



HAL
open science

Pétrologie et géochimie des laves du Mont Etinde, ligne volcanique du Cameroun

Mathieu Rospabé

► **To cite this version:**

Mathieu Rospabé. Pétrologie et géochimie des laves du Mont Etinde, ligne volcanique du Cameroun. *Volcanologie*. 2014. dumas-01019935

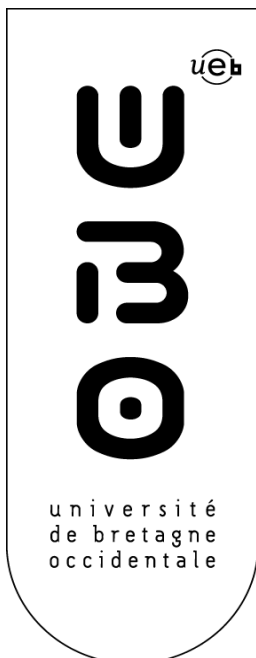
HAL Id: dumas-01019935

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01019935>

Submitted on 7 Jul 2014

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.



MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION
GEOSCIENCES BREST

Mathieu Rospabé

Pétrologie et géochimie des laves du Mont Etinde, Ligne Volcanique du Cameroun

Mémoire de stage de Master 2
Année Universitaire 2013-2014

Structure d'accueil : Laboratoire Domaines Océaniques UMR 6538
Equipe de recherche « Marges et Arcs »
Institut Universitaire Européen de la Mer
Tuteurs de stage : Gilles Chazot et Arnaud Agranier

Soutenu le 11 juin 2014 devant le jury composé de :

Nathalie Babonneau
Jean-Alix Barrat
Bernard Le Gall
Pierre Sans-Jofre



Remerciements

Suite aux premiers cours en amphithéâtre que tu nous donnais en L1, il m'est apparu clair que l'étude du magmatisme serait pour moi la branche des géosciences vers laquelle je me tournerai. Mes deux stages de Master passés sous ta tutelle, Gilles, m'ont permis de me spécialiser dans ce domaine, à la jonction entre pétrologie et géochimie. Ces deux cas d'étude ont été l'occasion de nombreuses discussions, franches et agréables, toujours formatives. Merci pour ta disponibilité et ton implication pour faire le point ou me remettre à flot, tes encouragements et ta confiance lorsque je m'octroyais l'autonomie dont j'avais besoin.

Il aura fallu quelques heures de labo pour obtenir les données de cette étude. Arnaud, tu m'as initié au travail de chimie, des premiers pas en salle blanche jusqu'au décorticage des données. Avec ta bonne humeur, tu m'as fait me poser beaucoup de questions, toujours dans l'objectif de comprendre ce que je faisais, sans suivre une simple recette de cuisine. Merci de m'avoir fait découvrir cet univers auquel j'ai pris goût bien vite et pour tes nombreux conseils tout au long de ce stage.

Merci également Céline, Claire, Kévin, Marie-Laure, Philippe, pour vos conseils et le temps que vous avez toujours accepté de prendre pour discuter et répondre à mes sollicitations. Merci à Jessica, Emmanuel et Yoan pour votre pédagogie lors de l'utilisation de la microsonde et du HR-ICP-MS.

Plus personnellement, merci à vous, Christine et Yves, Claude et Marc, ainsi qu'à toi Lucie, pour votre soutien.

Mathieu

Résumé

La Ligne Volcanique du Cameroun (CVL) est un alignement magmatique océanique et continental s'étendant de l'île Pagalù (ou Annobón - Golfe de Guinée) au Lac Tchad. Active depuis le Crétacé, cette entité est souvent reliée à la mise en place à cette même époque du point chaud de Sainte-Hélène. Cependant, l'absence de migration de l'âge de l'activité volcanique ne correspond pas au modèle habituel de point chaud. L'origine et la persistance de l'activité magmatique alcaline de cet alignement de 1600 km de long demeurent mal comprises, la dernière éruption du Mont Cameroun datant de l'an 2000.

