, Al_2O_3, P_2O_5, LOI, Cs, Sr, REE and Y, and low K_2O, Na_2O and Rb (Fig. 5a and b).

In the variation diagrams (Fig. 6a and b), the samples also fall into two distinct groups. Concentrations of most major elements in the high-SiO_2 felsic rocks are distinctly lower than in the trachybasalts. Elements that are incompatible with ferromagnesian minerals, such as Th, Zr and most of the REE, are present in high concentrations in the felsic rocks, whereas elements compatible with feldspar (Sr, Eu and Ba) or minor mineral phases (Ti, P) are relatively depleted.

In the REE and mantle-normalized trace element diagrams plotted as Fig. 7, the felsic volcanic rocks plot as relatively smooth spectra punctuated by large troughs (negative anomalies) at Ba, Sr, Eu, Ti and P. A notable feature is the relatively flat slope of the more compatible elements and the relatively wide range in the concentrations for these elements. Ytterbium contents, for example, vary by a factor of about three, from 5 to 13·5 ppm. This behaviour is shown more specifically in Fig. 8, in which a heavy REE (HREE) ratio $(Gd/Yb)_N$ is plotted against the concentrations of light REE (LREE) and HREE. Three samples of rhyolite from Unit 1 in the upper sequence (51R1 13–19, 52R1 2–7 and 54R1

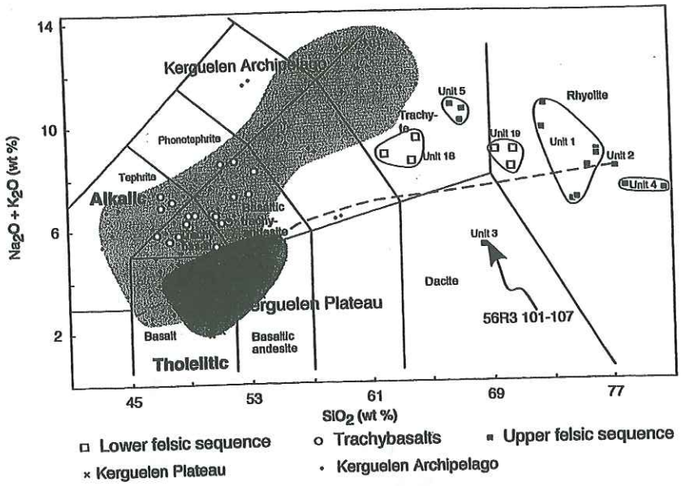


Fig. 4. Total alkalis ($Na_2O + K_2O$) vs SiO_2 diagram after Le Bas *et al.* (1986). Fields representing rocks from the Kerguelen Archipelago are from Weis *et al.* (1993, 1998), Yang *et al.* (1998) and Frey *et al.* (2000*b*). Those for the Kerguelen Plateau are from Salters *et al.* (1992), Storey *et al.* (1992), Shipboard Scientific Party (2000) and Frey *et al.* (2002). The tholeiitic–alkalic dividing line is from Kuno (1966). Numbers on samples or open fields identify the volcanic units from Site 1139 (see Fig. 2).

1–9) have trace element patterns very different from those of the other felsic rocks. They all have relatively low abundances of LREE, but their HREE are as high as, or higher than those in the other samples. This behaviour is also illustrated in Fig. 8, in which $(La/Sm)_N$ is plotted against $(Gd/Yb)_N$. It is notable that the samples with relatively low LREE have the lowest Ba, Sr, Eu and P contents. These samples are relatively rich in spherulitic textured glass, and they may have been more susceptible to alteration than the other samples.

Another group of elements, including Cs, U, Rb and Ce, shows wide variation that appears decoupled from normally immobile elements such as Th and Zr (Fig. 8a and b). As mentioned in the introduction to this section, this scatter is probably due to mobility of these elements during alteration of the rocks.

In contrast to the diversity of trace element patterns of the felsic rocks, all the trachybasalts have very similar patterns (Figs 6 and 7). They are depleted in HREE compared with middle REE (MREE) to LREE [$(Gd/Yb)_N$ = 2–3·1] and have strongly sloping trace element patterns. Levels of LREE are similar to those in the least-enriched felsic lavas. All samples have low Cs contents, large negative Th and U anomalies, and small but variable Nb, Pb, Sr and Ti anomalies (Fig. 7). Small positive Ba and Eu anomalies are present in some samples. As discussed in a later section, these variations are due in part to alteration, in part to fractional crystallization, and perhaps in part to source characteristics.

In the trace element correlation diagrams (Fig. 8a and b), the mafic and felsic rocks again show contrasting patterns. Only for a few elements is there a close correlation (e.g. Zr, Th and Nb). In the Ti vs Zr diagram, two very different trends are seen: in the mafic lavas Ti varies widely whereas Zr remains constant; in the felsic lavas, Ti is more constant whereas Zr varies. A similar pattern is seen when Ba, Eu, Sr, P and Pb are plotted against Zr or La.

Isotopic compositions

Isotopic data are listed in Table 2 and plotted in Figs 9 and 10. Measured values in the mafic lavas are relatively uniform; except for three samples with slightly higher Nd isotope ratios, $^{143}Nd/^{144}Nd$ ranges only from 0·51251 to 0·51259 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ from 0·7057 to 0·7071. Initial isotope ratios were calculated for an age of 68 Ma, using element ratios measured by ICP-MS on unleached powders. Initial neodymium isotope ratios $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{68\,Ma}$ range from 0·51246 to 0·51271 ($\varepsilon Nd_{68\,Ma}$ = 3·0 to −1·8) and initial strontium ratios $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{68\,Ma}$ from 0·7054 to 0·7059.

The felsic samples have a restricted range of Nd isotope compositions (0·51250–0·51262) that coincides with values in the mafic lavas. Initial $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{68\,Ma}$ calculated

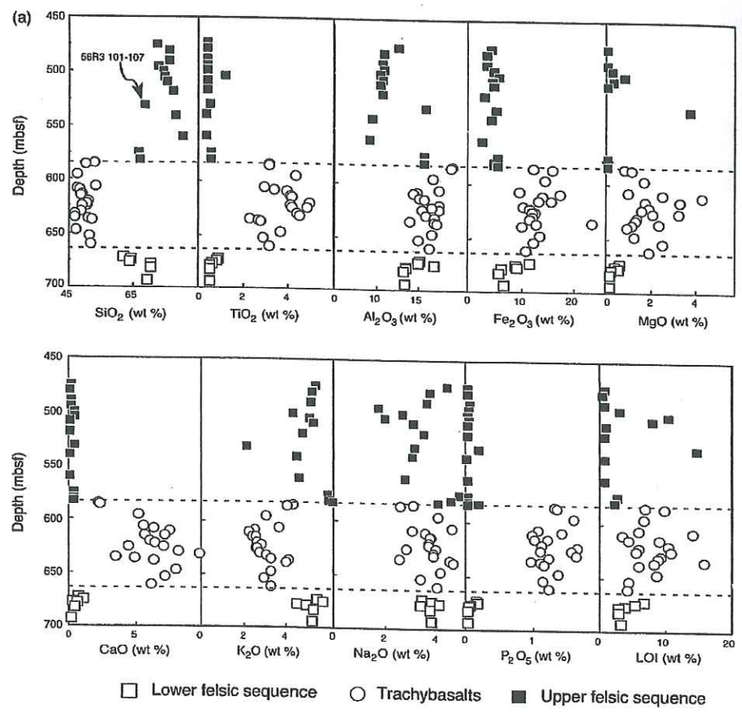


Fig. 5.

using Sm/Nd ratios measured by ICP-MS in the whole-rock powders range from 0·51245 to 0·51257. Strontium isotope ratios measured on leached powders show an enormous range, from 0·7105 to 1·58; measurements of two unleached samples, in contrast, gave values that are still very high, but fall in a more restricted range (0·7810–0·7912). The leachates gave values between 0·7108 and 0·7269.

Measured lead isotope compositions are plotted in Fig. 10. The felsic volcanic rocks have slightly higher $^{206}Pb/^{204}Pb$ than the mafic lavas (17·6–17·9 compared with 17·5–17·6). The same relationship is seen for $^{208}Pb/^{204}Pb$, but not for $^{207}Pb/^{204}Pb$. When initial Pb isotope compositions are calculated using U/Pb from the ICP-MS analyses and an age of 68 Ma, two samples of felsic rock plot within the field of the mafic lavas, but the remainder plot as a separate group, still with slightly higher $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$.

COMPARISON WITH OTHER PARTS OF THE KERGUELEN PLATEAU

The alkalic character and the high concentrations of incompatible trace elements of samples from Site 1139 distinguish them from the majority of volcanic rocks of the Kerguelen Plateau, which are flood basalts with tholeiitic compositions (Salters *et al.*, 1992; Storey *et al.*, 1992; Weis & Frey, 2002). The Site 1139 samples more closely resemble some of the younger (<10 Ma) rocks on the Kerguelen Archipelago (Fig. 11). As described by Weis *et al.* (1993), Yang *et al.* (1998), Frey *et al.* (2000*b*) and Doucet *et al.* (2002), the Archipelago consists mainly of two series of flood basalts, an older 30–28 Ma series with a tholeiitic to transitional character, and a younger ~25–24 Ma alkalic series. These rocks are overlain by much younger (<10 Ma) alkalic lavas and volcaniclastic rocks, particularly in the South East Province (Gautier

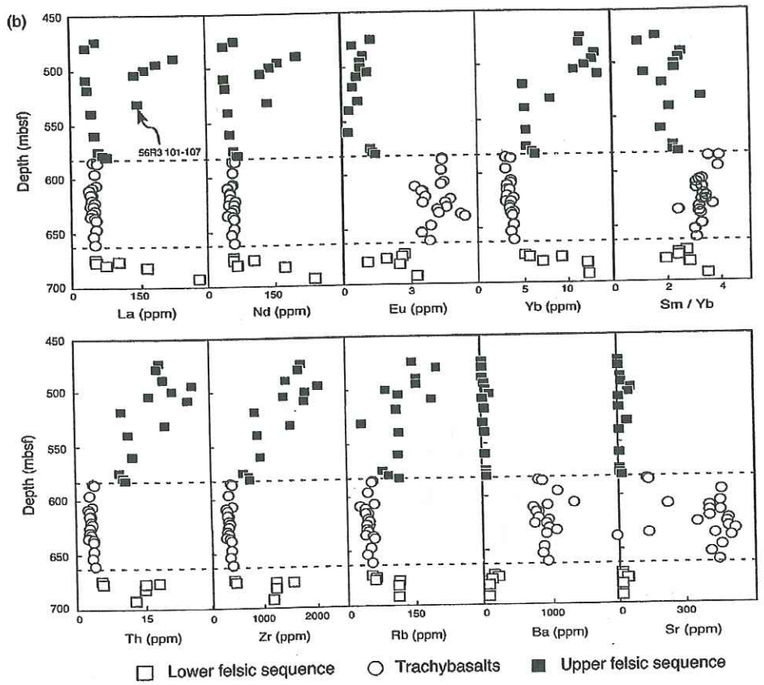


Fig. 5. Downcore variations in major (a) and trace element (b) concentrations.

et al., 1990; Weis *et al.*, 1993) and Mt Ross (Weis *et al.*, 1998). Differentiated suites of mafic to felsic alkalic rocks erupted as part of the still-active volcanism on Heard Island (Barling *et al.*, 1994).

Large differences exist between the compositions of the trachybasaltic lavas from Site 1139 and those of mafic lavas from other locations on the Kerguelen Plateau and Archipelago. In Fig. 11, the trachybasalts are seen to have low contents of MgO (4·3–0·7%) and CaO (2·2–9·9%), which causes them to plot separately from rocks from throughout the Kerguelen Plateau and Archipelago. In addition, some Site 1139 samples have unusually high Fe_2O_3 and P_2O_5 contents.

In Fig. 9, the Nd and Sr isotope ratios of mafic lavas from Site 1139 plot close to the trend of Heard Island lavas and near those of basalts of Sites 747, 748 and 1137, which are all located in the central part of the Kerguelen Plateau (Salters *et al.*, 1992; Barling *et al.*, 1994; Weis *et al.*, 2001; Frey *et al.*, 2002; Ingle *et al.*, 2002). The isotopic compositions also are similar to those of younger alkaline lavas from the Kerguelen Archipelago (Weis *et al.*, 1993, 1998; Frey *et al.*, 2000*b*). Strongly negative initial εNd values, like those of crust-contaminated lavas from Site 738 (Mahoney *et al.*, 1995), are absent.

In Pb/Pb diagrams (Fig. 10), the measured isotopic compositions of the mafic lavas from Site 1139 plot at the high $^{207}Pb/^{204}Pb$ end of the fields defined by Sites 747 and 750 (Salters *et al.*, 1992; Frey *et al.*, 2002). Both the mafic and the felsic rocks have compositions near the unradiogenic end of Heard Island trend, close to the compositions of Site 749 but with higher $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$. In Site 1139 lavas, $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$, but not $^{207}Pb/^{204}Pb$, are distinctly lower than in rocks from the Kerguelen Archipelago (Weis *et al.*, 1993, 1998; Yang *et al.*, 1998; Frey *et al.*, 2000*b*).

DISCUSSION

Effects of alteration on the compositions of the mafic lavas

Many chemical characteristics of the volcanic rocks from Site 1139 can be attributed to fractional crystallization

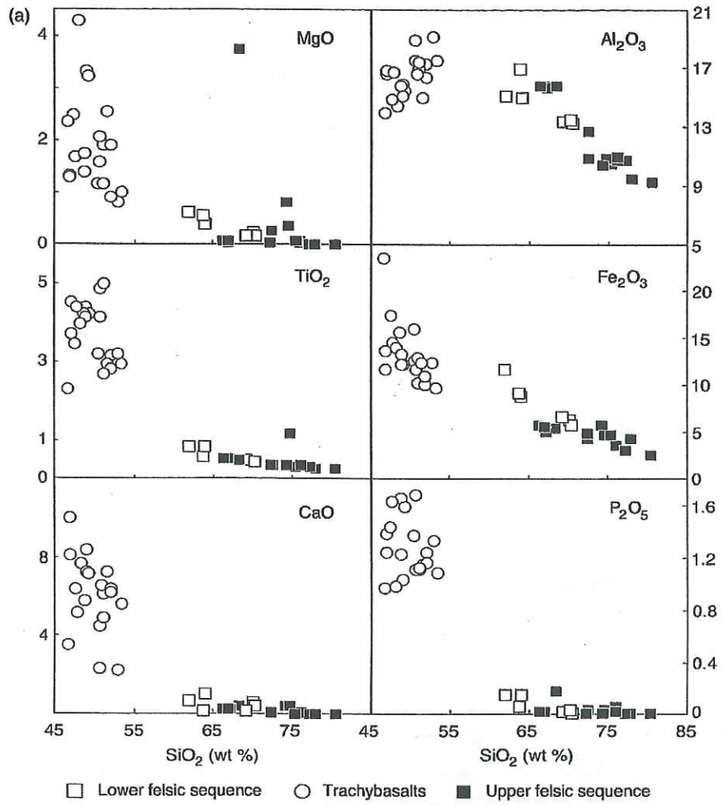


Fig. 6.

of the phenocryst phases in the lavas. The relatively evolved, trachybasaltic (rather than basaltic) chemical compositions of the mafic lavas are broadly consistent with their mineral assemblages, which have high feldspar contents and low abundances of ferromagnesian minerals. For example, the mineral modes of the trachybasalts contain 70–80% feldspar, 0–3% mafic minerals, 5–10% Fe–Ti oxides and 10–20% clay minerals. As explained above, the oxides are interpreted to represent the altered relicts of mafic minerals such as clinopyroxene or amphibole. Because of this alteration, it is difficult to obtain reliable information about the original magmatic mineralogy.

It is probable that these rocks acquired their evolved character, at least in part, by fractional crystallization of more mafic, basaltic, parental magmas. None the less, their peculiar position in the variation diagrams (Fig. 11), where they plot apart from the mafic to felsic volcanic series of the Kerguelen Archipelago (Weis *et al.*, 1993, 1998; Yang *et al.*, 1998; Frey *et al.*, 2000*b*) probably has another cause. Comparison of petrographic features of lavas of the younger suites from the Kerguelen Archipelago and Site 1139 reveals few differences in the inferred primary mineral assemblages (Weis *et al.*, 1998; Frey *et al.*, 2000*b*). What distinguishes the two is the degree of alteration, particularly the almost complete replacement of primary ferromagnesian minerals in Site 1139 lavas by an assemblage of clay minerals and Fe oxides.

To estimate the pre-alteration composition of the mafic lavas we made four assumptions: (1) the lavas originally had major element compositions that plotted

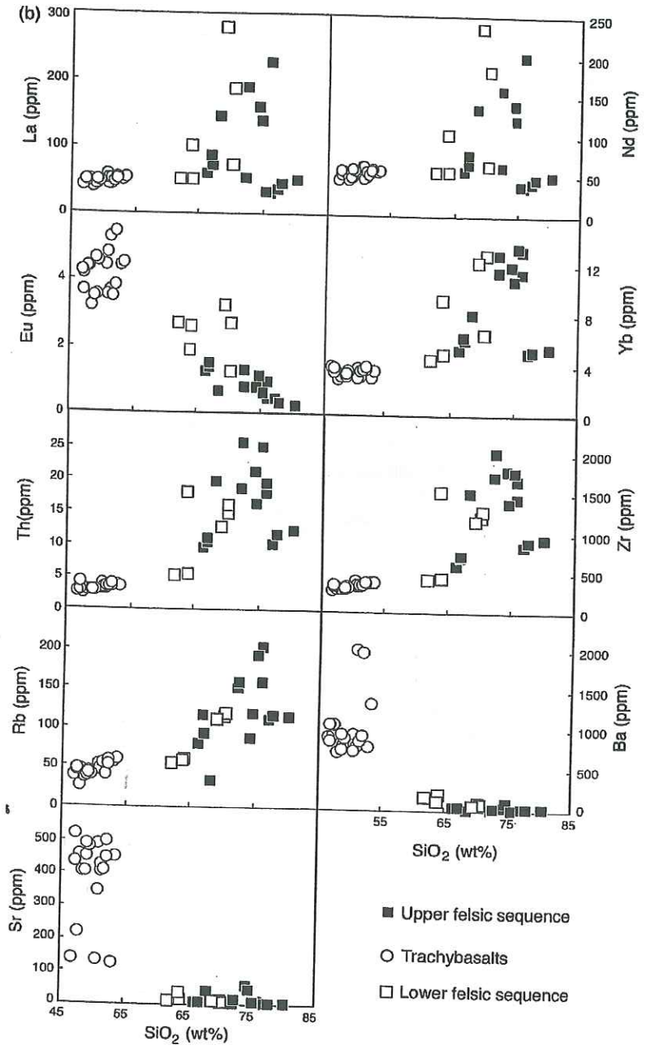


Fig. 6. Variation diagrams of major elements (a) and trace elements (b) vs silica.

on the broad trend defined by lavas from the Kerguelen Archipelago; (2) Zr was immobile during alteration; (3) the pre-alteration Zr contents of the Site 1139 rocks were similar to those of Kerguelen Archipelago lavas; (4) orthopyroxene was absent from the mode of these alkalic rocks. As shown in Fig. 12 for MgO, we added MgO and CaO, and subtracted FeO from the compositions of Site 1139 lavas until their compositions plotted within the trend of the Archipelago samples, and refined the adjustment until orthopyroxene was

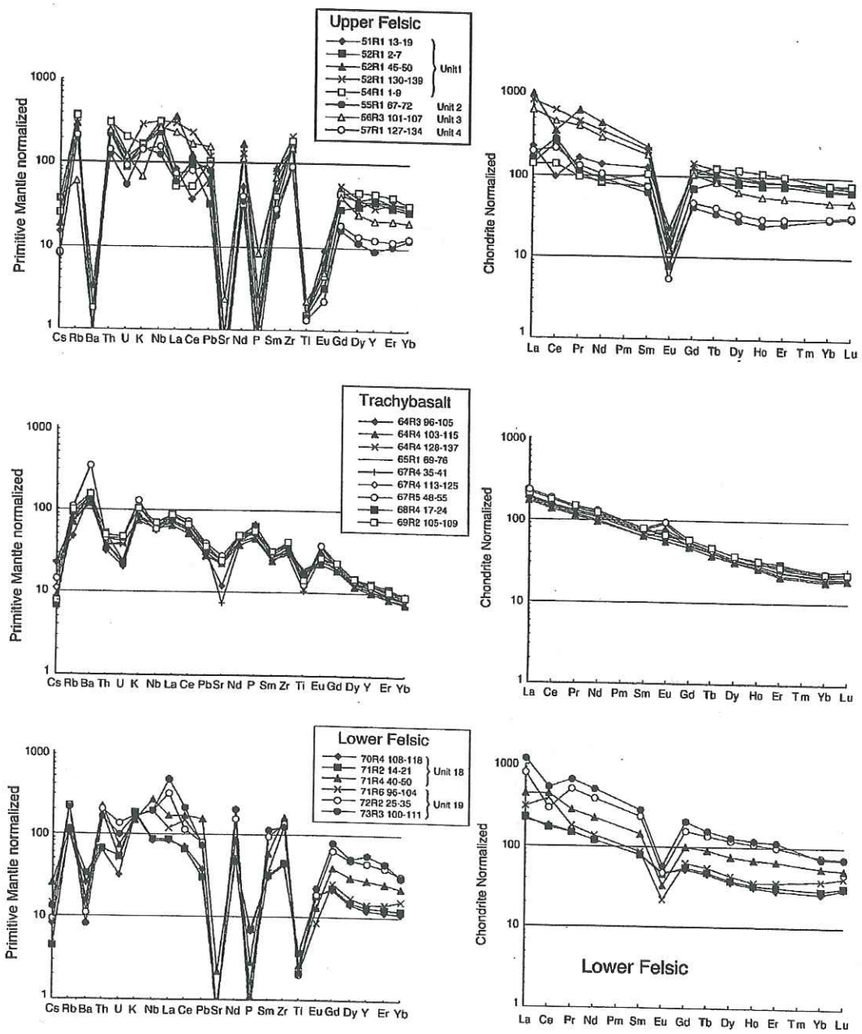


Fig. 7. Rare earth elements and mantle-normalized trace elements. The REE were normalized to chondrites using values from Sun & McDonough, (1989); trace elements to primitive mantle using values of Hofmann (1988). For the upper felsic series and trachybasalts, only representative samples are shown.

eliminated from the norm. No adjustments were made to the other elements, except to renormalize the compositions to 100%. After correction, the rocks retain their principal chemical characteristics; in the total alkalis vs SiO_2 diagram, for example, they still plot within or near the trachybasalt field and still lie in the alkalic domain. The normative mineralogical assemblage corresponding to the adjusted composition contains, on average, 11% olivine, 12% clinopyroxene, 44% plagioclase and 18% orthoclase.

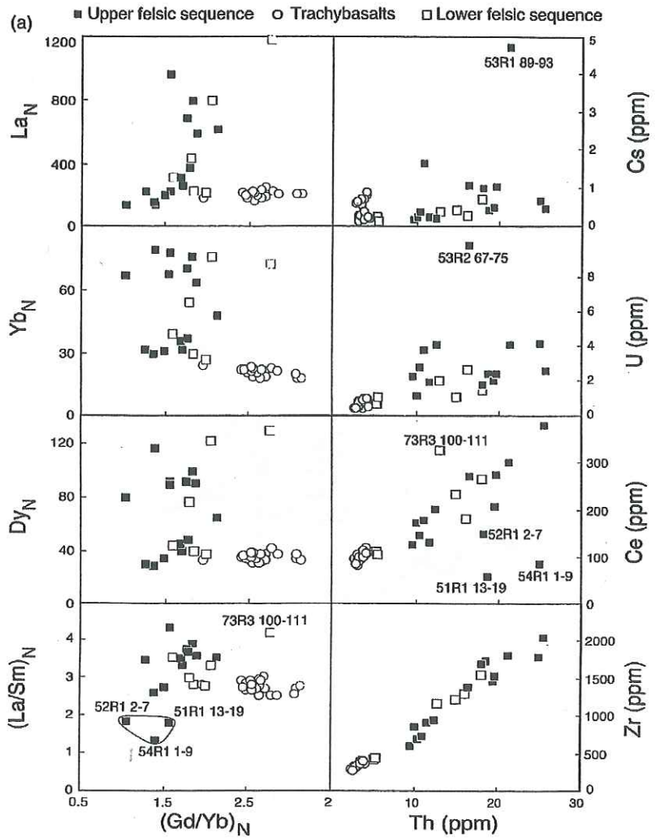


Fig. 8.

The relatively uniform abundances and ratios, in the entire trachybasalt suite, of REE, HFSE (except for Ti) and Th suggest that these elements were little affected by alteration. All these rocks have very similar REE patterns (Fig. 7) and plot in a very tight group in Fig. 8a. The greater scatter of Cs and U in Fig. 8a indicates, in contrast, that these elements were mobile. In Figs 7 and 8b, Sr and Eu also scatter widely, probably because of a combination of alteration and feldspar fractionation. The large variation of Ti and P contents, which is partially responsible for the contrasting trends for mafic and felsic lavas in Fig. 8b, can be attributed to fractionation of Fe oxides and apatite.

Origin of the mafic lavas

The steeply sloping trace element patterns and the high concentrations of the more incompatible elements can be interpreted as the result of either (1) low-degree mantle melting under conditions that left garnet as a residual phase or (2) partial melting of a source that itself was enriched and had sloping REE patterns. The initial Nd isotopic compositions range from 0·51246 to 0·51271 ($\varepsilon Nd_{68\,Ma} = +3$ to $-1{\cdot}8$), but the majority have relatively constant low values around 0·51247. The relative constancy of Sr and Pb isotopic compositions, as illustrated in Figs 9 and 10, suggests that these compositions may not been greatly affected by alteration. These values

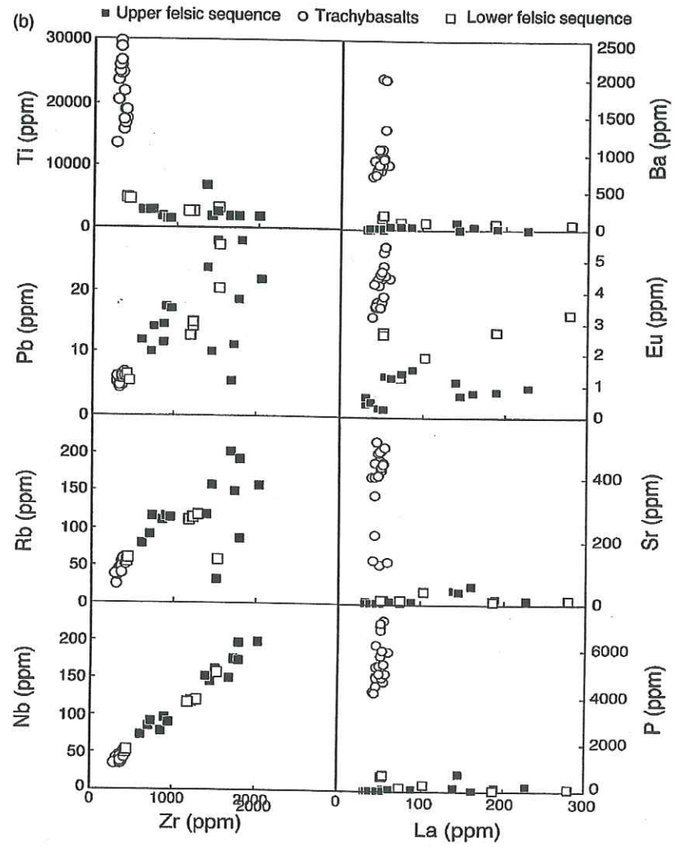


Fig. 8. Relationships between trace element concentrations and ratios. Noteworthy features are the good correlation between Zr and Th or Nb, the wide scatter for mobile elements such as Cs, U and Rb, and the contrasting trends in mafic and felsic rocks for elements involved in fractional crystallization (Ti, Sr, Ba, Eu, P).

indicate that the mantle source had an intermediate composition, neither strongly depleted nor enriched, like that of most samples from the southern and central plateau (Fig. 10). The transition from the relatively flat trace element patterns in the majority of Kerguelen Plateau basalts (Salters *et al.*, 1992) to the more enriched patterns in the Site 1139 lavas may indicate a change in the conditions of melting (an increase in the depth of melting associated with a fall in the temperature of the source) or a change in the composition of the source. We attempt to distinguish between these interpretations after discussion of the tectonic evolution of the northern part of the plateau.

Felsic volcanic rocks

We cannot learn a great deal about the magmatic processes that produce felsic volcanic rocks solely by studying two relatively thin sequences of highly altered rocks. Even in regions where bimodal volcanic sequences are well preserved and can be studied in outcrop, there is often no consensus as to whether the felsic rocks formed through fractional crystallization of basaltic parental magmas or by partial melting of mafic rocks (e.g. Bohrson & Reid, 1997; Trua *et al.*, 1999; Ayalew, 2000; Deniel *et al.*, 2000). In view of these complications, our approach has been first to attempt to distinguish between the effects of alteration and magmatic processes, then to compare the

Table 2: Measured and calculated initial isotopic ratios

Sample	Unit	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	Error (±)*	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	Error (±)*	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	$\varepsilon(Nd)_i$
51R1 13–19	1	Felsic	17·862	15·541	38·645			0·512594	5	0·51251	−0·76
51R1 13–19 duplicate	1	Felsic				1·015175	9	0·941638			
52R1 2–7	1	Felsic	17·711	15·524	38·655	1·442100	89	1·365246	0·512573	4	0·51249	−1·15
52R1 2–7 duplicate	1	Felsic	17·687	15·527	38·518	1·441548	74	1·364698	0·512545	3	0·51247	−1·70
52R1 2–7 not leached	1	Felsic				0·781033	5	0·711516	0·512543	4	0·51246	−1·73
52R1 2–7 leachate	1	Felsic				0·710758	7					
54R1 1–9	1	Felsic	17·649	15·526	38·366	1·582557	32	1·495943	0·512530	5	0·51242	−2·50
54R1 1–9 not leached	1	Felsic				0·791156	6	0·713607	0·512554	3	0·51245	−2·04
54R1 1–9 leachate	1					0·719410	4		0·512540	5		
57R1127–134	4	Felsic	17·702	15·516	38·283				0·512544	5	0·51248	−1·32
57R1127–134 duplicate	4	Felsic	17·726	15·536	38·366				0·512535	4	0·51247	−1·50
57R1127–134 duplicate	4	Felsic	17·674	15·510	38·231	0·915856	7	0·813572				
57R1127–134 leachate	4					0·726904	4					
61R1 67–73	5	Felsic	17·902	15·542	38·407	0·775811	6	0·744190	0·512621	4	0·51257	0·31
61R2 93–97	5	Felsic	17·911	15·542	38·406	0·766991	6	0·730505	0·512586	5	0·51253	−0·34
62R2 74–79	6	Mafic	17·539	15·515	38·080	0·707145	4	0·705905	0·512514	6	0·51246	−1·82
64R1127–135	7	Mafic	17·501	15·501	38·041	0·705855	5	0·705538				
64R1 136–146	7	Mafic	17·507	15·497	38·035	0·705860	4	0·705542	0·512527	5	0·51247	−1·55
64R2 78–87	7	Mafic	17·505	15·503	38·041	0·705932	4	0·705464	0·512630	7	0·51257	0·47
64R2 78–87 duplicate	7	Mafic				0·705895	6	0·705527				
64R4 103–115	8	Mafic	17·579	15·519	38·095	0·705698	6	0·705446	0·512524	5	0·51247	−1·63
64R4 103–115 duplicate	8	Mafic	17·580	15·515	38·088	0·705693	5	0·705441	0·512541	6	0·51248	−1·30
65R3 15–19	10	Mafic	17·584	15·554	38·230	0·705930	5	0·705619	0·512523	7	0·51247	−1·65
65R3 15–19 duplicate	10	Mafic	17·556	15·524	38·128	0·705952	5	0·705641	0·512516	5	0·51246	−1·80
66R3 2–10	12	Mafic	17·599	15·543	38·190	0·705887	6	0·705654	0·512545	6	0·51249	−1·23
67R4 35–41	14	Mafic	17·566	15·517	38·107	0·706604	6	0·705841	0·512763	7	0·51271	3·02
69R2105–109	17	Mafic	17·537	15·501	38·054	0·705940	6	0·705616	0·512519	5	0·51246	−1·71
70R4 108–118	18	Felsic	17·683	15·544	38·282	0·721412	6	0·710687	0·512530	4	0·51247	−1·53
71R4 40–50	18	Felsic	17·610	15·514	38·215	0·710483	5	0·706378	0·512559	4	0·51250	−0·96
72R2 25–35	19	Felsic	17·769	15·545	38·496	0·760923	8	0·727382	0·512560	6	0·51251	−0·86
72R2 25–35 duplicate	19	Felsic	17·756	15·541	38·442							
73R3 100–111	19	Felsic	17·737	15·554	38·450	0·742230	6	0·714962	0·512502	4	0·51245	−1·90
73R3 100–111 duplicate	19	Felsic	17·702	15·518	38·342							

*Error on the sixth decimal place.

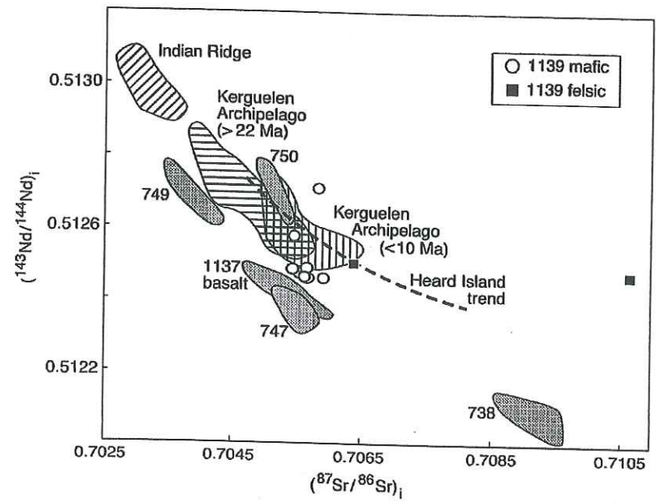


Fig. 9. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$. Compositions are age corrected to 68 Ma using ICP-MS data. Most of the felsic samples have very high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and plot off scale. Fields representing rocks from other parts of the Kerguelen Plateau are from Salters *et al.* (1992), Mahoney *et al.* (1995) and Frey *et al.* (2002); those for the Archipelago are from Weis *et al.* (1993, 1998), Yang *et al.* (1998) and Frey *et al.* (2000*b*). The Heard Island trend is taken from Barling *et al.* (1994) and the field representing the Indian Ridge is from Mahoney *et al.* (1992) and Dosso *et al.* (1988).

compositions and characteristics of the Site 1139 rocks with those of well-preserved sequences from regions where the tectonic setting is better understood. In this way we can establish the significance of the petrological and chemical features preserved in the Site 1139 volcanic rocks and then use these features to determine the tectonic setting in which the rocks were erupted.

Recorded in the trace element patterns of the Site 1139 felsic lavas is evidence of two separate processes: low-pressure fractional crystallization, and alteration. The extremely low concentrations of certain elements pinpoint the role of the major fractionating minerals: Sr and Eu were extracted by plagioclase and K-feldspar; Ba by K-feldspar; P by apatite; and Ti by Fe–Ti oxides. In addition to these minerals, one or more ferromagnesian minerals must have fractionated to reduce the MgO and FeO contents. Because of the alteration we cannot use major elements to model this fractionation and instead have to rely on the trace elements. The procedure we adopted was to assume that the mantle-normalized pattern for the parental magma contained no anomalies. We then estimated the proportions of fractionating minerals, subtracting each mineral from the mafic composition until the anomalies in the felsic rocks are reproduced. The procedure depends strongly on the sets of partition coefficients adopted, but using standard values from Green's (1994) compilation, we calculated that the felsic rocks could have formed a parental trachybasaltic magma by 90% crystallization of an assemblage consisting of 10% clinopyroxene, 9% hornblende, 15% plagioclase, 51% K-feldspar, 7% apatite and 8% ilmenite (Fig. 13).

Because the REE, with the exception of Eu, are incompatible with feldspar, fractionation of plagioclase and K-feldspar will increase the concentrations of these elements. In contrast to their behaviour in mafic minerals, in feldspar the LREE are more compatible than the HREE (Arth, 1976). Magmas that evolve through feldspar fractionation therefore should have higher REE contents and flatter REE patterns than their parental magmas.

Qualitatively, the removal of feldspar provides an explanation for the relatively flat patterns of the three anomalous rhyolite samples from Unit 1 (51R1 13–19, 52R1 2–7 and 54R1 1–9; Fig. 7). These samples have extremely low contents not only of Sr and Eu but also of P and Ti, indicating that they underwent large amounts of fractional crystallization. Quantitatively, however, the explanation does not work. First, there is no correlation with modal mineralogy and major element compositions: samples with low REE contents and low La/Yb ratios include both high-Si rhyolites and (relatively) low-Si trachytes. Second, the changes in the concentrations and ratios of the REE are far greater than can be expected from feldspar fractionation alone. As shown in Fig. 13, extraction of 66% feldspar (the amount calculated from

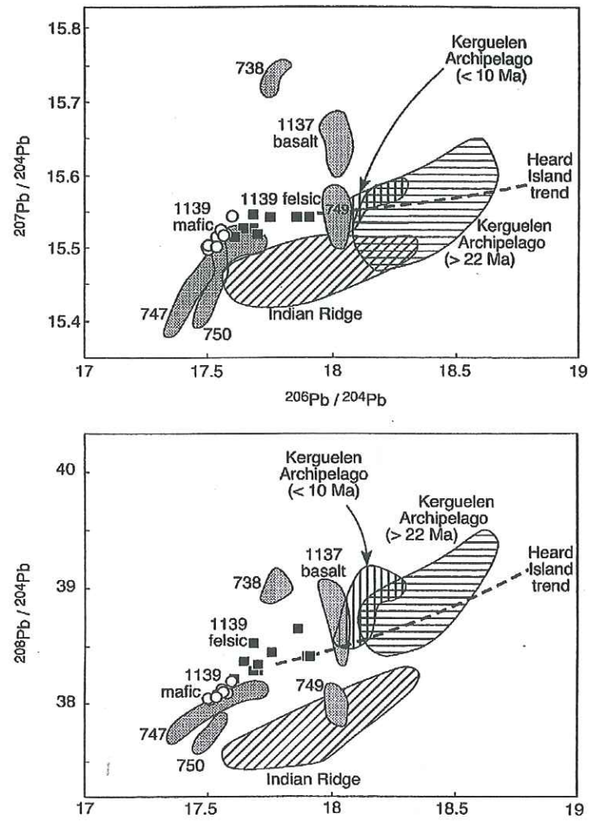


Fig. 10. Lead isotope diagrams. Data sources as in Fig. 9. Compositions are not age corrected.

Ba, Sr and Eu contents), as well as the minor phases listed above, can account for only a fraction of the variations of REE concentrations and ratios measured in the felsic rocks. These discrepancies could be taken as evidence either for mobility of the REE, or for independent derivation of the mafic and felsic lavas.

Sr and Pb isotopic compositions

As mentioned in an earlier section, both the measured and initial Pb isotopic ratios of the felsic lavas are slightly higher than in the mafic lavas. In view of the evidence of element mobility, how much significance can be placed on initial ratios calculated from U, Th and Pb contents of the whole rocks?

Three arguments suggest that the two groups of rocks could originally have had similar Pb isotopic composition and that the difference in measured isotopic composition is due to isotopic evolution: (1) the measured Pb isotope compositions, when viewed at the scale of variations throughout the entire Kerguelen Plateau, are not widely different in the two groups of rocks; (2) the U/Pb and Th/Pb ratios required if the felsic lavas were to evolve to their present position are 0·32 and 1·49, similar to those of the unaltered felsic lavas on the Kerguelen Archipelago (~0·3 and ~1·35); (3) the initial Nd isotopic compositions of the felsic lavas are identical, within error, to those of the mafic lavas.

These parent–daughter ratios are significantly higher than those measured by ICP-MS on whole-rock samples.

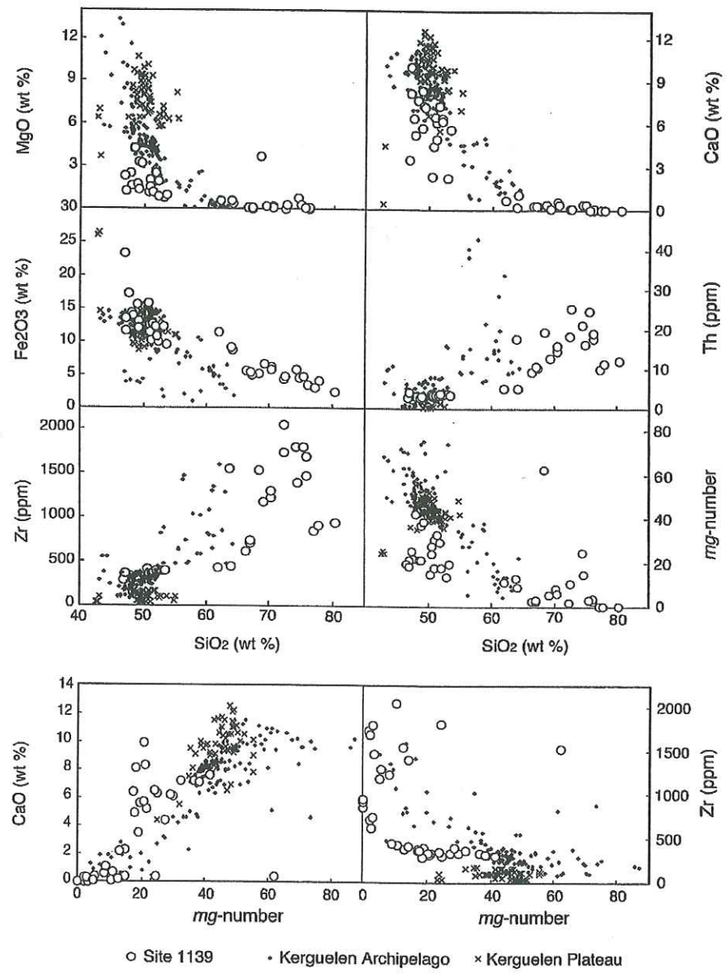


Fig. 11. Comparison of the major and trace element compositions of Site 1139 lavas with rocks from other parts of the plateau. Data are from Weis *et al.* (1993, 1998), Yang *et al.* (1998) and Frey *et al.* (2000*b*).

The Zr vs Pb diagram (Fig. 8b) shows that most samples fall on a moderately tight trend, but five samples have lower Pb contents. If these are excluded, the average ratios are U/Pb ~0·14 and Th/Pb ~0·83. To explain the difference between the required ratios and those actually measured in the samples, one solution is that the felsic rocks had gained Pb. However, unless the foreign Pb had the same composition as that of the samples, Pb gain would have changed the isotopic composition. Another possibility is that the samples lost U and Th, and that this loss was relatively recent. Although U is a mobile element, Th is assumed to be immobile, as is confirmed by its very good correlation with Zr (Fig. 8a). The measured Th/Pb ratio (0·83) is far from the calculated value of 1·49, which implies that the Pb isotopic composition of the felsic and mafic lavas may

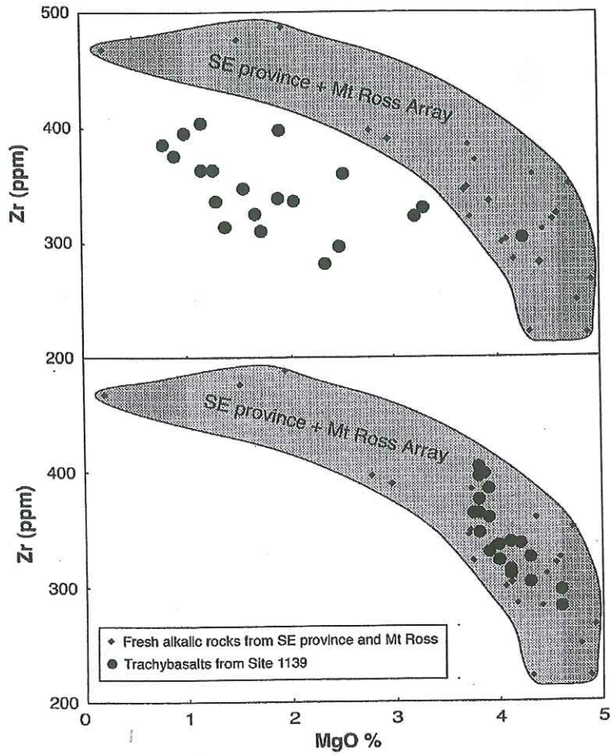


Fig. 12. Procedure used to correct the major element compositions of trachybasalts from Site 1139. The grey field represents the compositions of unaltered alkalic rocks from the Kerguelen Archipelago (from Weis *et al.*, 1993, 1998; Frey *et al.*, 2000b. A similar procedure was used to correct CaO and Fe_2O_3.

initially have been slightly different. The felsic magmas could perhaps have fractionated in crustal magma chambers where they interacted with slightly older, possibly altered surrounding rocks.

The high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios measured in the leached felsic lavas probably result from preferential removal in the leachate of a component with a high Sr content and low Rb/Sr. The elimination of this component left a residue with high Rb/Sr that evolved to give high $^{87}Sr/^{86}Sr$. This hypothesis is confirmed by the low $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of the leachates (0·7108 and 0·7194). Cousens *et al.* (1993) observed similar behaviour during their leaching experiments on felsic volcanic rocks from the Canary Islands. We did not measure Rb/Sr in the leached residue and cannot calculate reliable initial values. The mobility of REE elements casts some doubt on the validity of the initial Nd isotopic compositions of the felsic lavas. However, in this case their compositions fall within the same range as the mafic lavas, and the correction for isotopic decay over 68 Ma is relatively low.