Le Mont Etinde constitue le dernier volcan continental de la limite continent/océan (LCO). Cet édifice présente la caractéristique d'être le seul volcan basique fortement sous-saturé en silice de la CVL. Cette étude basée sur l'acquisition et le traitement de nouvelles données en éléments majeurs, traces et isotopes a permis de mettre en évidence trois groupes lithologiques. Les néphélinites au sens large sont riches en éléments traces incompatibles et ont les compositions isotopiques en Pb les plus enrichies jamais mesurées sur l'ensemble de la CVL ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,14-20,58$). Les deux autres groupes, des basaltes et téphrites, ont des compositions qui ressemblent davantage aux basaltes du Mt Cameroun, volcan constituant le socle du Mt Etinde. Les compositions riches en LREE et HFSE peuvent être expliquées par la fusion d'un manteau lithosphérique métasomaté et hétérogène. La zonation géochimique du manteau semble avoir contrôlé la formation de ces magmas de composition très particulière.

Abstract

The Cameroun Volcanic Line (CVL) is a magmatic alignment, extending on both oceanic and continental sectors, from Pagalù Island (or Annobón - Golf of Guinea) to Lake Chad. Active since Cretaceous, this structure is usually linked to the St-Helena plume emplacement. However, the lack of correspondence between age and magmatic activity does not support the classic hotspot model for the CVL. The origin and persistence of the magmatic alkaline activity, with the last Mt Cameroun eruption in 2000, remain misunderstood.

Mount Etinde, the last continental volcano before the oceanic sector, is the only one of the CVL displaying strongly undersaturated mafic rocks. This study, based on new majors and trace elements and isotopic geochemical data, allows us to define three main lithological groups. Nephelinites are enriched in incompatible elements and have the most radiogenic Pb isotopic compositions ever measured for the CVL ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,14-20,58$). Two others groups, basalts and tephrites, are close to Mt Cameroon basalts, which constitute the basement of Mt Etinde. LREE and HFSE enriched compositions may be explained by melting of a heterogeneous metasomatized lithospheric mantle beneath the continent/ocean boundary. The geochemical zoning of the lithospheric mantle seems to control this magmas genesis with extreme compositions.

Sommaire

Liste des tableaux	2
Table des illustrations	3
Chapitre 1 : Introduction	5
Chapitre 2 : Contexte géologique, géodynamique et géochimique	7
2.1. Histoire géodynamique	7
2.1.1. <i>Précambrien : des cratons archéens à l'orogénèse panafricaine</i>	7
2.1.2. <i>Crétacé : démantèlement du Gondwana et isolement de la plaque Afrique</i>	7
2.1.2.1. <i>130-105 Ma : phase de rifting et ouverture de l'Atlantique sud</i>	7
2.1.2.2. <i>80 Ma : rotation du continent africain et découplage lithosphère/asthénosphère</i>	9
2.1.2.3. <i>70 Ma à l'actuel : développement de la ligne du Cameroun</i>	9
2.2. Le magmatisme d'Afrique de l'Ouest et Centrale	10
2.2.1. <i>Classification des séries alcalines</i>	10
2.2.2. <i>La province magmatique du Niger-Nigéria</i>	10
2.2.3. <i>Le fossé de Bénoué</i>	10
2.2.4. <i>La ligne du Cameroun</i>	10
2.2.4.1. <i>Les complexes plutoniques</i>	10
2.2.4.2. <i>Les édifices volcaniques</i>	11
2.2.4.3. <i>Evolution spatio-temporelle</i>	11
2.2.4.4. <i>Hypothèses sur la nature des sources mantelliques le long de la CVL</i>	12
2.3. Le Mt Etinde : au centre de la limite continent/océan	13
Chapitre 3 : Méthodes analytiques.....	15
3.1. Analyses <i>in situ</i> des minéraux	15
3.2. Préparations et mesures des échantillons en éléments majeurs et traces	15
3.2.1. <i>Les éléments majeurs</i>	15
3.2.1.1. <i>Préparation chimique (d'après Cotten et al., 1995)</i>	15
3.2.1.2. <i>Mesure des concentrations en éléments majeurs</i>	15
3.2.2. <i>Les éléments traces</i>	15
3.2.2.1. <i>Préparation chimique (d'après Li et Lee, 2006)</i>	15
3.2.2.2. <i>Mesure des concentrations en éléments traces</i>	16
3.3. Les isotopes radiogéniques	17
3.3.1. <i>Préparation chimique et purification de l'Hf, du Pb, du Nd et du Sr</i>	17
3.3.2. <i>Mesure des rapports isotopiques</i>	18
Chapitre 4 : Résultats.....	20
4.1. Caractérisation pétrographique des différentes lithologies	20
4.1.1. <i>Les néphélinites sensu stricto</i>	20
4.1.2. <i>Les néphélinites à leucite</i>	21
4.1.3. <i>Les néphélinites à mélilite (ET20)</i>	21
4.1.4. <i>Les néphélinites à haiÿne (ET08, ET09, ET11, ET12, ET13, ET22, ET23 et ET24)</i>	22
4.1.5. <i>Les néphélinites à noséane et leucite (ET15)</i>	22
4.1.6. <i>Les téphrites (ET01, ET02, ET03, ET04 et ET16)</i>	22
4.1.7. <i>Les basaltes (ET07 et ET17)</i>	23
4.2. Minéralogie	23
4.2.1. <i>Olivine</i>	23
4.2.2. <i>Pyroxènes</i>	24
4.2.3. <i>Feldspath plagioclase</i>	25