What emerges from this discussion is the following. The trace element contents of the felsic volcanic rocks, and probably their Sr and Pb isotope compositions as well, were affected to some extent by alteration. The concentrations and the ratios of most trace elements, including the normally resistant REE, differ from those in the original magmas. For the HREE, the four-fold difference in concentrations (e.g. 4·3–18·5 ppm for Er) is at least in part a secondary effect. However, the overall form of the trace element patterns—their relatively flat slopes and large negative anomalies—is probably a true reflection of their original compositions. Furthermore,

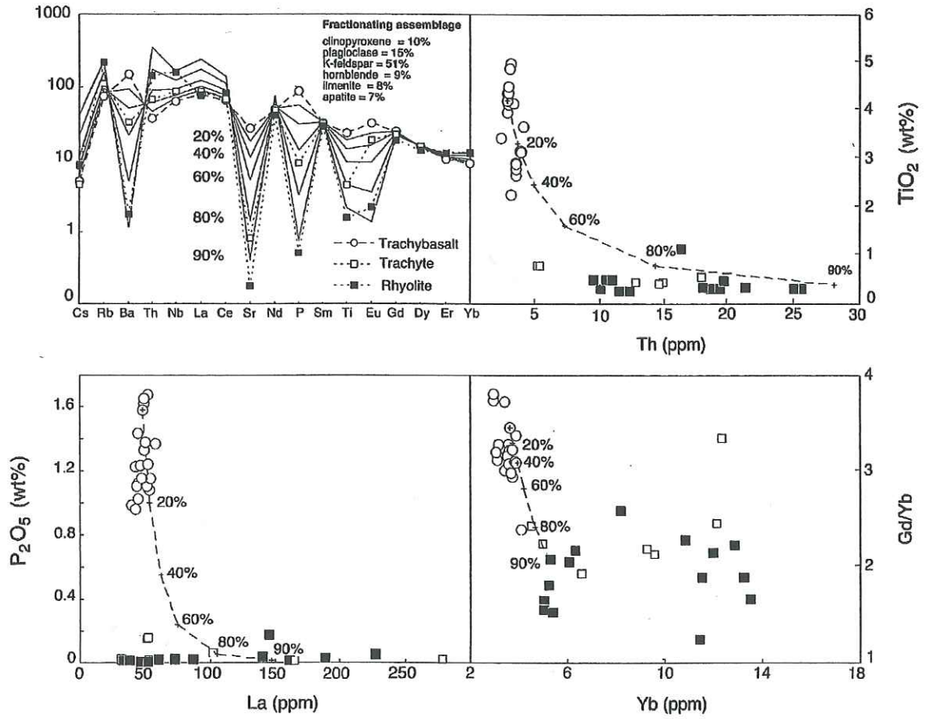


Fig. 13. Results of a model to simulate derivation of the felsic rocks from parental trachybasalt by crystal fractionation of clinopyroxene, plagioclase, K-feldspar, hornblende, ilmenite and apatite. The poor fit between the analytical data and the calculated trend implies that the felsic rocks were not derived from the trachybasalts by simple fractional crystallization.

the concentrations of a few elements, such as the HFSE and perhaps Th as well, may have been little affected by alteration.

In this light we cautiously interpret the varations in major and trace elements in Fig. 13 as evidence that the felsic volcanic rocks were not derived directly by fractional crystallization of the trachybasalts. In each of these diagrams, many of the felsic volcanic rocks plot well off the fractional crystallization trends. The concentrations of Th and La in many of the felsic rocks are similar to, or only slightly higher than those in the trachybasalts (Figs 7, 8 and 13). The fractional crystallization models, on the other hand, produce melts that have Th and La abundances up to five times higher than in the felsic lavas. Taken together with the possibility that the Pb isotope compositions of the two groups of rocks may have differed, these results suggest that the felsic magmas formed not by fractional crystallization but by partial melting of a mafic source. A series of melts with intermediate compositions and variable extents of silica saturation may have been produced, and these fractionally crystallized to form the trachytes and rhyolites. The flat HREE patterns indicate that the melting took place in the absence of garnet, which suggests melting at relatively shallow depths, perhaps near the base of the volcanic pile.

Nature and timing of the alteration

In the initial report of the Shipboard Scientific Party, the structures and textures of the volcanic rocks of Site 1139 were interpreted to indicate subaerial eruption. From the age dating of Duncan (2002), we know that the eruption took place 68–66 Ma ago. The age of the chalk of the sedimentary Unit III (Shipboard Scientific

Party, 2000), which lies ~80 m above the volcanic rocks, is ~34 Ma, but a sequence of shallow-water sedimentary rocks intervenes between this unit and the volcanic rocks. We infer, therefore, that the rocks remained subaerial for some unknown portion of the 32 Myr period between the eruption of the volcanic rocks and deposition of the chalk. The problem is to establish the timing and origin of the intense alteration that has affected the rocks. Unless the plateau foundered immediately after eruption of the Site 1139 volcanic rocks, the role of seawater is unlikely to be important.

It is most likely that the alteration resulted from processes within the subaerial volcanic pile. The nature of the secondary minerals in the intensely altered lower trachytic flows, particularly the presence of siderite, chalcedony and clay minerals in the matrix of these rocks, resembles those of rocks affected by the circulation of fluids derived from high-level alkalic intrusions (Vartiainen & Wooley, 1976).

Another possibility is that the rocks were affected by fumarolic activity or by weathering, which may have contributed to the removal of MgO and CaO and addition of FeO seen in the mafic lavas. For a better understanding of these processes we await the results of a parallel study of mineralogical aspects of the alteration of Site 1139 volcanic rocks, which is currently being undertaken by D. Teagle at the Southampton Oceanographic Institute.

Continental crust contamination

An important element in the interpretation of lavas from the Kerguelen Plateau is the extent to which they record interaction with continental lithosphere. The presence of a continental component in rocks from Sites 738 and 1137 (Mahoney *et al.*, 1995; Weis *et al.*, 2001; Ingle *et al.*, 2002) provides convincing arguments that basalts in several parts of the older southern plateau and Elan Bank erupted onto or near continental lithosphere, in the manner of continental flood basalts.

The volcanic rocks of Site 1139 show no convincing evidence of continental material. The trachybasalts have relatively low Nb/La ratios, which could be taken as an indication of a crustal component, but the same lavas also contain low concentrations of Th and U. In most rocks from the upper continental crust—granitoids, sediments and metamorphic rocks—mantle-normalized Th contents are far higher than mantle-normalized Nb contents (Rudnick, 1995). The signature of crust contamination is a negative Nb anomaly—low Nb/La accompanied by high Th/Nb. Some high-grade granulites are relatively depleted in Th, but this depletion normally is accompanied by far more pronounced depletion of elements such as Rb and U (Rudnick & Fountain, 1995). In the trachybasalts, Rb is undepleted. We are aware that these elements may be mobile and recognize the possibility that their concentrations could have been increased during the later alteration. However, the relative constancy, particularly of Th/Nb ratios, suggests that low Th is a primary feature. Negative Th and U anomalies have been recognized in several other suites of plume-related basalts, such as in non-contaminated members of the Coppermine and Ethiopian continental flood basalts (Griselin & Arndt, 1996; Pik *et al.*, 1999). In these series, the low Th and U contents are interpreted as a source feature of unknown origin.

The felsic volcanic rocks show a wide range of Nb/La ratios, which, as explained above, is the combined result of fractional crystallization and element mobility. If these rocks had once had low Nb/La, this feature has been masked by subsequent element mobility.

On balance, it seems that the volcanic rocks from Site 1139 have not interacted with continental lithosphere.

Tectonic setting

In an earlier section we compared the compositions of Site 1139 lavas with those of lavas from the rest of the plateau. Broadly speaking, the Site 1139 rocks can be distinguished from the tholeiitic flood basalts throughout the plateau by their bimodal, alkalic character and by their strong enrichment of incompatible trace elements. Their Pb isotopic compositions are similar to those of lavas from Kerguelen Plateau (Sites 747 and 750) but unlike those from Sites 738 and 1137, which were affected by contamination with upper crust.

In terms of their petrological character and their trace element contents, the Site 1139 lavas are more like some of the younger volcanic rocks on the Kerguelen Archipelago. The two suites are distinguished, however, by the presence of high-Si quartz-phyric rhyolites at Site 1139 and by low $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios in the Site 1139 rocks. In addition, there are the previously mentioned differences in the degree of alteration, and in the ages of the two groups of rocks: the Site 1139 rocks were dated at 68 Ma whereas the volcanism on the Kerguelen Archipelago ranges in age from 30 Ma to virtually the present (Weis *et al.*, 1993, 1998; Nicolaysen, 2000).

How can we explain these differences, and what do they tell us about the tectonic setting in which the rocks of Site 1139 were emplaced? We answer this question by comparing the rocks from Site 1139 with bimodal volcanic suites from three other regions: the Kerguelen Archipelago, modern oceanic islands, and the Ethiopia volcanic plateau.

The Kerguelen Archipelago is composed dominantly of tholeiitic to transitional flood basalts, overlain by younger volcanic edifices, some of which contain alkalic,

mafic to felsic suites. These volcanic rocks differ in two significant ways from the Site 1139 assemblage: (1) instead of having a bimodal distribution, the volcanic rocks display a semi-continuous range of composition, from mafic to felsic; (2) the most evolved members have trachytic to phonolitic compositions, and quartz-phyric rhyolites, like those of the upper series at Site 1139, are absent (Weis *et al.*, 1993, 1998; Frey *et al.*, 2000*b*).

Bimodal volcanic suites are present in a few oceanic islands. The best-known example is Iceland, where rhyolites make up ~12% of a volcanic pile dominated by tholeiitic basalts (Sigurdson, 1977; Johannesson & Saemundsson, 1989; Marsh *et al.*, 1991). Alkalic rocks are restricted to shield volcanoes, but these also contain a continuous range of compositions from basalt or basanite to trachyte. The association of siliceous rhyolite with alkalic mafic rocks is uncommon or absent. On islands such as the Canaries, Galapagos and Socorro, bimodal alkalic suites are present, but on these islands the felsic lavas are trachytes or low-Si rhyolites. We know of no reports, in modern oceanic islands, of high-Si quartz-phyric lavas like those from the upper series at Site 1139 (e.g. Cousens, 1990; Cousens *et al.*, 1993; Bohrson & Reid, 1997; Civetta *et al.*, 1998).

Most of the Ethiopian plateau formed by flood volcanism during an ~1 Myr interval at 30 Ma (Mohr & Zanettin, 1988; Hofmann *et al.*, 1997). Although the volcanic sequence is dominated by tholeiitic basalts, abundant (up to 30%) rhyolitic lavas and pyroclastic rocks are also present. Constructed on the volcanic plateau are numerous large shield volcanoes. The oldest of these appear to be penecontemporaneous with the flood volcanic rocks; others have ages ranging down to ~10 Ma, some 20 Myr younger than the flood basalts. There appears to be a systematic relationship between the age and the petrological character of the shield volcanoes (Kieffer *et al.*, in preparation). The older (~30 Ma) volcanoes are composed dominantly of tholeiitic basalt; alkalic rocks, where present, are restricted to minor late-stage eruptions. The younger shields contain a higher proportion of alkalic lavas. They commonly are bimodal, containing mafic members of basaltic to phonolitic compositions and felsic members with both trachytic and quartz-phyric rhyolitic compositions. Although the volcanic plateau was constructed on continental lithosphere, only the older tholeiitic lavas show trace element and isotopic evidence of interaction with continental crust (Pik *et al.*, 1999). Such evidence is totally lacking in the bimodal volcanic series of the younger shield volcanoes.

In the light of this comparison, we suggest that the volcanic sequence at Site 1139 formed part of a shield volcano constructed on an older volcanic plateau. Only in such settings do we find bimodal sequences of alkalic mafic lavas and felsic rocks that contain both trachyte and rhyolite. If the analogy is correct, we have to accept that the underlying flood basalts are significantly older than the 68 Ma eruption age of the Site 1139 rocks.

We have very few independent constraints on the age of the thick crustal sequence that underlies the volcanic rocks drilled at Site 1139. The time of eruption is bracketed by the 90 Ma age obtained from Site 1138 in the central plateau, ~800 km SE of Site 1139, ages around 94 Ma from Site 1142 on the eastern part of Broken Ridge (Pringle & Duncan, 2000; Duncan, 2002), and an age of 34 Ma from Site 1140 in the northern plateau (Duncan, 2002), ~500 km to the NE of Site 1139. A similar low age of 38 Ma was obtained from Site 254 on the southern end of Ninetyeast Ridge (Duncan, 1978). As summarized by Duncan (2002), and Coffin *et al.* (2002), the age of the plateau broadly decreases from the southern to central plateau, from 119 Ma to ~94 Ma, and ages younger than ~35 Ma are restricted to those parts of the plateau adjacent to the Southeast Indian Ridge, at the northernmost end of the Kerguelen Plateau and the western end of Broken Ridge. It can be concluded therefore that the bimodal volcanic series at Site 1139 erupted onto a volcanic plateau whose age was somewhere between 68 Ma and ~90 Ma.

It is in this context that questions concerning the magmatic and tectonic history of the plateau, and the past location of the 'Kerguelen hotspot', must be addressed. Skiff Bank certainly does not correspond to the present site of the hotspot, as proposed by Müller *et al.* (1993); the volcanism is far too old. This result corroborates the interpretation of Steinberger (2000) and Weis *et al.* (2002), who do not place the plume below Skiff Bank. Steinberger proposed a location below the Kerguelen Archipelago on the basis of plume advection in a realistic mantle flow field, whereas Weis *et al.* used age data and geochemical results to infer a plume track between Heard Island and the Archipelago. Nor can it be assumed that the hotspot was located at Site 1139 68 Myr ago, because, in Ethiopia, the distribution of shield volcanoes appears to be controlled by structural features and to be unrelated to the inferred site of the mantle plume.

The volcanic rocks of Site 1139, as well as the flood basalts at the neighbouring Sites 1137 and 1138, are thought to have erupted subaerially (Frey *et al.*, 2000*a*). It is likely, therefore, that the upper parts of the 14–19 km thick crust that underlies the bimodal volcanic rocks of Site 1139 also consists of subaerial volcanic rocks, at least in part. The nature of the lower part of the crust and lithosphere is uncertain. Unlike Site 1137 on Elan Bank, which is interpreted as a microcontinent on the basis of geophysical data (Charvis *et al.*, 1997; Borissova *et al.*, 2000) and where the volcanic rocks contain clear geological and geochemical evidence of interaction with

continental material, there is little evidence for the presence of continental material at Site 1139. At Site 1139, all that can be said is that the volcanic rocks were emplaced subaerially onto a thick volcanic platform.

How then do we explain the alkalic character of Site 1139 rocks? In several continental flood basalt provinces (e.g. Ethiopia, Merla *et al.*, 1979; Mohr & Zanettin, 1988; and Siberia, Arndt *et al.*, 1998), alkalic volcanic rocks erupted penecontemporaneously with tholeiitic basalts. The difference in magmatic character is best interpreted in terms of differences in the degree of melting of their mantle source. These differences are not readily attributable to differences in lithosphere thickness nor to variations in the composition of the mantle source (there is little difference in the isotopic compositions of the two types of magma). In these regions tholeiitic volcanism, the product of high-degree melting, may continue to the end of the volcanic episode, to form the uppermost flows in kilometre-thick volcanic piles. This is also the case in most of the Sites on the southern and central Kerguelen Plateau. In other sections through the Siberian flood volcanic rocks, tholeiitic flows are intercalated with alkalic flows, indicating contemporaneous eruption. In each of these regions, the differences between alkalic and tholeiitic magmas appear to be related mainly to variations in the temperature of the source (Kieffer *et al.*, in preparation). If these arguments are correct, then the alkalic character of Site 1139 lavas indicates only that the parental magmas were derived from a cooler part of the source; the composition of these rocks provides little information about the structure of the lithosphere, nor about their tectonic setting.

CONCLUSIONS

(1) The volcanic basement at Site 1139 consists of a sequence of 73 m thickness of trachybasaltic lava flows between two sequences of felsic lavas and volcaniclastic rocks.

(2) All the volcanic rocks are moderately to highly altered. The mafic lavas appear to have lost MgO and CaO and in some cases gained FeO; the felsic lavas are characterized by mobility of a wide range of major and trace elements. Interpretation of the magmatic evolution of these rocks relies mainly on their petrographic characteristics and on a small range of immobile trace elements. These include the HFSE, Th and with some caveats, the REE.

(3) Despite these complications it appears that the entire sequence had an alkalic magmatic character, as indicated by high concentrations of alkalis and incompatible trace elements.

(4) Magmas parental to the trachybasalts formed through low degrees of melting of a relatively cool part of the mantle source. The felsic lavas formed independently, probably through partial melting of mafic rocks within the volcanic pile. Both types of magma then evolved through the fractional crystallization of feldspar, Fe oxides and apatite.

(5) The volcanic sequence at Site 1139 probably formed part of a shield volcanic constructed ~68 Myr ago on an older volcanic platform. The age and the nature of this platform are poorly constrained. It probably was erupted subaerially, at least in its upper portions, sometime between 68 and 90 Ma. The presence of continental material in the lower parts of the crustal sequence cannot be excluded.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research used samples and data provided by the Ocean Drilling Program (ODP). The ODP is sponsored by the US National Science Foundation (NSF) and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), inc. Funding for this research was provided by ODP France and the French CNRS. B.K. benefited from a Eurodoc fellowship. Claude Maerschalk, Stephanie Ingle, Francine Keller, Catherine Chauvel, Henriette Lapierre and Eric Lewin are thanked for help in the chemistry laboratory, mass spectrometric analyses and helpful discussions. J. M. Rhodes of the University of Massachusetts provided major element analyses. The review comments of F. Frey, W. Bohrson and L. Larsen are greatly appreciated.

REFERENCES

Arndt, N. T., Chauvel, C., Fedorenko, V. & Czamanske, G. (1998). Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **133**, 297–313.

Arth, J. G. (1976). Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research, US Geological Survey* **4**, 41–47.

Ayalew, D. (2000). Origin by fractional crustallization of transitional gasalt for the Asela–Ziway pantellerites. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence, by Trua *et al.* 1999). *Chemical Geology* **168**, 1–3.

Barling, J., Goldstein, S. L. & Nicholls, I. A. (1994). Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *Journal of Petrology* **35**, 1017–1053.

Barrat, J. A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R. N., Nesbitt, R. W. & Hirata, T. (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* **20**, 133–139.

Barrat, J. A., Blichert-Toft, J., Gillet, P. & Keller, F. (2000). The differentiation of eucrites: the role of *in situ* crystallization. *Meteoritics and Planetary Science* **35**, 1087–1100.

Bohrson, W. A. & Reid, M. R. (1997). Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology* **38**, 1137–1166.

Borissova, I., Coffin, M. F., Moore, A., Sayers, J., Symonds, P. & Teliatnikov, I. (2000). Volcanostratigraphy of the Elan Bank (Kerguelen Plateau) and implication for the regional tectonics. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **81**, S431.

Charvis, P., Recq, M., Operto, S. & Brefort, D. (1995). Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophysical Journal International* **122**, 899–924.

Charvis, P. Operto, S., Lesne, O. & Royer, J. Y. (1997). Velocity structure of the Kerguelen volcanic province from wide-angle seismic data: petrological implications. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **78**, F711.

Civetta, L., D'Antonio, M., Orsi, G. & Tilton, G. R. (1998). The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Journal of Petrology* **39**, 1453–1491.

Coffin, M. F., Pringle, M. S., Duncan, R. A., Gladczenko, T. P., Storey, M., Müller, R. D. & Gahagan, L. A. (2002). Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *Journal of Petrology* **43**, 000–000.

Cousens, B. L., Spera, F. J. & Tilton, G. R. (1990). Isotopic patterns in silicic ignimbrites and lava flows of the Mogan and lower Fataga Formations, Gran Canaria, Canary Islands: temporal changes in mantle source composition. *Earth and Planetary Science Letters* **96**, 319–335.

Cousens, B. L., Spera, F. J. & Dobson, P. F. (1993). Post-eruptive alteration of silicic ignimbrites and lavas, Gran Canaria, Canary Islands: strontium, neodymium, lead, and oxygen isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 631–640.

Deniel, C., Trua, T. & Mazzuoli, R. (2000). Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift: geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence—reply. *Chemical Geology* **168**, 5–7.

Dosso, L., Bougault, H., Beuzart, P., Calvez, J. Y. & Joron, J. L. (1988). The geochemical structure of the South-East Indian ridge. *Earth and Planetary Science Letters* **88**, 47–59.

Doucet, S., Weis, D., Scoates, J. S., Nicolaysen, K., Frey, F. A. & Giret, A. (2002). The depleted mantle component in Kerguelen Archipelago basalts: petrogenesis of tholeiitic-transitional basalts from the Loranchet Peninsula. *Journal of Petrology* **43**, 000–000.

Duncan, R. A. (1978). Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4**, 283–305.

Duncan, R. A. (2002). A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge. *Journal of Petrology* **43**, 000–000.

Duncan, R. A. & Pringle, M. S. (2000). Basement ages from the northern Kerguelen Plateau and Broken ridge. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **81**(19), S424.

Duncan, R. A. & Storey, M. (1992). The life cycle of Indian Ocean hotspots. In: Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U. & Weissel, J. K. (eds) *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monograph, American Geophysical Union* **70**, 91–103.

Eggins, S. M., Woodhead, J. D., Kinsley, L. P. J., Mortimer, G. E., Sylvester, P., McCulloch, M. T., Hergt, J. M. & Handler, M. R. (1997). A simple method for the precise determination of >40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. *Chemical Geology* **134**, 311–326.

Frey, F. A., Coffin, M. F., Wallace, P. G., Weis, D., Zhao, X. & Shipboard Scientific Party (2000*a*). Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 73–89.

Frey, F. A., Weis, D., Yang, H. J., Nicolaysen, K., Leyrit, H. & Giret, A. (2000*b*). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume. *Chemical Geology* **164**, 61–80.

Frey, F. A., Weis, D., Borisova, A. Yu. & Xu, G. (2002). Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen Plateau: new perspectives from ODP Leg 120 sites. *Journal of Petrology* **43**, 000–000.

Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.-P., Vidal, P., Giret, A. & Loubet, M. (1990). Petrology and geochemistry of Kerguelen basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to an intraplate position. *Earth and Planetary Science Letters* **100**, 59–76.

Green, T. H. (1994). Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis—Sedona 16 years later. *Chemical Geology* **117**, 1–36.

Griselin, M. & Arndt, N. T. (1996). Plume–lithosphere interaction and crustal contamination during formation of Coppermine River basalts, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **3**, 958–975.

Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 297–314.

Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E. & Pik, R. (1997). Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* **389**, 338–341.

Ingle, S., Weis, D., Scoates, J. & Frey, F. A. (2002). Relationship between the Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwanan margins. *Earth and Planetary Sciences*, in press.

Johannesson, H. & Saemundsson, K. (1989). *Geological map of Iceland. 1:500 000. Bedrock geology*, 1st edn. Reykjavik: Icelandic Museum of Natural History and Icelandic Geological Survey.

Kuno, H. (1966). Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology* **29**, 195–222.

Le Bas, M. J., Le Maître, R. W., Streickeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745–750.

Mahoney, J., Le Roex, A. P., Peng, Z., Fisher, R. L. & Natland, J. H. (1992). Southwestern limits of Indian Ocean ridge mantle and the origin of low $^{206}Pb/^{204}Pb$ mid-ocean ridge basalt: isotope systematics of the central southwest Indian ridge (17°–50°E). *Journal of Geophyical Research* **97**, 19771–19790.

Mahoney, J. J., Jones, W. B., Frey, F. A., Salters, V. J. M., Pyle, D. G. & Davies, H. L. (1995). Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean. *Chemical Geology* **120**, 315–345.

Marsh, B. D., Gunnarsson, B., Congdon, R. & Carmody, R. (1991). Hawaiian basalt and Icelandic rhyolite: indicators of differentiation and partial melting. *Geologische Rundschau* **80**, 481–510.

Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M. & Tacconi, P. (1979). *Geological map of Ethiopia and Somalia and comment with a map of major landforms (scale 1:2 000 000)*. Rome: Consiglio Nazionale de la Ricerche.

Mohr, P. & Zanettin, B. (1988). The Ethiopian flood basalt province. In: MacDougall, J. D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 63–110.

Müller, R. D., Royer, J. Y. & Lawver, L. A. (1993). Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology* **21**, 275–278.

Nicolaysen, K., Frey, F. A., Hodges, K. V., Weis, D. & Giret, A. (2000). 40Ar/39Ar geochronology of flood basalts from the Kerguelen Archipelago, southern Indian Ocean: implications for Cenozoic eruption rates of the Kerguelen plume. *Earth and Planetary Science Letters* **174**, 313–328.

Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G. & Marty, B. (1999). Isotopic and trace element signatures of Ethiopian basalts: evidence for plume–lithospheric interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 2263–2279.

Pringle, M. S. & Duncan, R. A. (2000). Basement ages from the southern and central Kerguelen Plateau: initial products of the Kerguelen Large Igneous Province. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **81**(19), S424.

Recq, M. & Charvis, P. (1986). A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, southern Indian Ocean. *Royal Astronomic Society Geophysical Journal* **84**, 529–559.

Recq, M., Brefort, D., Malod, J. & Veinante, J.-L. (1990). The Kerguelen Isles (southern Indian Ocean); new results on deep structure from refraction profiles. *Tectonophysics* **182**, 227–248.

Recq, M., Operto, S. & Charvis, P. (1994). Kerguelen Plateau: a hot-spot related oceanic crust. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **75**, 583.

Rhodes, J. M. (1983). Homogeneity of lava flows: chemical data for historical Mauna Loa eruptions. *Journal of Geophysical Research, Supplement* **88**, A869–A879.

Rudnick, R. L. (1995). Making continental crust. *Nature* **378**, 571–577.

Rudnick, R. L. & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* **33**, 267–309.

Salters, V. J. M., Storey, M., Sevigny, J. H. & Whitechurch, H. (1992). Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen–Heard plateau basalts. In: Wise, S. W., Jr & Schlich, R. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 120. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 55–62.

Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research* **102**, 10039–10054.

Schlich, R., Schaming, M., Weis, D., Montigny, R. & Damasceno, D. (1998). New structural and tectonic data in the Northern Kerguelen Plateau. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **79**, F871.

Shipboard Scientific Party (2000). Leg 183 summary: Kerguelen Plateau–Broken Ridge. A large igneous province. In: Coffin, M. F., Frey, F. A. & Wallace, P. J. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 183. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 1–101.

Sigurdson, H. (1977). Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer. *Nature* **269**, 25–28.

Steinberger, B. (2000). Plumes in a convecting mantle: models and observations for individual hotspots. *Journal of Geophysical Research* **105**, 11127–11152.

Storey, M., Kent, R., Saunders, A. D., Salters, V. J., Hergt, J., Whitechurch, H., Sevigny, J. H., Thirlwall, M. F., Leat, P., Ghose, N. C. & Gifford, M. (1992). Lower Cretaceous volcanic rocks along continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau. In: Wise, S. W., Jr & Schlich, R. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 120. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 33–53.

Sun, S.-S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society*, London, Special Publication **42**, 313–345.

Trua, T., Deniel, C. & Mazzuoli, R. (1999). Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. *Chemical Geology* **155**, 201–231.

Vartiainen, H. & Wooley, A. R. (1976). The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion, Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin*, **280**.

Weis, D. & Frey, F. A. (1991). Isotope geochemistry of Ninetyeast Ridge basalts: Sr, Nd, and Pb evidence for the involvement of the Kerguelen hot spot. In: Weissel, J., Peirce J., Taylor, E., Alt, J., *et al.* (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 121. College Station, TX: Ocean Drilling Progam, pp. 591–610.

Weis, D. & Frey, F. A. (2002). Submarine basalts of the Northern Kerguelen Plateau: interaction between the Kerguelen plume and the Southeast Indian Ridge revealed at ODP Site 1140. *Journal of Petrology* **43**, 000–000.

Weis, D., Demaiffe, D., Cauët, S. & Javoy, M. (1987). Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions: cogenetic origin. *Earth and Planetary Science Letters* **82**, 255–268.

Weis, D., Frey, F. A., Leyrit, H. & Gautier, I. (1993). Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the SE Province lavas. *Earth and Planetary Science Letters* **118**, 101–119.

Weis, D., Frey, F. A., Giret, A. & Cantagrel, J. M. (1998). Geochemical characteristics of the youngest volcano (Mount Ross) in the Kerguelen Archipelago: inferences for magma flux and composition of the Kerguelen Plume. *Journal of Petrology* **39**, 973–994.

Weis, D., Ingle, S., Damasceno, D., Frey, F. A., Nicolaysen, K. & Barling, J. (2001). Origin of continental components in Indian Ocean basalt: Evidence from Elan Bank (Kerguelen Plateau, ODP Leg 183, Site 1137). *Geology* **29**, 147–150.

Weis, D., Frey, F. A., Schlich, R., Schaming, M., Montigny, R., Damasceno, D., Mattielli, N., Nicolaysen, K. E. & Scoates, J. S. (2002). Trace of the Kerguelen mantle plume: evidence from seamounts between the Kerguelen Archipelago and Heard Island, Indian Ocean. *G-Cubed—Geology, Geochemistry & Geophysics*, in press.

Yang, Y. J., Frey, F. A., Nicolaysen, K., Weis, D. & Giret, A. (1998). Petrogenesis of flood basalts forming the Northern Kerguelen Archipelago: implications for the Kerguelen Plume. *Journal of Petrology* **39**, 711–748.

Chapitre 6

SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS

6- SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS

6-1- La Province Ethiopienne

L'étude menée en Ethiopie s'inscrit dans la continuité et l'approfondissement des travaux pétrologiques et géochimiques entrepris par Marty et al. (1996), Pik et al. (1998, 1999) et Ayalew (1999). Cependant, notre travail se distingue des études précédentes car il est axé tout particulièrement sur les volcans boucliers qui surmontent les trapps. En effet, les volcans boucliers des provinces volcaniques continentales ont rarement fait l'objet d'études antérieures. La connaissance de leurs caractéristiques géochimiques permettra de mieux contraindre le développement de la province éthiopienne et, plus particulièrement, le stade final de son édification.

Dans un premier temps, les résultats obtenus sur les trapps montrent que la répartition spatiale des trois types de roches décrites par Pik et al. (1998) (LT, HT1 et HT2) était plus complexe que celle qu'ils avaient établi. C'est-à-dire que ces roches se répartissent selon une organisation plus compliquée qu'une simple division nord-ouest – sud-est. Par exemple, nous avons pu observer que dans la région de Sekota (Fig. 6-1) les trois types de basaltes se superposent alors que dans d'autres régions comme dans le nord-ouest, seules des laves LT existent, sauf peut-être le volcan bouclier situé au nord de Gondar que nous n'avons pas étudié. La mise en évidence d'une diminution de l'épaisseur de la couche de laves LT du nord au sud et la localisation restreinte au nord-est du type HT2 (Pik et al., 1998) sont des éléments importants pour l'interprétation des relations génétiques entre les trois types de lave. En effet, la compréhension du mode d'édification de la province passe par notre capacité à établir un modèle tridimensionnel de l'architecture du plateau et de la répartition géographique des volcanites. La contrainte temporelle de cette édification est apportée par la datation d'un grand nombre de coulées en un maximum de lieux d'échantillonnage différents. Les résultats que nous pouvons dégager de notre étude montrent ainsi que le plateau éthiopien est loin de correspondre à un seul et grand événement brutal, comme cela est proposé par Hofmann et al. (1997). Au contraire, il apparaît que le plateau est constitué d'un assemblage complexe de différents centres éruptifs d'âges, de pétrologie et de géochimie différents qui se recouvrent les uns les autres.

L'étude des volcans boucliers nous a permis d'établir que leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques étaient identiques à celles des trapps qu'ils surmontent. Cette

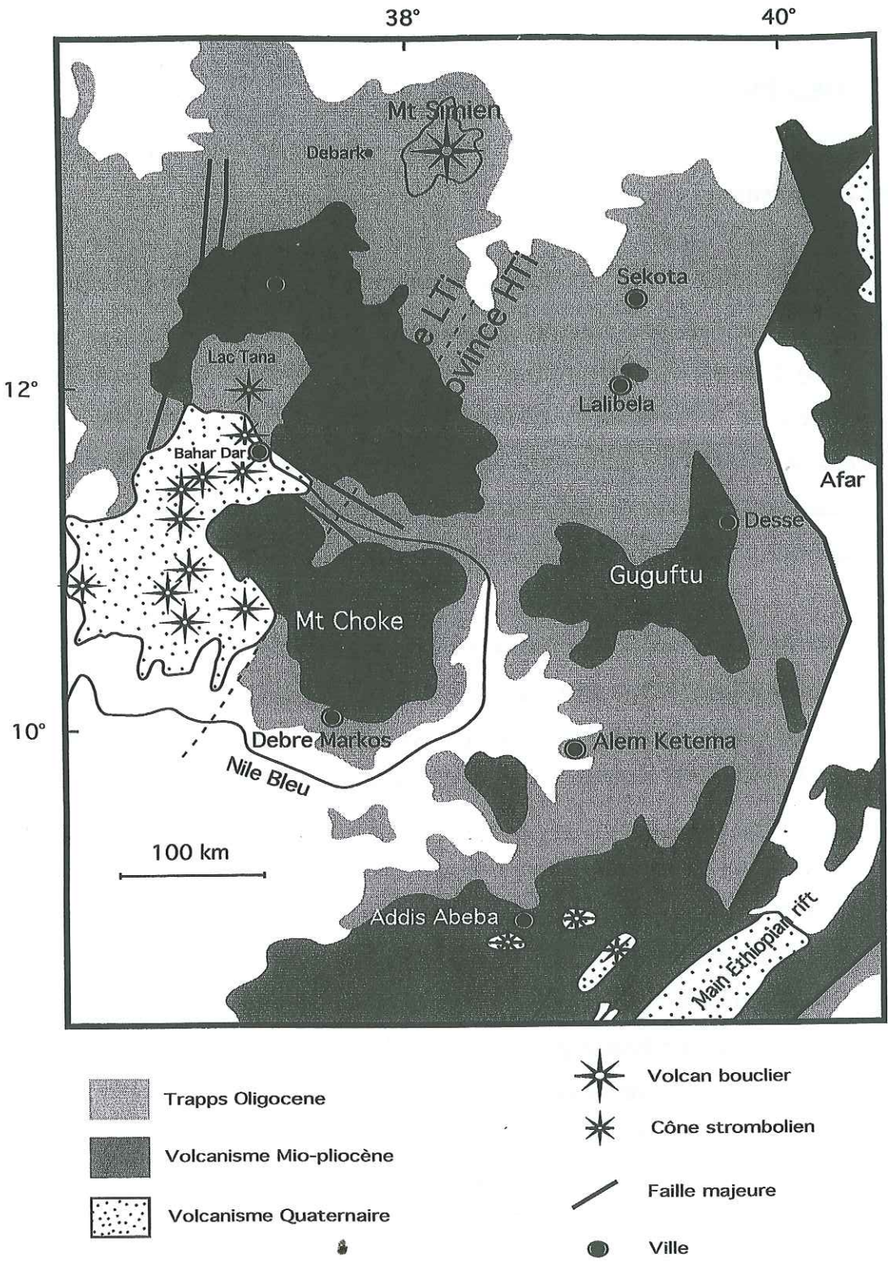


Fig. 6-1: Carte géologique simplifiée du Nord de l'Ethiopie (d'après Varet, 1975 et Merla *et al.*, 1979)

observation contredit l'affirmation selon laquelle tous les boucliers seraient alcalins (Mohr & Zannetin, 1988; Zannetin, 1992) et plus particulièrement celui du Simien (LeBas & Mohr, 1970). Cette similarité dans les types de laves nous laisse penser que la transition d'un volcanisme de type trapps à celui d'un type volcan bouclier n'est pas induite par un changement drastique dans la nature des laves. Il semblerait plutôt que cette transition ne corresponde qu'à un changement de l'expression morphologique d'un même magmatisme. La morphologie en bouclier, dont le diamètre peut atteindre les 100 km, semble n'être due qu'à des contraintes physiques, externes au magmatisme lui-même; c'est à dire que cette transition n'est pas liée à la nature des laves. Trois possibilités s'offrent alors à nous pour expliquer cela: (1) soit les contraintes tectoniques sont différentes et font se focaliser les émissions de lave en un seul point; ceci pouvant être lié au poids des volcanites déjà mises en place; (2) soit, comme Quareni et al. (2001) le proposent à plus petite échelle, nous pouvons avoir localement une fusion partielle progressive de l'encaissant, le magma peut alors percoler dans la zone partiellement fondu entraînant ainsi le passage d'un volcanisme de type fissural à un type centré et cela à flux de magma constant ; (3) soit le taux de production magmatique diminue et les laves se concentrent autour du point d'émission sans pouvoir s'étaler très loin. Dans ce dernier cas, dans un premier temps, les éruptions se font le long de grandes fractures, puis avec la diminution de la quantité de laves émises, les épontes des fractures cristallisent et se rejoignent laissant place à des conduits individualisés (chenalisation), le long desquels les laves se focalisent pour donner naissance aux volcans boucliers (Williams & McBirney, 1979) ou (4) une combinaison plus ou moins complexe des trois processus précédents.

La pétrologie et la géochimie des laves constituant le plateau et les volcans boucliers nous a permis de contraindre leur magmatogenèse. Il a ainsi été démontré que les laves de la province n'ont pas pour origine la fusion d'une lithosphère métasomatisée sous-jacente comme cela est souvent invoqué dans la littérature pour expliquer la formation des différents types de basalte (HTi – LTi) (Hawkesworth et al. 1984; Lightfoot et al. 1993; Peate, 1997; Pik et al., 1999; Larsen et al., soumis). Nous proposons plutôt que les laves de type « High-Ti » riches en éléments incompatibles correspondent à des magmas générés dans un panache avec un taux de fusion partielle très faible de l'ordre de 1% tandis que les laves de type « Low-Ti » correspondent à des taux de fusion partielle plus importants (de l'ordre de 10%). Par la suite, ces magmas seront affectés par les processus de cristallisation fractionnée et de contamination crustale dans des proportions différentes, mais leurs principales caractéristiques géochimiques sont acquises dès leur formation dans le panache. C'est pourquoi la présence de différents

types de roches en surface est interprétée comme résultant essentiellement de processus pétrogénétiques profonds.

6-2- Skiff Bank et le Plateau de Kerguelen

Le forage réalisé au Site 1139 (Skiff Bank) est le premier à s'intéresser à cette partie du plateau de Kerguelen. Les informations obtenues par l'étude des roches échantillonnées à Skiff Bank sont de première importance car elles ont permis de contraindre l'âge de mise en place du plateau nord, le dynamisme des éruptions qui l'ont formé et le type de roches qui le constituent.

La pile volcanique forée au Site 1139 est constituée d'une séquence de trachybasaltes coincée entre deux séquences de rhyolites et de trachytes datées à 66-68 Ma (Duncan, 2002). Les roches basiques sont riches en plagioclases, feldspaths alcalins, elles sont pauvres en minéraux ferro-magnésiens et elles sont riches en alcalins et éléments traces incompatibles. Les roches acides sont caractérisées par d'abondants feldspaths alcalins et la présence de rares phénocristaux de quartz. Elles sont enrichies en éléments incompatibles et montrent d'importantes anomalies négatives en Ba, Sr, Eu, Ti, P. Cette composition alcaline et la bimodalité acide-basique sont des caractéristiques identiques à ceux des volcans post-trapps d'Ethiopie ou de l'archipel de Kerguelen. Cette similitude ainsi que la forme des coulées imagées par la sismique (Fig. 6-2) nous permet de dire que la séquence échantillonnée au Site 1139 fait partie d'un volcan qui s'est formé après la mise en place du plateau de Kerguelen. Le cas de l'Ethiopie nous indique que ce type de volcanisme peut être beaucoup plus jeune que les trapps (plusieurs millions d'années), c'est pourquoi on ne peut donner qu'une fourchette d'âge pour la formation du plateau nord. Cet âge est supérieur à 68 Ma (âge de la séquence du site 1139) et doit très probablement être plus jeune que le plateau central et Broken Ridge qui sont respectivement datés à 90 et 94 Ma (Duncan, 2002).

La présence de tufs, de minéraux brisés dans les roches acides et la morphologie des coulées basaltiques montrent incontestablement que Skiff Bank était émergé au moment des éruptions finales (Frey et al., 2000). Le dynamisme éruptif est clairement aérien. De plus, aucun sédiment, plus vieux que 33-34 Ma n'est présent à ce site. Cette absence prouve qu'après la dernière éruption, ce haut-fond est resté émergé encore pendant à peu près 35 Ma (Shipboard Scientific Party, 2000). Durant cette période, la pile volcanique a subi une altération aérienne importante.

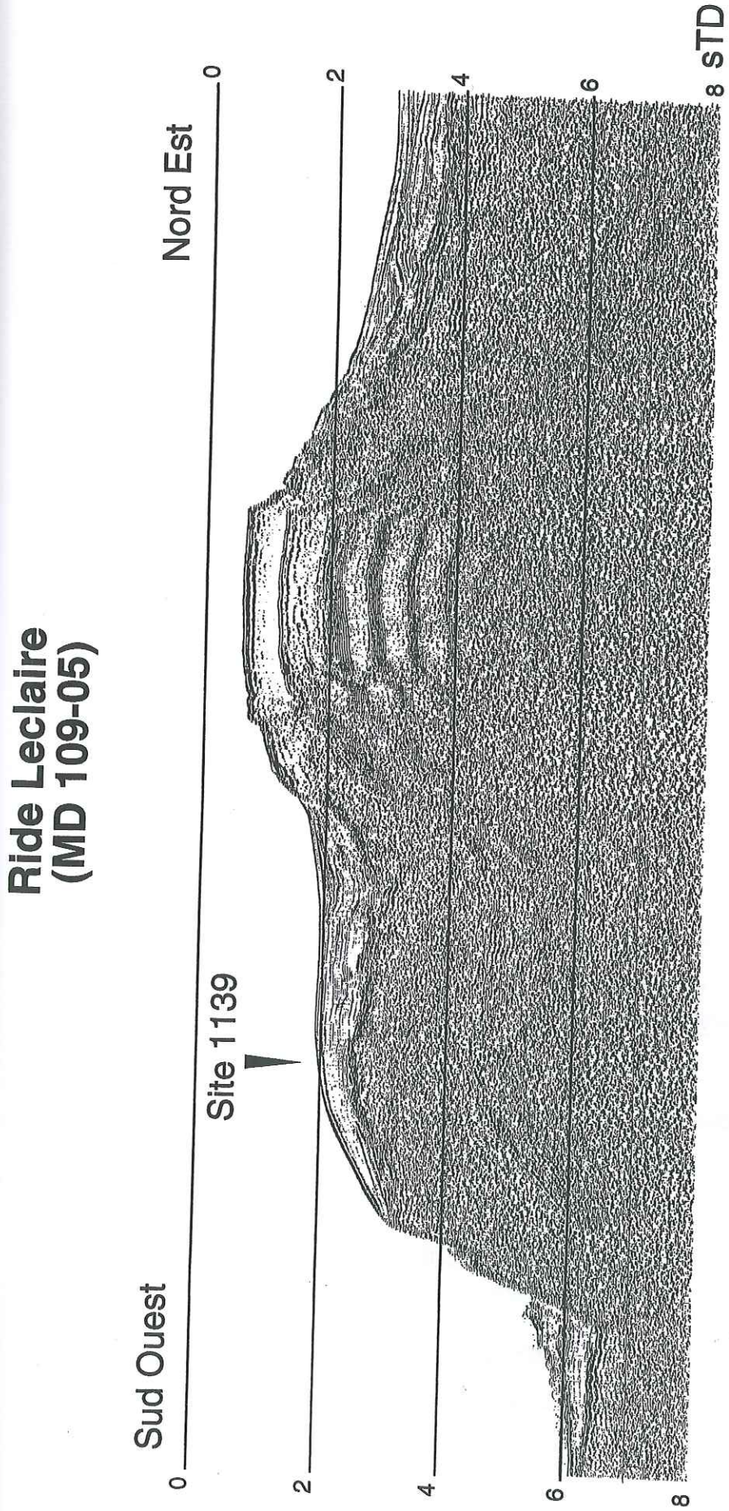


Figure 6-2 Coupe sismique SO-NE de la ride Leclaire (Skiff Bank) avec localisation du site de forage 1139. Campagne MD109 Kerimis.

L'étude de la genèse des roches de Skiff Bank est compliquée par cette altération assez poussée qui s'est probablement poursuivie sous l'eau. Toutefois, il est mis en évidence par les données chimiques que les laves émises à Skiff Bank sont alcalines, contrairement au reste du plateau qui est constitué de roches tholéiitiques. En cela, les roches de Skiff Bank sont semblables à celles de l'île de Heard et de la partie sud-est de l'archipel de Kerguelen

Les roches du Site 1139 ont une distribution bimodale, elles sont caractérisées par l'absence de termes intermédiaires entre 54 et 61% de silice. Cette bimodalité est probablement liée à la formation indépendante des deux types de magma. Ainsi, les roches basiques alcalines sont générées par un faible taux de fusion partielle du manteau et évoluent par cristallisation fractionnée vers des compositions de type trachybasalte et trachybasalte andésitique, tandis que les roches acides sont directement formées par la fusion partielle de roches basiques et évoluent vers des compositions extrêmes (~80% de SiO_2) par le biais de la cristallisation fractionnée de feldspaths alcalins, plagioclase, apatite et oxydes ferro-titanés.

Contrairement au Banc des Elans et à la partie sud du plateau, aucun élément pétrologique, géochimique ou géophysique ne permet de mettre clairement en évidence la présence d'une croûte continentale sous les épanchements volcaniques de Skiff Bank. Il semble donc que le plateau nord se soit mis en place entièrement en contexte intra-océanique. En revanche, sur la base de ces données nous proposons que les laves qui se sont épanchées à Skiff Bank sont issues d'une partie plus froide du panache de Kerguelen où le taux de fusion partielle est resté faible.

6-3- Similitudes des Deux Provinces

Les plateaux de Kerguelen et d'Ethiopie font tous deux partie des grandes provinces magmatiques (Coffin & Eldholm, 1993). La formation de ces plateaux est attribuée dans les deux cas à l'arrivée d'un panache mantellique profond (Frey & Weis, 1995; Marty et al., 1996; Mohr & Zanettin, 1988; Pik et al., 1999; Schilling, 1973; Storey et al., 1988; Weis et al., 1993).

L'origine continentale des trapps éthiopiens ne fait aucun doute. En revanche, l'origine océanique ou continentale du plateau de Kerguelen a, quant à elle, longtemps fait l'objet de nombreuses controverses (Dosso, et al., 1979; Grégoire et al., 1998; Hassler & Shimizu, 1998; Operto & Charvis, 1995; Schlich et al., 1971; Watkins et al., 1974).