4.2.4. Feldspathoïdes	25
4.2.4.1. Néphéline	25
4.2.4.2. Leucite	26
4.2.4.3. Groupe de la sodalite : haiïynes et noséanes	26
4.2.5. Oxydes	26
4.2.5.1. Magnétite titanifère	26
4.2.5.2. Chromite	27
4.2.6. Pérovskite	27
4.2.7. Grenat mélanite	27
4.2.8. Titanite / Sphène	27
4.2.9. Apatite	27
4.3. Chimie des éléments majeurs et traces	27
4.3.1. Classification chimique	27
4.3.2. Eléments majeurs	29
4.3.3. Eléments traces	30
4.4. Géochimie isotopique	33
4.5. Synthèse des résultats	35
Chapitre 5 : Discussion	36
5.1. Résumé des données isotopiques existantes de la CVL	36
5.1.1. Rappels de géochimie isotopique	36
5.1.1.1. Définition du réservoir mantellique de type Sainte-Hélène / HIMU	36
5.1.1.2. Définition des réservoir primitifs FOZO, PHEM, C	36
5.1.2. Caractéristiques isotopiques de la ligne du Cameroun	37
5.2. Les Monts Etinde et Cameroun et la ligne volcanique du Cameroun	38
5.3. Les laves du Mt Etinde	39
5.3.1. Rôle de la contamination crustale	39
5.3.2. Nature de la source des magmas	39
5.3.2.1. Minéralogie de la source	39
5.3.2.2. Hétérogénéité de la source	41
5.3.3. Modèles de fusion partielle	45
5.3.4. Rôles du manteau lithosphérique et du panache mantellique de Sainte-Hélène	47
Chapitre 6 : Conclusion et perspectives	49
Bibliographie	50
Annexes	55

Liste des tableaux

1 : Liste les échantillons récoltés de la base du volcan jusqu'à proximité du sommet	14
2 : Masse calculée de l'élément pour chaque blanc de chimie	19
3 : Tableau récapitulatif des principaux minéraux des différents groupes lithologiques. x : présence du minéral ; - : absence du minéral ; (x) : présence uniquement pour l'échantillon ET19. La néphéline ET18 ne contient que le pyroxène parmi ces minéraux.1)	23
4 : Compositions modales théoriques des roches de départ à l'origine des modèles de fusion partielle. Pour chaque échantillon le moins enrichis de chaque groupe lithologique (ET07, ET03, ET18 et ET11) ainsi que pour ET15 correspond une roche de départ dont les proportions en minéraux sont indiquées ci-dessus. Les coefficients de partage utilisés proviennent des études de : ^a Ersoy <i>et al.</i> , 2010 ; ^b Chazot <i>et al.</i> , 1996. Les taux de fusion partielle indiqués permettent la modélisation de magmas théoriques de la figure 5-9.)	45