Cependant, les résultats acquis récemment, notamment ceux du Leg ODP 183, démontrent que le plateau s'est formé dans un premier temps en domaine continental, puis a poursuivi sa croissance en domaine océanique (Weis et al., 2001; Coffin et al., 2002; Frey et al., 2002; Ingle et al., 2002). Ainsi, le banc des Elans et peut-être une partie du plateau sud correspondraient à une marge passive ou à des morceaux de micro-continents séparés du continent indien à la faveur d'un ou plusieurs sauts de ride (Operto & Charvis, 1996; Müller et al., 2001; Coffin et al., 2002; Ingle et al., 2002).

Les provinces d'Ethiopie et de Kerguelen sont, par conséquent, liées à des déchirures continentales majeures et à la formation de nouveaux bassins océaniques. Le point chaud de Kerguelen est en relation avec la séparation de l'Inde, de l'Australie et de l'Antarctique avec la formation de l'Océan Indien (Coffin et al., 2002) tandis que celui de l'Ethiopie contribue à la séparation de la plaque Arabe et du continent africain avec l'ouverture du golfe d'Aden, de la mer Rouge et du rift Est-africain (Mohr & Zanettin, 1988).

D'un point de vue pétrologique, les plateaux de Kerguelen et d'Ethiopie ont de grandes similitudes. Sur ces deux plateaux, les roches volcaniques présentent deux bimodalités. La première, qui est la plus facilement observable sur le terrain, correspond à la bimodalité basique – acide. Ces deux provinces sont caractérisées par un « Daly gap » relativement important que l'on retrouve aussi bien dans les plateaux eux-même que dans les volcans qui les surmontent (Nougier, 1970; Merla et al., 1979; Mohr & Zanettin, 1988; Frey et al., 2000). La deuxième est la bimodalité tholéiitique – alcalin. Dans le cas de l'Ethiopie, les tholéiites et les roches alcalines constituent indifféremment les trapps ou les volcans boucliers, avec (en simplifiant) les trapps et les volcans tholéiitiques au nord-ouest et les trapps et boucliers alcalins dans le reste de la province (Mohr, 1983; Zanettin, 1992). Au contraire, à Kerguelen, le plateau semble être entièrement tholéiitique, tandis que les volcans le surmontant peuvent être, soit tholéiitiques soit alcalins (Nougier, 1970; Frey, et al., 2000).

Sur ces deux plateaux, les deux bimodalités sont synchrones. En effet, bien que la majorité des volcanites soient de composition basique, des tufs et des coulées acides sont fréquemment intercalés dans ces plateaux et dans les volcans tardifs. En Ethiopie, ces roches acides représentent jusqu'à 20% du volume total des volcanites et peuvent atteindre localement une puissance de 100 m (Ayalew, 1999). Dans le plateau de Kerguelen, cette bimodalité est évidemment observée seulement dans les dernières dizaines de mètres qui ont été forées (Frey et al., 2000). Ceci ne permet donc pas d'évaluer leur importance, mais le fait qu'elles aient été échantillonnées en trois sites différents du plateau montre qu'elles ne sont

pas négligeables. Sur l'archipel de Kerguelen, des trachytes intercalés au sein des volcans basiques témoignent encore de leur contemporanéité (e.g. Mt Ross; Weis et al., 1998).

Le synchronisme de la bimodalité tholéiitique – alcalin est évident en Ethiopie ou les trapps tholéiitiques et alcalins peuvent avoir le même âge (Hofmann, 1997; Pik et al., 1998). De plus, le long de la coupe Lima Limo, deux coulées alcalines sont intercalées dans les tholéiites. A Kerguelen, à travers le plateau et l'archipel, la seule preuve de l'existence d'un volcanisme alcalin, synchrone des tholéiites est la présence de laves alcalines au Site 1139 qui ont le même âge que certaines laves tholéiitiques de la ride 90°E qui s'est formée lors de la migration de la plaque océanique au-dessus du point chaud entre 83 et 38 Ma (Duncan, 1978; Duncan, 1991; Duncan, 2002). La formation de magmas alcalins dans le plateau de Kerguelen apparaît donc relativement tard, sans doute quelque part entre 90 et 68 Ma (limite d'âge de la formation du plateau sous Skiff Bank), tandis que sur l'archipel, il semblerait plutôt qu'une transition, allant du tholéiitique vers l'alcalin, ait lieu aux environs de 26 Ma.

La formation de volcans alcalins tardifs qui recouvrent localement la province est une autre caractéristique commune aux deux plateaux. A Kerguelen, ces volcans correspondent à celui du Site 1139 et ceux de l'Archipel (Nougier, 1970) et des îles de Heard et MacDonald (Barling, et al., 1994). En Ethiopie, de nombreux volcans boucliers parsèment le plateau (e.g. Choke, Guna et Guguftu (Mohr & Zanettin, 1988; Zanettin, 1992)).

L'Afar et Kerguelen présentent une dernière similitude frappante d'un point de vue purement tectonique. En effet, au nord de la dépression Afar, les rifts d'Aden et de la mer Rouge convergent, mais ne se connectent pas. Cette situation implique la formation de blocs continentaux rigides indépendants de différentes tailles qui accommodent la déformation en subissant des rotations sur eux-mêmes selon des axes verticaux (Manighetti et al., 2001). Les deux plus importants correspondent aux blocs d'Ali Sabieh et Danakil qui mesurent plus de 100 km de long. La situation actuelle de ces deux « micro-plaques » correspond très probablement à celle que devait avoir le banc des Elans lorsqu'il était encore au contact de l'Inde. En arrière de ces deux blocs, se trouvent des « micro-blocs » qui pourraient être disséminés dans le bassin océanique au gré de l'ouverture des rifts au cours des prochains millions d'années. Cette dernière situation correspond à celle qui est invoquée pour la formation du plateau sud de Kerguelen et la contamination crustale des laves qui le constituent. Cependant subsiste une différence en Afar, ce scénario est difficilement réalisable de par la faible vitesse d'ouverture de la mer Rouge (1,6 cm/an), du golfe d'Aden (2 cm/an) et du rift africain (0,4 cm/an) (Jestin & Huchon, 1992). De ce fait, l'expansion du plancher océanique est très lente et, 30 Ma après le début de l'ouverture des rifts, ces blocs ne sont

toujours pas séparés du continent. En résumé, la situation actuelle rencontrée au niveau du point chaud de l'Afar est un analogue idéal pour comprendre les toutes premières étapes de formation du plateau de Kerguelen. Les trapps éthiopiens correspondent aux trapps du Rajmahal et de Bunbury, les laves émises sur les blocs Danakil et d'Ali Sabieh correspondent aux laves du banc des Elans tandis que les micro-blocs continentaux de l'Afar pourraient être les futurs analogues des morceaux de croûte présents dans le plateau sud de Kerguelen.

6-4- Différences Tectoniques Majeures Entre les Deux provinces

Les plateaux de Kerguelen et d'Ethiopie diffèrent en premier lieu par leur physionomie (leur superficie et leur volume). Celui de Kerguelen couvre trois fois plus de surface que celui d'Ethiopie. Cette différence pourrait être liée au fait que le plateau de Kerguelen est quatre fois plus vieux que celui d'Ethiopie (Hofmann et al., 1997; Duncan, 2002), permettant ainsi un épanchement de laves sur une plus longue période. Les quantités de liquides produites par le panache Afar au niveau des trapps est une estimation établie pour une superficie initiale de 750000 km^2 (Mohr, 1983) pour une épaisseur moyenne de la pile volcanique de 1,5 km. D'après les études de White et al. (1987) et Clift et al. (1995) sur la province nord Atlantique la quantité de magma produite par le panache est de 2,5 à 8 fois la quantité de laves émises. C'est pourquoi, en tenant compte de ces rapports, nous obtenons une fourchette de taux de production de magma allant de 0,28 à 0,9 km^3/an. Pour l'Afar, 70% de la superficie est recouverte par les basaltes de la série Stratoïde qui ont une épaisseur moyenne de 1,5 km (Manighetti et al, 2001). Sachant que ces laves sont datées entre 3,5 et 1 Ma, la fourchette du taux de production est de 0,07 à 0,2 km^3/an (Fig. 6-3). Comparé à celui de Kerguelen, le point chaud de l'Afar a été un peu moins actif en 30 Ma au cours des quelles il n'a engendré qu'entre 2,8 et $9 10^6$ km^3 de magmas. A Kerguelen, pour une même durée de 30 Ma, le panache a généré ~$14,5 10^6$ km^3 de liquides au début de sa vie (Coffin et al., 2002) (Fig. 6-3). La quantité de magma produit à Kerguelen entre 132 à 103 Ma a donc été 1,5 à 5 fois plus importante qu'en Ethiopie entre 30 et 0 Ma. Cependant, en Ethiopie le volume a été émis dans les 10 premiers millions d'années pour la majeure partie avec, semble-t-il, un pic d'émission dès le premier million d'années. Ceci est une différence marquante avec Kerguelen où les laves émises sur ce même laps de temps ne correspondent qu'aux tous premiers stades continentaux du panache de Kerguelen en Australie et en Inde. Ces premiers stades ne représentent actuellement que $3,1 10^4$ km^3 (émis en ~14 Ma; Coffin et al., 2002).

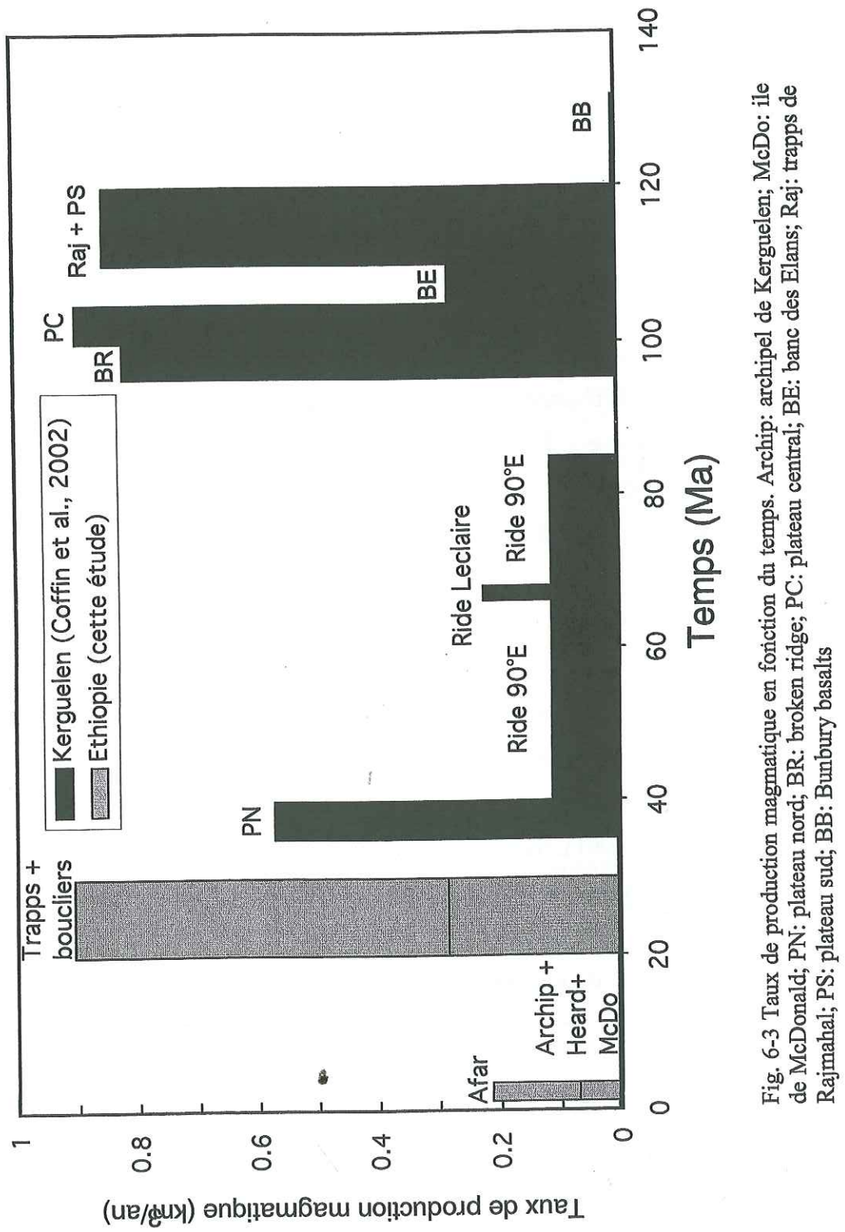


Fig. 6-3 Taux de production magmatique en fonction du temps. Archip: archipel de Kerguelen; McDo: ile de McDonald; PN: plateau nord; BR: broken ridge; PC: plateau central; BE: banc des Elans; Raj: trapps de Rajmahal; PS: plateau sud; BB: Bunbury basalts

Même si ce volume ne représente probablement pas le volume originel, cette quantité de lave devait tout de même être insignifiante en comparaison à celle de l'Ethiopie. En revanche, les deux panaches ont une production magmatique très semblable au moment de leur pic d'émission. En effet, les deux ont pu produire jusqu'à environ 0,9 km^3 de magma par an pendant approximativement 10 Ma. Il reste donc à déterminer quels sont les phénomènes qui dirigent la fluctuation des taux de production magmatique. Sont-ils liés à des paramètres intrinsèques aux panaches (taille, température, composition, taux d'alimentation par la queue, vitesse d'ascension…)? Ou bien, l'activité et l'état de l'environnement du panache jouent-ils un rôle sur la quantité de magma produit ? En d'autres termes, est ce que le manteau - et plus particulièrement son dynamisme - varie dans le temps ? Il reste à déterminer aussi dans quelle mesure le contexte géologique joue un rôle important: la nature et l'épaisseur de la lithosphère se trouvant à l'aplomb du panache peuvent-elles avoir un effet sur la production de magma et surtout sur son extrusion?

La situation tectonique actuelle des deux provinces constitue une autre différence significative. Les volcanites liées au panache de Kerguelen sont actuellement presque intégralement immergées, sous l'effet de la subsidence, dans l'Océan Indien (exception faite des îles qui surmontent le plateau et des trapps du Rajmahal et de Bunbury). En revanche, les laves formées par le panache Afar affleurent toujours à l'air libre. Au cours des 30 premiers millions d'années de la vie du panache de Kerguelen, les trapps du Rajmahal, de Bunbury et du banc des Elans, les plateaux sud et central ont été mis en place. Il semblerait que dès le début des éruptions liées au panache de Kerguelen, la grande majorité des laves s'est épanchée entre les continents indien, australien et antarctique. C'est-à-dire, sur les marges continentales d'un continent aminci qui correspondront aux marges du futur Océan Indien et dans lesquelles se trouvent piégés des morceaux de lithosphère amincie. Cette situation rappelle singulièrement celle de la province nord Atlantique où, le panache, arrivé sous une épaisse lithosphère continentale étirée a engendré des quantités énormes de magma. Les laves ainsi formées ont commencé à s'écouler sur les marges continentales à partir de 62 Ma (Groenland et Iles Britanniques) (Saunders et al., 1997). Certaines de ces laves, mises en place en surface, se trouvent actuellement immergées comme, par exemple, le plateaux de Rockall ou les séquences basaltiques qui se trouvent sur la marge Est du Groenland. Toutes ces laves présentent une contamination crustale marquée (comme celles du plateau sud à Kerguelen). Cependant, la grande majorité des laves s'est épanchée dans le néo-bassin de l'Atlantique lors d'une deuxième phase qui a commencé vers 56 Ma. Ces laves de la deuxième phase qui présentent un peu moins de signes de contamination crustale ont donné

naissance aux « seaward-dipping reflectors » et ont formé l'Island (Saunders et al., 1997). Le contexte tectonique de cette région est caractérisé par une ouverture très rapide de l'océan, de l'ordre de 9 cm/an (Ziegler, 1989), or cette ouverture rapide peut expliquer le taux de production magmatique important Bown & White (1995).

La mise en place à la surface est très différente pour les laves générées par le panache de l'Afar. En effet, en Ethiopie, au Yémen et en Somalie la grande majorité des laves se trouve à l'extérieur des rifts, sur les continents. Dans cette région, l'espace qui se trouve entre les continents correspond aux rifts et à la dépression Afar où peu de laves liées au panache semblent avoir été émises en comparaison à la quantité qui se trouve sur les continents et surtout en comparaison avec les volumes de Kerguelen (Fig. 6-3). En effet, la majorité des laves de l'Afar correspondent à la série Stratoïde (Deniel et al., 1994) qui ne représente que ~510^5 km^3 de magma généré au maximum. Ainsi, à Kerguelen, l'éloignement rapide des trois continents, avec une vitesse de l'ordre de 18 cm/an pour la migration de l'Inde par exemple (Patriat & Achache, 1984), a eu pour effet de focaliser les épanchements dans le bassin néo-formé de l'Océan Indien tandis qu'en Ethiopie, l'ouverture des rifts étant moins rapide, les laves ont pu recouvrir les épaules de rift.

De plus, à Kerguelen, le panache est arrivé sous une lithosphère Archéenne or sous un bouclier archéen l'épaisseur de la lithosphère peut atteindre 200 km ou plus, d'après les données pétrologiques sur le champ de stabilité du diamand (Boyd et al., 1985), sur la base d'études du flux thermique (Pollack & Chapman, 1977), et sur la base de la sismique (Jordan, 1975, 1978, 1981). Au contraire, en Ethiopie, la lithosphère étant Panafricaine ne devait faire qu'environ 100 km d'épaisseur. Dans cette situation, sans amincissement lithosphérique, le panache de Kerguelen vient se plaquer sous la lithosphère aux environs de 200 km de profondeur et la quantité de liquide formée à cette profondeur devrait être nulle (Fig. 6-4). En Ethiopie, où le panache est bloqué seulement à 100 km de profondeur, le taux de fusion partielle peut être très important même sans amincissement lithosphèrique (Fig. 6-4). Ainsi, à Kerguelen, il a nécessairement fallu un amincissement de la lithosphère, considérablement plus important pour avoir un taux de production magmatique équivalent à celui de l'Ethiopie (Fig. 6-3).

On peut donc déduire de cette comparaison entre l'Ethiopie, Kerguelen et la province nord Atlantique, que le fort taux de production magmatique à Kerguelen est lié à l'arrivée du panache dans un contexte où l'amincissement lithosphérique était très important.

La structure actuelle du plateau de Kerguelen en horsts et grabens et la présence de nombreuses failles (Charvis et al., 1995; Operto & Charvis, 1996) confirme l'existence d'une

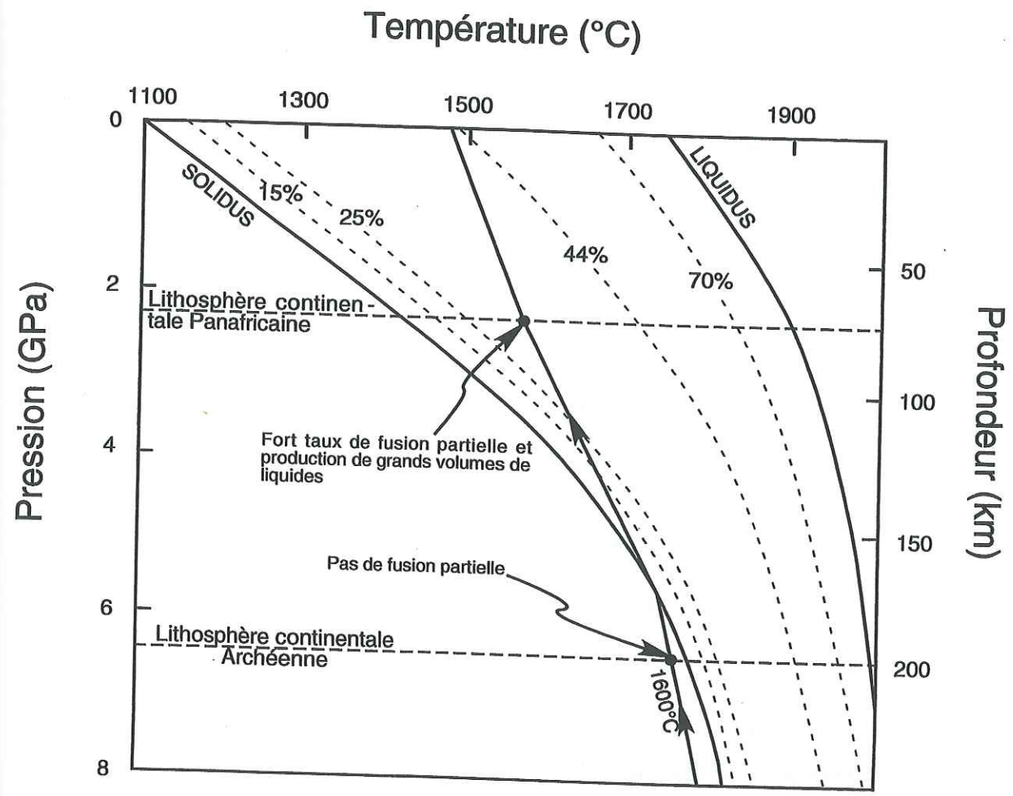


Fig. 6-4 Diagramme de phase d'un manteau péridotitique schématisant l'effet de l'épaisseur de la lithosphère continentale sur la production de liquide magmatique. Quand un panache d'une température de 1600°C arrive sous une lithosphère de 200 km d'épaisseur, le solidus n'est encore pas franchi et aucun liquide n'est produit. Si un même panache arrive sous une lithosphère épaisse de 100 km le taux de fusion partielle du panache peut être largement supérieur à 25%. Poucentages: taux de fusion partielle. Modifié d'après Arndt et al. (1993).

tectonique extensive importante toujours persistante après son édification. A l'inverse, le plateau éthiopien est très peu déformé; on observe des signes d'extension seulement dans la région nord-est, au sud du lac Tana et bien sûr en Afar et le long du rift est éthiopien. La région la plus fortement tectonisée correspond à la dépression Afar où les trois rifts se rejoignent. La situation géologique et la forte déformation des roches de cette région semblent confirmer que ces dernières pourraient servir d'analogue à celles qui forment le plateau sud de Kerguelen.

6-4- Synthèse

La formation des plateaux de Kerguelen et d'Ethiopie est expliquée par l'émission de volumes considérables de laves issues de la fusion au sein d'un panache mantellique. Ces plateaux sont caractérisés par deux bimodalités, une basique – acide qui est expliquée dans les deux cas soit par cristallisation fractionnée (e.g. Ayalew, 1999), soit par fusion partielle de basaltes sous-plaqués (e.g. Trua et al., 1999) et une bimodalité tholéiitique – alcalin qui est expliquée par une diminution du taux de fusion partielle (e.g. Frey et al., 2000) et un phénomène de fusion de zone.

L'intérêt majeur de l'étude de ces deux provinces réside dans leur comparaison en termes de tectonique et géodynamique qui influencent la production magmatique. C'est pourquoi, il est important de rappeler ici les facteurs jouant un rôle sur la quantité de liquides produits en contexte extensif. Bown & White (1995) ont listé quatre facteurs influençant la production de liquide lors de l'ouverture d'un bassin et la formation de marges passives: (1) le degré d'amincissement de la lithosphère, (2) la température du manteau asthénosphérique, (3) l'épaisseur initiale de la lithosphère et (4) la durée de l'extension. En plus, dans notre cas, l'arrivée d'un panache influence la production en fonction de son activité propre. Plusieurs composantes entrent alors dans cette notion d'activité. La taille du panache et plus particulièrement le volume de sa tête sont probablement les facteurs les plus importants. La température du panache joue certainement aussi un rôle important. Selon la profondeur à laquelle il se forme (couche D'' ou manteau asthénosphérique) sa température de départ et sa taille seront différentes, ainsi les panaches profonds engendreront des quantités de magma plus importantes. La composition minéralogique tient un rôle important, selon qu'elle soit plus ou moins réfractaire, cela permettra de générer des quantités de liquide différentes. Par exemple, (Cordery et al., 1997; Leicht & Davies, 2001), ont montré que la présence d'un

composant éclogitique dans la zone de fusion, au sein du panache, augmente considérablement la quantité de liquide produit par rapport à la fusion d'un panache constitué uniquement de péridotite. La composition du panache peut aussi jouer un rôle par ses qualités physiques (rhéologie et viscosité) qui permettront une ascension et surtout une re-alimentation par la queue plus ou moins rapide.

Quoi qu'il en soit, nous n'avons pas de moyen de contrôle sur ces paramètres; en revanche, les contextes géodynamiques des deux plateaux sont différents et il s'avère nécessaire d'étudier leur influence sur la production et l'émission des laves.

D'un point de vue tectonique l'élément qui peut différer entre les deux sites et jouer un rôle sur la production magmatique est la nature et l'épaisseur de la lithosphère au point d'impact du panache. Dans les deux sites d'étude, la lithosphère qui se trouvait au-dessus du point chaud est continentale et correspond à un futur point triple à partir du quel allaient se séparer trois continents. Il semble, par conséquent, que le contexte géologique n'ait pas été très différent dans les deux cas. Cependant, la lithosphère archéenne de Kerguelen devait être environ deux fois plus épaisse que celle, panafricaine d'Ethiopie. C'est pourquoi, l'extension de la lithosphère au-dessus du panache de Kerguelen a dû être plus importante et peut-être plus longue pour arriver à un taux d'éruption du même ordre que celui de l'Ethiopie. Cette longue durée pourrait être l'explication au fait qu'il se soit passé 14 Ma entre l'éruption des premières laves à Bunbury et le pic d'émission maximale correspondant à la formation du plateau sud (Fig. 6-3). A l'inverse, en Ethiopie, l'émission de lave a été très intense dès le début lors de l'arrivée du panache, puis alors qu'on s'attendrait à ce que le taux de production continue intensément, ce dernier est devenu très faible. Il semblerait donc que l'ouverture très lente des rifts liés au panache Afar soit le facteur limitant à la production d'une grande quantité de magma.

Nous avons vu qu'à Kerguelen, les plaques lithosphériques continentales s'éloignent l'une de l'autre beaucoup plus rapidement qu'en Ethiopie où l'ouverture de la mer Rouge et du golfe d'Aden reste très lente. Cette différence de vitesses est en corrélation avec le fait qu'à Kerguelen les laves se sont épanchées dans le jeune Océan Indien, entre les trois continents, quasiment dès le début, alors qu'en Ethiopie elles se sont écoulées principalement sur les marges. Cette différence de vitesse explique aussi le fait que 30 Ma après l'éruption des premières laves, les micro-blocs continentaux de l'Afar qui sont découpés au point de

convergence des trois rifts sont toujours au contact de l'Afrique, alors qu'à Kerguelen seulement 20 Ma après les premières émissions, le banc des Elans était déjà individualisé et le plateau sud constitué. Enfin, la comparaison entre les volumes émis et la vitesse de déplacement des plaques à Kerguelen et en Ethiopie semble montrer (comme pour la province nord Atlantique), que la vitesse de la dérive des plaques est le facteur prépondérant dans le contrôle de la production magmatique et l'émission des laves en surface.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Abbate, E. & Sagri, M. (1969). Dati e considerazioni sul margine orientale dell' altopiano ethiopico nelle province del Tigrai e del Wollo. *Bollettino della Società geològica italiana.* **88**, 489-497.

Alibert, C. (1991). Mineralogy and geochemistry of a basalt from Site 738: implications for the tectonic history of the southernmost part of the Kerguelen Plateau. Proceedings ODP, Scientific Results, **119**. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 293-298.

Arculus, R. J., Lapierre, H. & Jaillard, E. (1999). A geochemical window into subduction-accretion processes : the Raspas Metamorphic Complex, Ecuador. *Geology* **27**, 547-550.

Arndt, N. T., Chauvel, C., Czamanske, G. & Fedorenko, V. (1998). Two mantle sources, two plumbing systems : tholeiitic and alkaline magmatisme of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **133**, 297-313.

Arndt, N. T., Czamanske, G. K., Wooden, J. L. & Fedorenko, V. A. (1993). Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics* **223**, 39-52.

Aubert de la Rue, E. (1932). Etude géologique et géomorphologique de l'archipel de Kerguelen. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique.* **5**, 231p.

Ayalew, D. 1999. Pétrologie et géochimie des ignimbrites Alaji des hauts plateaux éthiopiens: source, chronologie et impact environmental, CRPG. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy. pp. 175

Barling, J., Goldstein, S. L. & Nicholls, I. A. (1994). Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *Journal of Petrology* **35**, 1017-1053.

Barrat, J. A., Blichert-Toft, J., Gillet, P. & Keller, F. (2000). The differentiation of eucrites: The role of *in situ* crystallization. *Meteoritics & Planetary Science* **35**, 1087-1100.

Barrat, J. A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R. N., Nesbitt, R. W. & Hirata, T. (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards newsletter* **20**, 133-139.

Ben Othman, D., White, W. M. & Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters* **94**, 1-21.

Berhe, S. M., Desta, B., Nicoletti, M. & Teferra, M. (1987). Geology, geochronology and geodynamic implications of the Cenozoic magmatic province in W and SE Ethiopia. *Journal of the Geoical Society of London* **144**, 213-226.

Bernstein, S., Leslie, A. G., Higgins, A. K. & Brooks, C. K. (2000). Tertiary alkaline volcanics in the Nunatak Region, Northeast Greenland : new observations and comparison with Siberian maymechites. *Lithos* **53**, 1-20.

Bourdier, J. L. 1994. Le volcanisme, Manuels & Méthodes. BRGM, Orléans, pp. 420.

Bown, J. W. & White, R. S. (1995). Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins. *Journal of Geophysical Research* **100**, 18,011-18,029.

Boyd, F.R., Gurney, J.J. & Richardson, S.H. (1985). Evidence for a 150-200 km thick Archean lithosphère from diamond inclusion thermobarometry. *Nature* **315**, 387-389.

Bradley, L. M. & Frey, H. (1988). Constraints on the crustal nature and tectonic history of the Kerguelen Plateau from comparative magnetic modeling using MAGSAT data. *Tectonophysics* **145**, 243-251.

Campbell, I. H. & Griffiths, R. W. (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **99**, 79-93.

Capaldi, G., Chiesa, S., Civetta, L., La Volpe, L., Manetti, P., Orsi, G. & Piccardo, G. (1986). Magmatic and tectonic activities in North Yemen during Tertiary and Quaternary times. *Memorie della Societa Geologica Italiana.* **31**, 375-393.

Charvis, P., Operto, S., Konnecke, L. K., Recq, M., Hello, Y., Houdry, F., Lebellegard, P., Louat, R. & Sage, F. (1993). Structure profonde du domaine nord du plateau de Kerguelen (Océan Indien austral): résultats préliminaires de la campagne MD66/Ke OBS. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **316**, 341-347.

Charvis, P., Recq, M., Operto, S. & Brefort, D. (1995). Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophysical Journal International* **122**, 899-924.

Chiesa, S., Civetta, V., De Fino, M., La Volpe, L. & Orsi, G. (1989). The Yemen trap series: Genesis and evolution of a continental flood basalt province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 337-350.

Clift, P. D., Turner, J. & Party, O. L. S. (1995). Dynamic support by the Icelandandic plume and vertical tectonics of the northeast Atlantic continental margins. *Journal of Geophysical Research* **100**, 24,473-24,486.

Coffin, M. F., Davies, H. L. & Haxby, W. F. (1986). Structure of the Kerguelen Plateau province from Seasat altimetry and seismic reflection data. *Nature* **324**, 134-136.

Coffin, M. F. & Eldholm, O. (1993). Large igneous provinces. *Scientific American* **Oct 93**, 42-49.

Coffin, M. F. & Eldhom, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics* **32**, 1-36.

Coffin, M. F., Munschy, M., Colwell, J. B., Schlich, R., Davies, H. L. & Li, Z. G. (1990). Seismic-stratigraphy of the Raggatt Basin, southern Kerguelen Plateau: tectonic and paleoceanographic implications. *Geological Society of America Bulletin* **102**, 563-579.

Coffin, M. F., Pringle, M. S., Duncan, R. A., Gladczenko, T. P., Storey, M., Müller, R. D. & Gahagan, L. A. (2002). Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *Journal of Petrology,* **Sous presse.**

Cordery, M. C., Davies, G. F. & Campbel, I. H. (1997). Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* **102**, 20,179-20,198.

Coulié, E. 2001. Chronologie 40Ar/ 39Ar et K/Ar de la dislocation du plateau éthiopien et de la déchirure continentale dans la Corne de l'Afrique depuis 30 Ma. Thèse de l'Université de Paris Sud, Orsay, Paris.

Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jeager, J. J. & Cappetta, H. (1986). Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth and Planetary Science Letters* **80**, 361-374.

Courtillot, V., Manighetti, I., Tapponnier, P., Jaupart, C. & Besse, J. (1999). On causal links between flood basalts and continental breakup: a mixed 'active-passive' scenario based on the case of the Afar plume and a review of other trap-rift associations. *Earth and Planetary Science Letters* **166**, 177-195.

Czamanske, G. K., Fedorenko, V. A., Lind, E. N., Dalrymple, B. G. & Wooden, J. L. (1992). The Siberian traps: a flip of the dynamo and 600000 years of hell on earth. *EOS*

Davies, H. L., Sun, S.-s., Frey, F. A., Gautier, I., McCulloch, M. T., Price, R. C., Bassias, Y., Klootwijk, C. T. & Leclaire, L. (1989). Basalt basement from the Kerguelen Plateau and the trail of a Dupal plume. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **103**, 457-469.

Davies, G. F. & Richards, M. A. (1992). Mantle convection. *Journal of Geology* **100**, 151-206.

Deniel, C., Vidal, P., Coulon, C., Vellutini, P. J. & Piguet, P. (1994). Temporal evolution of mantle sources through continental rifting: the volcanism of Djibouti (Afar). *Journal of Geophysical Research* **99**, 2853-2869.

Dosso, L., Vidal, P., Cantagrel, J. M., Lameyre, J., Marot, A. & Zimine, S. (1979). "Kerguelen: continental fragment or oceanic island?"; petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth and Planetary Science Letters* **43**, 46-60.

Doucet, S., Weis, D., Scoates, J., Nicolaysen, K., Frey, F. A. & Giret, A. (2002). Petrogenesis of high- and low-MgO transitional basalts from the Loranchet Peninsula (Mont des Ruches, Mont Fontaine), Kerguelen Archipelago. *Journal of Petrology,* **Sous presse**.

Duncan, R. A. (1978). Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4**, 283-305.

Duncan, R. A. (1991). The age distribution of volcanism along aseismic ridges in the eastern Indian Ocean. Proc. ODP Sci. Res., **121**. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 507-517.

Duncan, R. A. (2002). A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge. *Journal of Petrology,* **Sous presse**.

Duncan, R. A. & Pringle, M. S. (2000). Basement ages from the northern Kerguelen Plateau and Broken ridge. *EOS* **Spring AGU 00**, S424.

Duncan, R. A. & Storey, M. (1992). The life cycle of Indian Ocean hotspots. The Indian Ocean: a synthesis of results from the Ocean Drilling Program, **Geophysical Monograph 70**. American Geophysical Union, 91-103.

Ebinger, C., Yemane, T., Woldegabriel, G., Aronson, G. L. & Walter, R. C. (1993). Late Eocene- Recent volcanism in the southern Main Ethiopian Rift. *Journal of the geological Society of London* **150**, 99-108.

Eggins, S. M., Woodhead, J. D., Kinsley, L. P. J., Mortimer, G. E., Sylvester, P., McCulloch, M. T., Hergt, J. M. & Handler, M. R. (1997). A simple method for the precise determination of >40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. *Chemical geology* **134**, 311-326.

Franssens, M., Scoates, J. S., Weis, D., Nicolaysen, K. & Frey, F. A. (2001). The Val Gabbro revisited, Kerguelen Archipelago: evolution of a plutonic complex in an oceanic island and relations with volcanic rocks. *EUG XI, Journal of Conference Abstracts* **6**, 467.

Frey, F. A. & Weis, D. (1995). Temporal evolution of the Kerguelen plume: geodynamical evidence from ~38 to 82 Ma lavas forming the Ninethyeast Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **121**, 12-28.

Frey, F. A., McNaughton, N. J., Nelson, D. R., deLaeter, J. R. & Duncan, R. (1996). Petrogenesis of the Bunbury Basalts, Western Australia: interaction between the Kerguelen Plume and Gondwana Lithosphere? *Earth and Planetary Science Letters* **144**, 163-183.

Frey, F. A., Weis, D., Yang, H. J., Nicolaysen, K., Leyrit, H. & Giret, A. (2000). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume. *Chemical Geology* **164**, 61-80.

Frey, F. A., Coffin, M. F., Wallace, P. G., Weis, D., Zhao, X. & Shipboard Scientific Party (2000). Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 73-89.

Frey, A. F., Weis, D., Borisova, A. Y. & Xu, G. (2002). Involvement of continental crust in the formation of the cretaceous Kerguelen Plateau : new perspectives from ODP Leg 120 sites. *Journal of Petrology,* **Sous presse**.

Gautier, I., Frey, F. A. & Weis, D. (1989). The differentiated lavas of the Southeast Province of Kerguelen Archipelago (South Indian Ocean) (abs). *EOS* **70**, 1384.

Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.-P., Vidal, P., Giret, A. & Loubet, M. (1990). Petrology and geochemistry of Kerguelen basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to an intraplate position. *Earth and Planetary Science Letters* **100**, 59-76.

George, R., Rogers, N. & Kelley, S. (1998). Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* **26**, 923-926.

Giret, A. (1990). Typology, evolution and origin of the Kerguelen plutonic series, Indian Ocean: a review. *Geological Journal* **25**, 239-247.

Giret, A. (1993). Les étapes magmatiques de l'édification des îles Kerguelen, océan indien. *Mémoire de la Société Géologique de France* **163**, 273-282.

Giret, A., Lameyre, J., Beaux, J.-F., Gautier, I., Verdier, O., Chotin, P. & Cantagrel, J.-M. 1987. Géologie, deux siècles de recherche dans les îles Kerguelen. In: CNFRA (Editor), Actes du Colloque sur la Recherche Française dans les Terres Australes. CNFRA, Strasbourg, pp. 345-355.

Grégoire, M., Cottin, J. Y., Giret, A., Mattielli, N. & Weis, D. (1998). The meta-igneous granulite xenolith from Kerguelen Archipelago: evidence of a continent nucleation in an oceanic setting. *Contributions to mineralogy and petrology* **133**, 259-283.

Grégoire, M., Mattielli, N., Nicollet, C., Cottin, J.-Y., Leyrit, H., Weis, D., Shimizu, N. & Giret, A. (1994). Oceanic mafic granulite xenoliths from the Kerguelen Archipelago. *Nature* **367**, 360-363.

Griffiths, R. W. & Campbell, I. H. (1991). Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection. *Journal of Geophysical Research* **96**, 18,295-18,310.

Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. & Whitehead, J. A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* **256**, 517-520.

Hassler, D. R. & Shimizu, N. (1998). Osmium isotopic evidence for ancient subcontinental lithospheric mantle beneath the Kerguelen Islands, Southern Indian Ocean. *Science* **280**, 418-421.

Hauri, E. H., Whitehead, J. A. & Hart, S. R. (1994). Fluid dynamics and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* **99**, 24,275-24,300.

Hawkesworth, C. J., Rogers, N. W., Calsteren, P. W. C. v. & Menzies, M. A. (1984). Mantle enrichment processes. *Nature* **311**, 331-335.

Hill, R. I. (1991). Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 398-416.

Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 297-314.

Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E. & Pik, R. (1997). Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* **389**, 338-341.

Houtz, R. E., Hates, D. E. & Markl, R. G. (1977). Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution, and crustal structure. *Marine Geology* **25**, 95-130.

Ingle, S., Weis, D. & Frey, F. A. (2002). Indian continental crust sampled as pebbles within Elan Bank, Kerguelen Plateau (ODP Leg 183, Site 1137). *Journal of Petrology,* **Sous presse**.

Ingle, S., Weis, D., Scoates, J. & Frey, F. A. (2002). Relationship between the Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwanan margins. *Earth and Planetary Sciences,* **Sous presse**.

Jestin, F. & Huchon, P. (1992). Cinématique et déformation de la jonction triple mer Rouge - golfe d'Aden - Rift éthiopien depuis l'Oligocène. *Bulletin de la Société Géologique de France* **163**, 125-133.

Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., Shimizu, N. (1990). Melting in the oceanic upper mantle : an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* **95**, 2661-2678.

Jordan, T.H. (1975). The continental tectosphere. *Review of Geophysics* **13**, 1-12.

Jordan, T.H. (1978). Composition and development of the continental tectosphere, *Nature* **274**, 544-548.

Jordan, T.H. (1981). Continents as a chemical boundary layer. *Philosophical transactions of the Royal Society of London* **301**, 359-373.

Justin Visentin, E., Nicoletti, M., Tolomeo, L. & Zanettin, B. (1974). Miocene and Pliocene volcanic rocks of the Addis Ababa - Debra Berhan area (Ethiopia). *Bulletin of Volcanology* **38**, 237-253.

Kent, R. W., Saunders, A. D., Kempton, P. D. & Ghose, N. C. (1997). Rajmahal basalts, Eastern India: mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. **Geophysical monograph 100**, AGU, Washington, 145-182.

Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F. & Saunders, A.D. (1998). The internal structure of oceanic plateau : inferences from obducted cretaceous terranes in western Columbia and the Caribbean. *Tectonophysics* **292**, 173-188.

Könnecke, L. & Coffin, M. F. (1994). Tectonics of the Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean. *EOS* **75**, 154.

Könnecke, L. K., Coffin, M. F. & Charvis, P. (1998). Early development of the southern Kerguelen Plateau (Indian Ocean) from shallow wide-angle ocean bottom seismometer and multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research* **103**, 24,085-24,108.

Laity, J. E. & Malin, M. C. (1985). Sapping processes and the development of theater valley networks on the Colorado plateau. *Geological Society of American Bulletin* **96**, 203-217.

Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J. M., Dosso, L. & Vidal, P. (1976). Chronological evolution of the Keguelen islands syenite-granite ring complex. *Nature* **263**, 306-307.

Larsen, L. M., Asger, K. P., Sundvoll, B. & Frei, R. (Soumis). Alkali picrites by melting of old metasomatised lithospheric mantle: Manîtdlat Member, Vaigat Formation, Paleocene of West Greenland. *Journal of Petrology.*

Le Bas, M.J., Mohr, P.A. (1970). Tholeiite from the Simien alkali basalt centre, Ethiopia. Geological magazine, 523-529.

Leicht, A. M. & Davies, G. F. (2001). Mantle Plumes and flood basalts: Enhanced melting from plume ascent and an eclogite component. *Journal of Geophysical Research* **106**, 2,047-2,059.

Lightfoot, P. C., Hawkesworth, C. J., Hergt, J., Naldrett, A. J., Gorbachev, N. S., Fedorenko, V. A. & Doherty, W. (1993). Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district Siberian Trap, Russia. *Contributions to mineralogy and petrology* **114**, 171-188.

Mahoney, J., Storey, M., Duncan, R., Spencer, K. & Pringle, M. (1993). Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong. ODP Scientific Results, **130**. U.S. Government Printing Office, Washington, 3-22.

Mahoney, J. J., Jones, W. B., Frey, F. A., Salters, V. J. M., Pyle, D. G. & Davies, H. L. (1995). Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean. *Chemical Geology* **120**, 315-345.

Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J. & Polvé, M. (Sous presse). Accreted fragments of the late cretaceous caribbean-colombian plateau in Ecuador. *Lithos*

Manhès, G., Minster, J.-P. & Allègre, C. J. (1978). Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium of St Severin amphoterite: Consequences for early solar system chronology. *Earth and Planetary Science Letters* **39**, 14-24.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gallet, Y., Jacques, E. & Gillot, P. Y. (2001). Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *Journal of Geophysical Research* **106**, 13,613-13,665.

Marsh, J. S., Hooper, P. R., Rehacek, J., Duncan, R. A. & A.R., D. (1997). Stratigraphy and age of Karoo Basalts of Lesotho and implications for correlations within the Karoo igneous province. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. **Geophysical monograph 100**. AGU, Washington, 247-272.

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* **144**, 223-237.

Mattielli, N. 1996. Magmatisme et Métasomatisme associés au panache des Kerguelen: Contribution de la géochimie des enclaves basiques et ultrabasiques. Thèse de l'Université Libre de Bruxelles, Belgium. pp. 233.

Mattielli, N., Weis, D., Blichert-Toft, J. & Albarède, F. (2002). Hf isotope evidence for a Miocene change of regime of the Kerguelen hot spot. *Journal of Petrology,* **Sous presse**.

Mattielli, N., Weis, D., Scoates, J. S., Shimizu, N., Mennessier, J.-P., Grégoire, M., Cottin, J. Y. & Giret, A. (1999). Evolution of heterogeneous lithospheric mantle in a plume environment beneath the Kerguelen Archipelago. *Journal of Petrology* **40**, 1721-1744.

McDougall, I., Morton, W. H. & Williams, M. A. J. (1975). Age and rates of denudation of Trap Series basalts at Blue Nile gorge, Ethiopia. *Nature* **254**, 207-209.

Menzies, M. A., Baker, J., Bosence, D., Dart, D., Davidson, I., Hurford, A., Al'Kadasi, M., McClay, K., Nichols, G., Al'Subbary, A. & Yelland, A. (1992). The timing of magmatism, uplift and crustal extension : preliminary observations from Yemen. *Geological Society Special Publication* **68**, 293-305.

Merla, G. (1963). Missione geologica nell'Ethiopia meridionale del Consiglio Nazionale delle Ricerche. *Notizie Geomorfologiche e geologiche. Bologna* **31**, 1-56.

Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M. & Tacconi, P. (1973). Geological map of Ethiopia and Somalia (1: 2,000,000). *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Firenze*

Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M. & Tacconi, P. (1979). Geological map of Ethiopia and Somalia and comment with a map of major landforms (scale 1: 2,000,000). *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.*

Mohr, P. (1967). Review of the geology of the Semien Mountains. *Bulletin of the Geophysical Observatory of Addis Ababa* **10**, 79-93.

Mohr, P. (1971). Ethiopian Tertiary dike swarms. *Smithsonian Astrophysical Observatory, Special Report* **339**, 53.

Mohr, P. (1983). Ethiopian flood Basalt province. *Nature* **303**, 577-584.

Mohr, P. & Zanettin, B. (1988). The Ethiopian flood basalt province. *Continental flood basalts*. Kluver, Dordrecht, 63-110.

Moine, B. 2000. Les enclaves ultramafiques-mafiques riches en volatils de Kerguelen (TAAF, Océan Indien), transferts de fluides et métasomatisme mantellique en contexte intraplaque océanique. Département de Géologie Pétrologie Géochimie. Thèse l'Université Jean Monnet, Saint Etienne, pp. 281.

Montigny, T., Karpoff, A. M. & Hofmann, C. (1993). Résultats d'un dragage par 55°18'S-83°04'E dans le Bassin de Labuan (campagne MD67), océan Indien méridional : implications géodynamiques. *Journées Spécialisées*, **83**.

Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature* **230**, 42-43.

Morgan, W. J. (1981). Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. The Sea **7**. Wiley-Interscience, New-York, 443-487.

Müller, R. D., Gaina, C., Roest, W. R. & Hansen, D. L. (2001). A recipe for microcontinent formation. *Geology* **29**, 203-206.

Müller, R. D., Royer, J. Y. & Lawver, L. A. (1993). Revised plate motions relative to the hotspots from combined Altantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology* **21**, 275-278.

Munschy, M., B, F., Schlich, R. & Rotstein, Y. (1994). Tectonique extensive sur le plateau de Kerguelen. *Mémoires de la Société géologique de France* **166**, 99-108.

Munschy, M. & Schlich, R. (1987). Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies. *Marine Geology* **76**, 131-152.

Mutter, J. C. & Cande, S. C. (1983). The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* **65**, 369-376.

Neal, C. R., Mahoney, J. J., Kroenke, L. W., Duncan, R. A. & Petterson, M. G. (1997). The Ontong-Java Plateau. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism, **Geophysical monograph 100**. AGU, Washington, 183-216.

Nicolaysen, K., Bowring, S., Frey, F. A., Weis, D., Ingle, S., Pringle, M. S., Coffin, M. F. & Shipboard Scientific Party. (2001). Provenance of proterozoic garnet-biotite gneiss

recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology* **29**, 235-238.

Nicolaysen, K., Frey, F. A., Hodges, K. V., Weis, D. & Giret, A. (2000). $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of flood basalts from the Kerguelen Archipelago, southern Indian Ocean: implications for Cenozoic eruption rates of the Kerguelen plume. *Earth and Planetary Science Letters* **174**, 313-328.

Nougier, J. (1963). Les phases volcaniques successives dans la péninsule Rallier du Baty (Archipel de Kerguelen). *ComptesRendus de l'Académie des Sciences de Paris* **256**, 4054-4056.

Nougier, J. (1970). Carte géologique des îles Kerguelen au 1/200000.

Nougier, J., Pawlowski, D. & Cantagrel, J. M. (1983). Chrono-spatial evolution of the volcanic activity in southeastern Kerguelen (TAAF). Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, Cambridge, 640-645.

Omar, G. I. & Steckler, M. S. (1995). Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea : two pulses, no propagation. *Science* **270**, 1341-1344.

Operto, S. & Charvis, P. (1995). Kerguelen Plateau: a volcanic passive margin fragment ? *Geology* **23**, 137-140.

Operto, S. & Charvis, P. (1996). Deep structure of the sourthern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research* **101**, 25,077-25,103.

Patriat, P., & Achache, J. (1984). India-Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature* **311**, 615-621.

Peate, D. W. (1997). The Parana-Etendeka province. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism, **Geophysical monograph 100**. AGU, Washington, 217-245.

Piccirillo, E., Justin Visentin, E., Zanettin, B., Joron, J. L. & Treuil, M. (1979). Geodynamic evolution from plateau to rift: major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian Plateau volcanics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen.* **158**, 139-179.

Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G., Hoffmann, C. & Ayalew, D. (1998). The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: Classification and spatial distribution of magma types. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **81**, 91-111.

Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G. & Marty, B. (1999). Isotopic and trace element signatures of Ethiopian basalts: Evidence for plume-lithospheric interactions. *Geochimica Cosmochimica Acta* **63**, 2263-2279.

Pollack, H.H. & Chapman, D.S. (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics* **38**, 179-296.

Powell, C. M., Roots, S. R. & Veevers, J. J. (1988). Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean. *Tectonophysics* **155**, 261-283.

Quareni, F.,Ventura, G. & Mulargia, F. (2001). Numerical modelling of the transition from fissure to fissure- to central –type activity on volcanoes: a case study from Salina Island, Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **124**, 213- 221.

Ramsay, D. C., Colwell, J. B., Coffin, M. F., Davies, H. L., Hill, P. J., Pigram, C. J. & Stagg, H. M. J. (1986). New findings from the Kerguelen Plateau. *Geology* **14**, 589-593.

Recq, M., Brefort, D., Malod, J. & Veinante, J.-L. (1990). The Kerguelen Isles (southern Indian Ocean); new results on deep structure from refraction profiles. *Tectonophysics* **182**, 227-248.

Recq, M. & Charvis, P. (1986). A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, southern Indian Ocean. *Royal Astronomic Society of Geophysics Journal* **84**, 529-559.

Recq, M. & Charvis, P. (1987). La ride asismique de Kerguelen-Heard. Anomalie du géoïde et compensation isostatique. *Marine Geology* **76**, 301-311.

Recq, M., Operto, S. & Charvis, P. (1994). Kerguelen Plateau: a hot-spot related oceanic crust. *EOS* **75**, 583.

Révillon, S., Arndt, N. T., Chauvel, C. & Hallot, E. (2000). Geochemical study of ultramafic sills, Gorgona island, Colombia: Plumbing system of an oceanic plateau. *Journal of Petrology* **41**, 1127-1153.

Rhodes, J. M. (1983). Homogeneity of lava flows: chemical data for historical Mauna Loa eruptions. *Journal of Geophysical Research* **Suppl 88**, A869-A879.

Richards, M. A., Duncan, R. A. & Courtillot, V. (1989). Flood basalts and hotspot tracks: plume heads and tails. *Science* **246**, 103-107.

Riley, T.R. Leat, P.T. Pankhurst, R.J. & Harris, C. (2001). Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* **42**, 1043-1065.

Rochette, P., Tamrat, E., Feraud, G., Pik, R., Courtillot, V., Ketefo, E., Coulon, C., Hoffmann, C., Vandamme, D. & Yirgu, G. (1998). Magnetostratigraphy of the Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters* **164**, 497-510.

Rogers, N., Macdonald, R., Fitton, J. G., George, R., 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* **176**, 387-400.

Rotstein, Y., Munschy, M., Schlich, R. & Hill, P. J. (1991). Structure and early history of the Labuan Basin, south Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* **96**, 3887-3904.

Rotstein, Y., Schaming, M., Schlich, M. & Colwell, J. B. (1990). Basin evolution in oceanic plateaus: seismic reflection evidence from the Kerguelen Plateau, South Indian Ocean. *Marine and Petroleum Geology* **7**, 2-12.

Salters, V. J. M., Storey, M., Sevigny, J. H. & Whitechurch, H. (1992). Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen-Heard plateau basalts. Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results, **120**. ODP, College Station, TX, 55-62.

Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research* **102**, 10039-10054.

Saunders, A. D., Fitton, J. G., Kerr, A. C., Norry, M. J. & Kent, R. W. (1997). The North Atlantic igneous province. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism, **Geophysical Monograph 100**. AGU, Washington, 45-93.

Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. & Gibson, I. L. (1994). Magmatic activity associated with the Kerguelen-Heard plume: implications for plume dynamics. *Mémoires de la Société Géologique de France* **166**, 61-72.

Saunders, A. D., Tarney, J., Kerr, A. C. & Kent, R. W. (1996). The formation and fate of large igneous provinces. *Lithos* **37**, 81-95.

Schaming, M. & Rotstein, Y. (1990). Basement reflectors in the Kerguelen Plateau, south Indian Ocean: indications for the structure and early history of the plateau. *Geological Society of America Bulletin* **102**, 580-592.

Schilling, J. G. (1973). Afar mantle plume : Rare earth evidence. *Nature* **242**, 2-5.

Schlich, R. (1975). Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. *Memoires Hors-Series de la Société Géologique de France* **6**, 1-103.

Schlich, R., Delteil, J. R., Moulin, J., Patriat, P. & Guillaume, R. (1971). Mise en évidence d'une sédimentation de marge continentale sur le plateau de Kerguelen-Heard. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **272**, 2060-2063.

Shipboard Scientific Party (2000). Leg 183 summary: Kerguelen Plateau-Broken Ridge. A large igneous province. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports., **183**. ODP, College Station, TX, 1-101.

Souriot, T. 1993. Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modèlisation analogique, Géoscience Rennes. Thèse de l'Université de Rennes 1, Rennes, pp. 197.

Steinberger, B. (2000). Plumes in a convecting mantle: Models and observations for individual hotspots. *Journal of Geophysical Research* **105**, 11,127-11,152.

Storey, M., Kent, R., Saunders, A. D., Salters, V. J., Hergt, J., Whitechurch, H., Sevigny, J. H., Thirwall, M. F., Leat, P., Ghose, N. C. & Gifford, M. (1992). Lower Cretaceous volcanic rocks along continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **120**. ODP, College Station, TX, 33-53.

Storey, M., Saunders, A. D., Tarney, J., Leat, P., Thirlwall, M. F., Thompson, R. N., Menzies, M. A. & Marriner, G. F. (1988). Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard Islands, Indian Ocean. *Nature* **336**, 371-374.

Sun, S.-S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins, **42**. Geological Society - Blackwell Scientific Publications, London, 313-345.

Talbot, J. L., Hobbs, B. E., Wilshire, H. G. & Sweatman, T. R. (1963). Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen archipelago. *The American Mineralogist* **48**, 159-179.

Trua, T., Deniel, C. & Mazzuoli, R. (1999). Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER) : geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. *Chemical Geology* **155**, 201-231.

Veevers, J. J. & Li, Z. X. (1991). Review of seafloor spreading around Australia. II. Marine magnetic anomaly modelling. *Australian Journal of Earth Sciences* **38**, 391-408.

Violle, P. Y. 1999. Relations entre la géomorphologie et la lithologie des trapps d'Ethiopie. LGCA. Université Joseph Fourier (Grenoble II), Grenoble, pp. 31.

Watkins, N. D., Gunn, B. M., Nougier, J. & Baksi, A. K. (1974). Kerguelen: continental fragment or oceanic island. *Geological Société of American Bulletin* **85**, 201-212.

Weaver, B. L. (1991). The origin of oceanic island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 381-397.

Weis, D. 1992. Geochemical evolution of the Indian Ocean mantle: Dupal anomaly and role of the Kerguelen Plume. Thèse d'habilitation, Université Libre de Bruxelles. pp. 400

Weis, D., Bassias, Y., Gautier, I. & Mennessier, J.-P. (1989). Dupal anomaly in existence 115 Ma ago: evidence from isotopic study of the Kerguelen Plateau (South Indian Ocean). *Geochimica Cosmochimica Acta* **53**, 2125-2131.

Weis, D., Demaiffe, D., Cauët, S. & Javoy, M. (1987). Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions: cogenetic origin. *Earth and Planetary Science Letters* **82**, 255-268.

Weis, D. & Frey, F. A. (1991). Isotope geochemistry of Ninetyeast Ridge basalts: Sr, Nd, and Pb evidence for the involvement of the Kerguelen hot spot. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 121. Ocean Drilling Progam, College Station, TX, 591-610.

Weis, D. & Frey, F. A. (2002). ODP Site 1140 on the Kerguelen Plateau: 34 Ma submarine pillow basalts related to the Kerguelen plume and the Southeast Indian Ridge. *Journal of Petrology,* **Sous presse**.

Weis, D., Frey, F. A., Giret, A. & Cantagrel, J. M. (1998). Geochemical characteristics of the youngest volcano (Mount Ross) in the Kerguelen Archipelago: inferences for magma flux and composition of the Kerguelene Plume. *Journal of Petrology* **39**, 973-994.

Weis, D., Frey, F. A., Leyrit, H. & Gautier, I. (1993). Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the SE Province lavas. *Earth and Planetary Science Letters* **118**, 101-119.

Weis, D., Frey, F. A., Schlich, R., Schaming, M., Montigny, R., Damasceno, D., Mattielli, N., Nicolaysen, K. & Scoates, J. (2002). Where is the present location of the Kerguelen mantle plume? Evidence from seamounts between the Kerguelen Archipelago and Heard Island, Indian Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* **Sous presse**.

Weis, D. & Giret, A. (1994). Kerguelen plutonic complexes: Sr, Nd, Pb isotopic study and inferences about their sources, ages and geodynamic setting. *Bulletin de la Société Géologique de France* **166**, 47-59.

Weis, D., Giret, A. & Frey, F. A. (1993). Evolution of the Kerguelen Plume with time: geochemical evidence from the Ross volcano. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **74**, 632.

Weis, D., Ingle, S., Damasceno, D., Frey, F. A., Nicolaysen, K. & Barling, J. (2001). Origin of continental components in Indian Ocean basalt: Evidence from Elan Bank (Kerguelen Plateau, ODP Leg 183, Site 1137). *Geology* **29**, 147-150.

Weissel, J. K. & Karner, G. D. (1989). Flexural uplift of rift flanks due to mechanicale unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research* **94**, 13919-13950.

White, R. S. (1993). Hot and cold rifts. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **74**, 58.

White, R. S. & McKenzie, D. (1995). Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* **100**, 17,543-17,585.

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

White, R. S., Spence, G. D., Fowler, S. R., McKenzie, D. P., Westbrook, G. K. & Bowen, A. N. (1987). Magmatism at rifted continental margins. *Nature* **330**, 439-444.

Widdowson, M. & Cox, K.G. (1996) Uplift and erosional history of the Deccan Traps, India: Evidence from laterites and drainage patterns of the Western Ghasts and Konkan Coast. *Earth and Planetary Science Letters* **137**, 57-69.

Williams, H. & McBirney, A. R. 1979. Volcanology. In: C. Freeman (Editor), pp. 397.

Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* **41**, 863-870.

Wolde, B. (1996). Spatial and temporal variations in the compositions of Upper Miocene to Recent basic lavas in the northern main Ethiopian rift: implications for the causes of Cenozoic magmatism in Ethiopia. *Geologische Rundschau* **85**, 380-389.

Yang, Y. J., Frey, F. A., Nicolaysen, K., Weis, D. & Giret, A. (1998). Petrogenesis of flood basalts forming the Northern Kerguelen Archipelago: implications for the Kerguelen Plume. *Journal of Petrology* **39**, 711-748.

Yirgu, G., Pik, R., Rochette, P., Coulon, C. & Hofmann, C. (1997). The Ethiopian flood basalts: "Lima-Limo section". *International symposium on flood basalts, rifting and paleoclimates in the Ethiopian rift and Afar depression*, 1-7.

Zanettin, B. (1992). Evolution of the Ethiopian Volcanic Province. *Memorie Lincee Scienze Fisiche e Naturali.* **1**, 155-181.

Zanettin, B., Gregnanin, A., Justin Visentin, E., Mezzacasa, G. & Piccirillo, E. M. (1974). Petrochemistry of the volcanic series of the central eastern Ethiopian Plateau and

relationship between tectonics and magmatology. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Universita di Padova* **31**, 1-34.

Zanettin, B., Gregnanin, A., Justin Visentin, E., Mezzacasa, G. & Piccirillo, E. M. (1976). New chemical analyses of the Tertiary volcanics from the central Ethiopian Plateau. *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Mineralogia e Petrografia. Universita di Padova* 1-43.

Zanettin, B. & Justin Visentin, E. (1974). The volcanic succession in central Ethiopia, 2: The volcanics of the western Afar and Ethiopia rift margins. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Universita di Padova* **31**, 1-19.

Zanettin, B. & Justin Visentin, E. (1975). Tectonical and volcanological evolution of the western Afar margin (Ethiopia). Afar Depression of Ethiopia. *Schweizerbart*, 300-309.

Zanettin, B., Justin Visentin, E. & Piccirillo, E. M. (1978). Volcanic succession, tectonics and magmatology in central Ethiopia. *Atti Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze Lettere ed Arti* **90**, 5-19.

Ziegler, P.A. (1989). Evolution of the North Atlantic. An overview. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins. Tankard, A.J. & Balkwill H.R. (Editors), AAPG Memoir **46**, 111-129.

ANNEXE

Annexe 1 : Méthodes d'analyse

Eléments majeurs :

Pour les roches d'Ethiopie les éléments majeurs ainsi que le Ni, Cr et V ont été analysés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Mass Atomic Emission Spectrometry) pour les majeurs et ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) pour les éléments traces.

L'échantillon de roche réduit en poudre est d'abord grillé à 1250°C afin de déterminer la perte au feu. Ensuite, la poudre grillée subit une fusion au métaborate de lithium suivie d'une mise en solution acide. Les éléments analysés et l'incertitude sur la mesure sont inférieures à 1% pour SiO_2, Al_2O_3, $Fe_2O_{3\ total}$ et MgO, inférieures à 2% pour CaO, Na_2O, K_2O et TiO_2 et inférieures à 5% pour MnO, P_2O_5, Ni, Cr et V.

Pour les roches de Kerguelen, les mêmes éléments ont été analysés par fluorescence X à l'université du Massachusetts, Amherst selon la procédure de Rhodes (1983).

Eléments traces :

Les analyses des éléments traces ont été réalisées à l'université de Grenoble par ICP-MS selon la procédure de Barrat et al. (1996, 2000). Les mesures par ICP-MS nécessitent une préparation des échantillons en salle blanche.

La poudre de roche doit être préalablement mise en solution. Pour cela,100 mg de cette poudre sont pesés puis attaqués à l'aide de différents acides. L'échantillon est attaqué dans un bécher Savilex avec 10 gouttes d'HNO_3 14N et ~9 ml d'HF distillé (+ passage aux ultras-sons 15 minutes). Ensuite le bécher est laissé sur plaque chauffante à 150°C. Après 48 heures, l'acide est évaporé afin d'éliminer la silice complexée sous forme de fluorure de silicium. Une fois porté à sec, l'échantillon est repris avec ~9 ml d'HCl 6N distillé. Ensuite le bécher est laissé sur plaque à 150°C durant 6 à 12h. La solution obtenue correspond à la solution mère à partir de laquelle sera prélevée une aliquote (~8 g) qui servira à préparer la solution utilisée pour la mesure à l'ICP-MS. Dans cette aliquote sera rajouté 0,5 g de spike de Thulium (Tm). Cette aliquote est ensuite asséchée puis reprise avec10 gouttes d'HNO_3 (14N)

et diluée dans ~30 ml d'eau distillée + une goutte d'HF afin de stabiliser la solution. Cette dernière passera à l'ICP-MS pour mesurer les éléments traces.

Pour les éléments en traces Rb, Sr, Ba, Hf, Zr, Ta, Nb, U, Th, Pb, Y et les terres rares la précision est supérieure à 5% tandis que pour le Cs elle est d'environ 10%.

Au cours des mesures, des standards internationaux (BIR, BHVO, RGM) sont mesurés en inconnus. Leurs résultats sont concordants avec ceux de la compilation d'Eggins et al. (1997). Ces résultats montrent la fiabilité des mesures (cf. Tableau 1 de l'article sur Kerguelen). Les valeurs utilisées pour l'étalonnage de l'ICP-MS sont données dans ce même tableau.

Isotopes de Nd, Sr et Pb.

La majeure partie des mesures isotopiques a été réalisée à l'Université Libre de Bruxelles. Seuls les échantillons d'Ethiopie destinés à l'analyse du Pb ont été préparés à l'Université de Montpellier II selon la procédure modifiée de Manhès et al. (1978) puis mesurés au P54 (Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) de Lyon.

Les mesures faites à Bruxelles ont été réalisées sur un spectromètre de masse à thermo-ionisation VG54 (7 collecteurs), et la procédure de préparation des échantillon est celle de Weis et al. (1987). Les échantillons sont lessivés à l'HCl 6N dans un bain à ultrasons pendant 20 minutes selon la procédure décrite par Weis et Frey (1991). Cette opération qui a pour but de retirer les phases d'altération et l'eau de mer est répétée, avec changement d'acide à chaque fois, jusqu'à l'obtention d'une solution claire. La perte de matière au cours de ces lessivages varie de 21 à 64 %. Aucune corrélation entre la perte au feu et la perte de poids par lessivage n'a été mise en évidence.

La séparation des trois éléments (Pb, Sr, Nd) se fait en cascade à partir d'une seule aliquote de poudre. La procédure d'attaque est la même que pour l'ICP-MS. Le premier élément séparé est le Pb. Pour cela, deux colonnes à résine anionique de même propriété sont utilisées successivement. Leur principe consiste à fixer le Pb sur la résine grâce à la formation d'un complexe entre le Pb et l'HBr. Les autres éléments sont alors récupérés puis le Pb est élué en rajoutant de l'HCl 6N. Le deuxième élément à être séparé est le Sr. On utilise ici des colonnes constituées d'une résine à échange cationique sans reflux. Leur principe de séparation est basé sur l'utilisation de différentes concentrations d'HCl. Le Nd est séparé des

autres terres rares sur des colonnes HDEHP, il s'agit de colonnes échangeuses d'ions à résine cationique.

Les trois éléments sont ensuite chargés sur des filaments métalliques puis mesurés par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS). Le Sr est chargé sur un filament simple de Ta, alors que le Nd nécessite trois filaments pour une bonne ionisation, le central, sur lequel est chargé l'échantillon est en Re et les deux latéraux sont en Ta. Les rapports isotopiques du Sr sont normalisés à $^{86}Sr/^{88}Sr = 0,1194$ et les rapports du Nd sont normalisés au rapport $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$. La valeur moyenne obtenue sur le standard NBS 987 est de $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,710278 \pm 12$ ($2\sigma_m$ sur la base de 12 mesures), tandis que l'analyse du standard de Nd de Rennes donne un résultat de $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,511970 \pm 7$ ($2\sigma_m$ sur la base de 12 mesures). Les rapports du Pb ont été mesurés sur un filament de Re simple en utilisant la technique du « H_3PO_4-silica gel » . Toutes les compositions isotopiques sont corrigées du fractionnement de masse ($0,12 \pm 0,04\%$ par a.m.u) basé sur 10 analyses du standard NBS 981 mesuré à une température comprise entre 1090°C et 1200°C.

Annexe 2: Déscriptions pétrographiques des échantillons des trapps de la coupe Lima Limo

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
104	1760	13.21.50	37.55.52	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (10%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Roche peu altérée. 2 % de vacuoles avec des minéraux argileux. Les olivines sont pratiquement entièrement altérées. Les phénocristaux sont sous forme de d'agrégats gabbroïques (plag + ol), probablement arrachés aux parties cumulatives de la chambre magmatique. On distingue dans ces agrégats des olivines pigées dans les plagioclases.
105	1743	21.59	55.43	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Clinopyroxène Olivine (40%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Très altéré. Beaucoup de vacuoles (20%) pleines de zéolite et chlorite. L'olivine est entièrement altéree.
106	1720	21.39	55.74	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Très à complétement altéré. Pas de vacuoles. Beaucoup de chlorite et argile dans toute la lame. Olivine complétement altérée.
107	1700	21.17	55.51	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Roche moyennement altérée. Une vacuole pleine de zéolite. L'olivine est entièrement altéree.
108	1700	21.09	55.45	Aphyrique fluidale	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu altéré. Très peu de vacuole (2%) contenant de la chlorite. Beaucoup de minéraux opaques plus gros que les autres cristaux, ils sont corrodés et certains comportent des inclusions de plagioclase.
109	1680	21.06	55.39	Aphyrique	Plagioclase Clinopyroxène (1%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. 5% de vacuoles vides. Un peu de chlorite en fond de lame. Beaucoup d'opaques mais sont de la même taille que les autres cristaux. Pas d'olivine.
110	1660	21.17	55.41	Aphyrique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu à moyennement altéré. 5% de vacuoles pleines de chlorite. Un peu de chlorite en fond de lame. Les olivines sont complétement altérées. Les opaques sont majoritairement concentrés le long de bandes sub-orthogonales.
111	1660	21.17	55.41	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Moyennement altéré. Pas de vaculoe. 5% de "gros" cristaux d'olivine frais.

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
112	1630	21.06	55.32	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Très altéré. 5% de vacuoles pleines d'argile et zéolite
113	1630	21.00	55.32	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Moyennement altéré. Pas de vacuole. Beaucoup d'argile en fond de lame. Beaucoup de plagioclase. Nombreux petits opaques. Olivine altérée.
114	1590	20.79	55.14	Aphyrique	Plagioclase (1%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu à moyennement altéré.5% de vacuoles vides. Présence de chlorite et argile en fond de lame. Un xéno-plagioclase en voie d'altération avec une couronne d'argile + carbonates.
115	1550	20.68	54.75	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Très altéré. 5% de vacuoles pleine d'argile et zéolite
116	1470	20.46	55.33	Aphyrique	Plagioclase (1%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine? Opaque	Moyennement altéré. Pas de vacuole. Argile en fond de lame. Présence d'un agrégat de plagioclase complétement altéré.
117	1440	20.56	54.32	Aphyrique	–	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Très altéré. Vacuoles (20%) pleines de chlorite. Beaucoup d'argile et chlorite en fond de lame. Une plage sombre dans la lame plus riche en minéraux opaques.
118	1420	-	-	Aphyrique fluidale	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Echantillon très à complétement altéré. Vacuoles (40%) pleines d'oxydes. Olivines toute retromorphosée en chlorite et argile.
119	1400	-	-	Aphyrique	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Roche très altérée. Vacuoles 5% pleines de carbonates et oxydes.
120	1370	20.40	53.8	Microlitique-porphyrique	Olivine (5%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Très altéré. Vacuoles (20%) pleines de zéolite, calcédoine et carbonate. Les olivines sont altérées, certaines en iddenxite.

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
121	1270	20.41	52.74	Aphyrique	–	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. 10% de vacuoles pleines d'argile, chlorite et calcédoine. Développement intersticiel de chlorite. On distingue deux masses: une plus sombre qui est plus riche en opaques et clinopyroxènes.
122	-	16.01	52.89	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Clinopyroxène Olivine (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole. Les phénocristaux sont des agrégats de plagioclase + olivine ou de plagioclase + olivine + clinopyroxène. L'olivine est toujours altérée.
123	1800	15.68	52.76	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Clinopyroxène Olivine (15%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Très peu de vacuole (1%). Les phénocristaux sont des agrégats de plagioclase + olivine ou de plagioclase + olivine + clinopyroxène. L'olivine est toujours altérée.
124	-	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole. Les phénocristaux sont des agrégats de plagioclase + olivine. L'olivine est toujours altérée.
125	1860	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (30%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole. Les phénocristaux sont des agrégats de plagioclase + olivine. L'olivine est toujours altérée.
126	1870	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (30%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Très altéré. Nombreuses vacuoles (20%) pleines chlorite, zéolite et de carbonate. Très gros plagioclases (jusqu'à 1 cm de long) sont corrodés et contiennent de gros opaques. L'olivine est iddenxitisée.
127	1880	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu altéré. 3% de vacuoles. Présence d'agrégats d'olivine et plagioclase. Les olivines sont altérées.
128	1900	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (30%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Très altéré. Vacuoles (20%) et fractures pleines de et chlorite + zéolite L'olivine est iddenxistisée. Certains phénocristaux de plagioclase sont fragmentés. Présence de beaucoup d'opaques.
129	1900	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (5%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole. Beaucoup de clinopyroxène encore frais. Olivine complètement altérée. Agrégats de plagio + cpx + ol.

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
130	1910	-	-	Microlitique fluidale	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole. Les rares olivines sont altérées.
131	1940	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (5%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu à moyennement altéré. Pas de vacuole. Les phénocristaux sont des agrégats de plagioclase + olivine. Mais il y a aussi quelques olivines et plagioclases seuls. Les opaques sont plus gros que d'habitude.
132	1950	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (5%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Moyennement altéré. Pas de vacuole. Agrégats de plagio et plagio + cpx, ainsi que phénocristaux de plagio et olivine seuls. Les olivines sont altérées. L'argile se développe en fond de lame.
136	2080	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (40%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Moyennement à très altéré. Vesicules (5%), pleines de chlorite, carbonates, zéolite et calcédoine. Les plagioclases sont corrodés. Les cpx semblent moins abondant que dans les autres lames.
137	2160	15.14	53.21	Aphirique fluidale	–	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole.
138	2160	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Olivine Opaque	Moyennement altéré. Pas de vésicule. Lame très riche en olivine. Ici les cristaux sont plus gros que dans les autres lames. Les plagioclases fond jusqu'à 1 cm de long. Il y a peu d'opaques mais ils sont gros. L'olivine est altérée. Présence d'agrégats de plagio + cpx + ol (avec cpx dans l'olivine).
139	2270	13.14	53.52	Brèche	Quartz Plagioclase Clinopyroxène Hornblende (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Verre	Ignembrite moyennement altérée. Vacuoles (5%) pleine d'argile et calcédoine. Tous les cristaux sont corrodés.
141	2380	13.00	53.10	Aphirique	Plagioclase (1%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Grosses vacuoles (5%) contenant des zéolites, argiles et chlorite. Pas d'olivine. Tous les cristaux sont corrodés. Roche très riche en opaques. Peu de cpx. Argile commence à se développer en fond de lame.

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
142	2380	12.88	53.10	Microlitique-porphyrique (brèche)	Plagioclase (30%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement à très altéré. Vacuoles (5%) contenant de l'argile et des chlorites. Beaucoup de fissures pleines d'argile et oxydes. Gros plagioclase (jusqu'à 1 cm de long) sont corrodés. Présence de beaucoup de petits fragments de plagio. Certains plagio sont très altérés. Peu de clinopyroxène, pas d'olivine.
143	2400	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Pas de vésicule. Lame très riche en olivine. Ici les cristaux sont plus gros que dans les autres lames. Il y a peu d'opaques mais ils sont gros. L'olivine est altérée. Présence d'agrégats de plagio + cpx + ol (avec beaucoup de cpx piégés dans l'olivine).
144	2415	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (10%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Pas de vésicule. Lame très riche en olivine. Les cristaux sont plus gros que dans les autres lames. Il y a peu d'opaques mais ils sont gros. Beaucoup d'olivine fraiche. Présence d'agrégats de plag + cpx + ol.
145	2420	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (5%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. 2 grosses vacuoles qui représentent 10% de la lame sont pleines de calcite, argile et calcédoine et une grande fissure pleine d'argile. Lame très riche en olivine. Il y a peu d'opaques mais ils sont gros. Présence d'agrégats de plagio + cpx + ol. Il y a plus de cpx que dans les autres lames.
146	2425	-	-	Aphirique		Plagioclase Olivine Opaque	Complètement altéré. Lame remplie de calcite et argile. Plagioclase complètement altéré. Phantomes de ferro-magnésiens.
147	2430	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (30%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Pas de vésicule. Lame très riche en olivine. Ici les cristaux sont plus gros que dans les autres lames. Il y a peu d'opaques mais ils sont gros. Présence d'agrégats de plagio + cpx + ol. Présence de gros phénocristaux de clinopyroxène.
148	2440	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (20%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. 2 grosses vacuoles (5% de la lame) pleines d'argile. Lame très riche en olivine. Ici les cristaux sont plus gros que dans les autres lames. Il y a peu d'opaques mais ils sont gros. Beaucoup d'olivine fraiche. Présence d'agrégats de plagio + cpx + ol.
151	2520	12.53	53.33	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement altérée. Une grosse vacuole vide. Une fissure pleine de chlorite. Très riche en plagioclase, peu de clinopyroxène, pas d'olivine. Beaucoup de chlorite en fond de lame.

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
152	2540	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (15%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu à moyennement altéré. 2% de vacuoles pleines de carbonate, argile et zéolite. Présence de gros clinopyroxènes frais, olivine complètement altérée. Présence d'agrégats de plagio + cpx + ol et plag + cpx, quelques olivines seules.
153	2550	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (15%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu altéré. Une petite vacuole. Beaucoup de clinopyroxènes frais, l'olivine est altérée. Agrégats de plagio + cpx + ol et plagio + ol. Cette roche est riche en cpx et contient peu d'opaques.
154	2560	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (15%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement à très altéré. Pas de vacuole. Beaucoup de clinopyroxènes frais, l'olivine est altérée. Agrégats de plagio + cpx + ol et plagio + ol. Cette roche est riche en clinopyroxènes et contient peu d'opaques.
156	2570	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Très altéré. Grosses vacuoles (10%) pleines de carbonate, chlorite, argile. Beaucoup de clinopyroxènes frais, l'olivine est altérée. Agrégats de plagio + cpx + ol et plagio + ol. Roche riche en clinopyroxène.
157	2600	12.48	53.18	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (5%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement altérée. Pas de vacuole. Les phénocristaux correspondent à des agrégats de plagio + cpx + ol. Cette lame contient peu d'opaques.
158	2610	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu à moyennement altérée. Pas de vacuole. Roche moyennement altérée. Les phénocristaux correspondent à des agrégats de plagio + cpx + ol.
159	2630	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (30%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement altérée. Pas de vacuole. Les phénocristaux correspondent à des agrégats de plagio + cpx + ol. Cette lame contient peu d'opaques.
160	2640	12.43	53.37	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement à très altérée. Grosses vacuoles (40%) et fissures pleines de zeolites et argiles. Peu d'opaques. Les phènocristaux correspondent à des agrégats de plagioclases et plagio + ol.
161	2650	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement à très altérée. 3% de vacuoles pleines d'argiles et chlorite. Peu d'opaques. Les phènocristaux correspondent à des agrégats de plagioclases et plagio + ol.

Echantillon	Altitude (m)	Position GPS N (°.'.'')	E (°.'.'')	Structure	Phénocristaux	Microlites	Description
164	2680	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (40%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement altérée. Peu de vacuoles (2%) pleines de chlorite. Beaucoup de grosses olivines automorphes mais altérées. Quelques gros clinopyroxènes sont frais. Cette lame comporte peu d'opaques. Présence d'agrégats de plagioclases et plagio + cpx + ol.
165	2700	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (10%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche peu altérée. Vacuoles (5%) pleines de chlorite et argile. Quelques gros clinopyroxènes sont frais. Les olivines sont altérées. Peu d'opaques. Présence d'agrégats de plagiocalses et plagio + cpx + ol.
167	2760	11.41	53.04	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Opaques (60%)	Plagioclase Olivine Opaque	Echantillon complètement altéré. 20% de vacuoles pleines de chlorite ou vides. Très riche en olivines altérées. Beaucoup de gros plagioclases (>1 cm) très altérés (ne sont pas des agrégats). Présence de gros minéraux opaques (1 mm). Pas de cpx! Beaucoup d'oxydes et argile en fond de lame.
168	2760	-	-	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Clinopyroxène Opaques (50%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altérée. Pas de vacuole. Les plagioclases sont automorphes mais en voie d'altération. Certains clinopyroxènes sont encore frais. Présence de gros opaques corrodés certains opaques sont en baguette.
169	2890	11.54	53.41	Microlitique-porphyrique	Plagioclase (40%)	Plagioclase Opaque	Roche complétement altérée. Une vacuole avec des carbonates + zéolites. Les plagioclases sont complètement altérés et ont presque disparu.
170	2940	10.09	54.04	Microlitique-porphyrique	Plagioclase (60%)	Plagioclase Olivine Opaque	Très à complétement altéré. Pas de vacuole. Présence d'agile et chlorite partout dans la lame. Les plagioclases sont automorphes. Les olivines sont altérées. Pas de clinopyroxène. Présence de gros opaques corrodés.

Annexe 2 (suite): Descriptions pétrographiques des échantillons des volcans boucliers

Simien

Echantillon	Altitude	Position GPS	Structure	Phenocristaux	Microlites	Description
186	4205	13°13'99" 38°12'40"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (5-10%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Echantillon peu altéré. Pas de vacuole. Basalte riche en plagioclase. Les phénocristaux sont des agrégats de plagio + cpx + ol. L'olivine est altérée tandis que le clinopyroxène est souvent frais. La mésostase est constituée de plagioclases finement cristalisés, elle est très riche en opaques. Les baguettes de plagioclases donnent une texture fluidale à la roche mais on distingue une orientation oblique à cette texture à l'échelle macroscopique. Cette foliation macroscopique est soulignée par les minéraux d'altération et les oxydes.
196	3525	13°15'39" 38°10'34"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (1%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Echantillon peu altéré. Vacuole (1%) pleine d'argile. Basalte riche en plagioclase. Les phénocristaux sont des agrégats de plagio + cpx . Le clinopyroxène est souvent frais. La mésostase est constituée de plagioclases finement cristalisés, elle très riche en opaques. Les baguettes de plagioclases donnent une texture fluidale à la roche.
201	3630	–	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (10%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Echantillon peu altéré. Pas de vacuole. Basalte riche en plagioclase. Les phénocristaux sont des agrégats de plagio + cpx + ol. L'olivine est altérée tandis que le clinopyroxène est souvent frais. La mésostase est constituée de plagioclases finement cristalisés, elle est très riche en opaques. Les baguettes de plagioclases donnent une texture fluidale à la roche.
204	3475	13°13'58" 38°05'81"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (10%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Echantillon peu à moyennement altéré. 5% de vacuoles. Basalte riche en plagioclase. Les phénocristaux sont des agrégats de plagio + cpx + ol. L'olivine est iddenxitisée tandis que le clinopyroxène est souvent frais. La mésostase est constituée de plagioclases finement cristalisés, elle est très riche en opaques. Les baguettes de plagioclases donnent une texture fluidale à la roche.

Echantillon	Altitude	Position GPS	Structure	Phenocristaux	Microlites	Description
206	3150	13°14'20" 38°03'78"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu altéré. Pas de vacuole. Mésostase très riche en clinopyroxène. Il y a peu d'opaque et de plagioclase. L'olivine est iddenxitisée. Les phénocristaux sont automorphes mais il y a aussi des agrégats de plagio + cpx + ol.
210	2610	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (10%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Peu à moyennement altéré. Pas de vacuole. Les phénocristaux sont automorphes mais il y a aussi des agrégats de plagio + cpx + ol. L'olivine est altérée en argile. Les cristaux de la mésostase sont plus gros que d'habitude. Les phénocristaux de clinopyroxène sont souvent frais.
211	2645	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Peu à moyennement altéré. Vacuole (1%) pleine de chlorite. Les phénocristaux sont automorphes mais il y a aussi des agrégats de plagio + cpx + ol. L'olivine est altérée en argile. Les cristaux de la mésostase sont plus gros que d'habitude. Les phénocristaux de clinopyroxène sont souvent frais. Présence de petits cristaux d'olivine iddenxitisée dans la mésostase.
212	2665	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Vacuole (1%) vide. Les agrégats ne sont constitués que de plagioclase avec quelques fois de l'olivine altérée. Présence de petits cristaux d'olivine iddenxitisée dans la mésostase.
214	2695	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (30%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Pas de vacuole. Verre altéré un peu partout en fond de lame. Les phénocristaux correspondent à des agrégats de plagio + cpx +ol. Les clinopyroxènes sont souvent frais, quelques olivines sont fraiches, les plagioclases sont souvent altérés (pas à l'équilibre avec le liquide)
215	2735	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. Pas de vacuole. Verre altéré un peu partout en fond de lame. Les phénocristaux correspondent à des agrégats de plagio + cpx +ol. Les clinopyroxènes sont souvent frais, peu d'olivines sont fraiches, les plagioclases sont souvent altérés (pas à l'équilibre avec le liquide)

Echantillon	Altitude	Position GPS	Structure	Phenocristaux	Microlites	Description
217	2860	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Clinopyroxène (20%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Roche peu à moyennement altérée. 5% de vacuoles (anciennes olivines?). Les phénocristaux sont des agrégats de plagio seuls et de plagio + cpx. Des bandes d'argiles au travers de la lame soulignent l'altération. Les plagioclases sont souvent altérés ou pas à l'équilibre avec le liquide? Présence de quelques clinopyroxènes frais. On peu distinguer une texture fluidale.
219	2995	13°12' 37°59'	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène (15%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement altérée. Pas de vacuole. Gros agrégats de plagio + cpx (frais) + olivine (altérées). Les plagioclases sont parfois zonés. Beaucoup d'argile et oxydes en fond de lame ainsi que beaucoup de minéraux opaques.

Choke

Echantillon	Altitude	Position GPS	Structure	Phenocristaux	Microlites	Description
238	3870	10°42'27" 37°50'47"	Microlitique-porphyrique	Sanidine Plagioclase (5%)		Ignembrite altérée. Pas de vacuole. Verre altéré. Les phénocristaux sont corrodés et altérés.
239	3880	10°47'15" 37°51'94"				Ignembrite complétement altérée.
240	3875	–	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque (2%)	Plagioclase Opaque	Echantillon moyennement altéré. Pas de vacuole, mais une fissure pleine de calcédoine. Très riche en opaques. Les phénocristaux sont des cristaux automorphes et des agrégats de cpx + plag + ol. Les agrégats sont corrodés. Les clinopyroxènes de la matrice sont altérés (d'où la présence de beaucoup d'oxyde et opaque?).
242	3800	10°41'30" 37°49'91"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Ferro-magnésien? (40%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Moyennement à très altéré. 5% de vacuoles pleines de chlorite et calcédoine. Présence de chlorite partout en fond de lame. Fisssure pleine de chlorite et oxydes. 5% de gros cristaux ferro-magnésiens (olivine ou cpx?). Les gros plagiocalses et agrégats de plagioclases sont corrodés.
243	3795	–	Microlitique	–	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Echantillon complétement altéré. Pas de vacuole. Présence d'un phantome de ferro-magnésien. Le carbonate se developpe un peu partout dans la lame.
249	3560	10°36'77" 37°49'42"	Aphyrique	–	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Roche moyennement altérée. Petites vacuoles (5%) pleines de chlorite. Présence d'argile en fond de lame. Présence de quelques sanidines un peu plus grosses (probablement xenolithique). Un gros phantome de mineral ferro-magnésien xénolithique.
250	3470	–	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque (20%)	Plagioclase Clinopyroxène Opaque	Echantillon frais. Pas de vacuole. Présence de 2 gros minéraux opaques. Gros plagioclases et olivines dans une matrice très fine (aphyrique). Tous les cristaux sont frais mais corrodés. Quelques olivines présentent un début d'altération. Il y a peu de phéno-cristaux de clinopyroxène.
251	2845	10°31'74" 37°45'06"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Opaque (10%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Moyennement altéré. 2% de vacuoles et fissures pleines de calcédoine. Les phénocristaux et les agrégats de plagioclases sont corrodés. Les phénocristaux sont dans une matrice très fine. Quelques bouts d'olivine sont frais.

Guguftu

Echantillon	Altitude	Position GPS	Structure	Phenocristaux	Microlites	Description
263	3410	10°53'32" 39°29'06"	Microlitique-porphyrique	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque (20%)	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Même description que 260 mais globalement plus altéré. La mésostase est aussi plus fine et plus altérée.
267	3560	10°56'89" 39°32'09"	Microlitique	–	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Roche peu altérée. Pas de vacuole. Echantillon très riche en minéraux ferro-magnésien (cpx et ol). Les minéraux sont frais (seules l'olivine est légèrement altérée).
268	3545	–	Microlitique-porphyrique	Olivine Clinopyroxène	Plagioclase Olivine Clinopyroxène Opaque	Roche peu altérée. Une vacuole pleine de calcédoine. Echantillon très riche en minéraux ferro-magnésien (cpx et ol). Les phénocristaux de clinopyroxène sont arrondis tandis que ceux d'olivine sont automorphes.
273	3070	10°50'94" 39°27'76"				Echantillon complétement altéré. On ne distingue plus que des gros phénocristaux de plagio complétement altérés et des phantomes de ferro-magnésiens dans une mésostase altérée très bulleuse (40%) et fracturée pleine d'argile et chlorite.

RESUME

De nombreuses études sont consacrées aux grandes provinces magmatiques. Cependant, l'architecture de ces provinces et l'origine de la diversité de leurs composants volcaniques restent encore mal connues. Le but majeur de cette thèse a été d'étudier l'architecture, la diversité et l'origine des plateaux à travers deux exemples : Kerguelen et Ethiopie.

A Kerguelen, notre recherche a été axée sur la ride Leclaire, à l'extrémité ouest du plateau. Elle nous a permis : (1) de découvrir les roches alcalines les plus anciennes du plateau, (2) de mettre en évidence la présence d'un volcanisme aérien, (3) de démontrer que le panache de Kerguelen n'est pas localisé sous cette ride, enfin (4) de prouver l'absence d'un composant crustal dans la source des laves.

En Ethiopie, nous avons montré que la pétrologie et la géochimie des laves des volcan-boucliers et des trapps sous-jacents sont identiques. La transition ne correspond donc pas à un changement de type de magma mais à une évolution physique du système d'alimentation. Les laves qui constituent le plateau éthiopien présentent deux bimodalités : acide-basique et tholéiitique-alcalin. L'analyse géochimique montre que ces laves proviennent d'un panache hétérogène en termes de température et composition. La datation et la cartographie des différentes unités révèlent que le plateau éthiopien est formé de plusieurs centres éruptifs d'âges et de caractères pétro-géochimiques différents.

D'un point de vue plus général, les quantités de laves émises sur ces deux plateaux évoluent différemment dans le temps. Le flux de magma dépend de l'activité du panache ainsi que de la vitesse d'ouverture des plaques qui contrôle l'évolution de l'épaisseur de la lithosphère.

ABSTRACT

Large igneous provinces have been intensively studied, but their architecture, and the processes that create their heterogeneity, are still poorly constrained. The major goal of this thesis is to investigate these processes through the study of two plateaus, Kerguelen and Ethiopia.

For the Kerguelen plateau our work focused on Skiff Bank at the western extremity of the plateau. We demonstrated that: (1) the locality contains the oldest alkaline rocks of the plateau, (2) the volcanism is subaerial, (3) the Kerguelen plume is not currently located below Skiff Bank, (4) there is no crustal component in the source of these lavas.

In Ethiopia, we showed that the petrology and geochemistry of the lavas of the shield volcanoes are identical to those of the underlying flood basalts. The transition from flood to shield volcanism does not correspond to a change in magma type but to physical evolution of the plumbing system. The lavas of the Ethiopian plateau display two types of bimodality: mafic-felsic and tholeiitic-alkaline. The analysis of these rocks shows that they were derived from a plume that was heterogeneous in terms of temperature and composition. Our dating and mapping show that the Ethiopian plateau is build by several distinct eruptive centers of different ages and petrological/geochemical character.

The emission rates of lavas of these two plateaus evolved differently through time. The magma flux depends on the plume activity and on plate velocity which influences the evolution of the thickness and character of the lithosphere.