Table des illustrations

1-1 : Carte de la ligne du Cameroun et localisation des plutons (noms en italique) (modifié d'après Déruelle <i>et al.</i> , 2007)	5
2-1 : Age du socle crustal africain. Les âges correspondent à l'âge de formation des roches ou au remaniement tectonique ou thermal (d'après Van Hinsbergen <i>et al.</i> , 2011)	7
2-2 : Reconstruction de l'Atlantique il y a environ 115 Ma, montrant l'ouverture du rift sud-africain et le développement du rift équatorial. Blocs majeurs rigides (en vert) : SAm - Amérique du Sud ; SAf - sud de l'Afrique ; NWA - nord-ouest de l'Afrique ; NEA - nord-est de l'Afrique. Rifts (développés en bleu, avortés en rouge) : SARS - Rift sud-africain ; EqRS - rift équatorial ; WARS - rift ouest-africain ; CARS - rift centre-africain. CASZ : zone de cisaillement centre-africaine. BT : fossé de Bénoué (modifié d'après Fairhead et Binks, 1991)	8
2-3 : Reconstitution des régimes des contraintes tectoniques des rifts ouest et centre-africain au Crétacé (d'après Fairhead et Binks, 1991)	9
2-4 : Distribution des âges des roches volcaniques et plutoniques de la ligne du Cameroun (d'après Déruelle <i>et al.</i> , 2007)	12
2-5 : Modèle de source enrichie après la mise en place du panache à 120 Ma (d'après Halliday <i>et al.</i> , 1990)	12
2-6 : Modèle de « zone chaude » sublithosphérique alimentée et fondue par l'ajout de panaches mantelliques profonds (d'après Lee <i>et al.</i> , 1994)	13
2-7 : Carte de localisation des échantillons. a) Carte du Mt Cameroun avec localisation du Mt Etinde. b) Carte du Mt Etinde avec localisation des échantillons de cette étude. L'échelle de couleur appliquée correspond à l'altitude d'échantillonnage. Le Tableau 1 ci-contre liste les échantillons récoltés de la base du volcan jusqu'à proximité du sommet.....	14
4-1 : Minéraux principaux observés dans les néphélinites. a) Phénocrystal de néphéline en Lumière Polarisée (ET10). b) Phénocrystal de pyroxène zoné avec inclusion d'oxydes en LP (ET05). c) Phénocristaux de pyroxènes avec pérovskites en inclusion, néphélines et oxydes en LP (ET05). d) Phénocrystal d'olivine en présence de la minéralogie décrite en LP (ET19).....	20
4-2 : Néphélinite à mélilite en LP (ET20). Les cristaux de grenats (opaques) sont automorphes dans la mésostase ou en inclusion dans les mélilites. Présence de néphélines (carrés blancs) et de pyroxènes.....	21
4-3 : Minéraux principaux observés dans les néphélinites à hâuyné. a) Phénocrystal d'hâuyné supérieur à 0,5cm en LP (ET09). Certains ont une taille de plusieurs millimètres de diamètre. b) Phénocristaux d'oxydes en inclusion dans un phénocrystal de clinopyroxène en LP (ET23).....	22
4-4 : Néphélinite à noséane et leucite (ET15). a) Phénocrystal de grenat mélanite en LP. b) Phénocrystal de noséane entouré de microcristaux de néphéline en LP. c) Microcristaux d'augites aegyriniques (allongés verts) en LP	23
4-5 : Classification des pyroxènes. a) Les pyroxènes calciques (ronds) se situent tous dans le QUAD (moyenne des compositions par groupe lithologique). Les aegyrines-augites sont proches de la base Q-Ae (losanges). b) Les microlites (carrés) sont plus proches du pôle Fe que les phénocristaux (ronds) pour les néphélinites s.l. et du pôle Wo pour les basaltes et téphrites (d'après la nomenclature de Morimoto <i>et al.</i> , 1988).....	24
4-6 : Feldspaths plagioclases des basaltes et téphrites. La gamme de composition est plus resserrée pour les téphrites	25
4-7 : Néphélines et leucites des néphélinites s.l. Les espèces minérales ont des compositions homogènes. Les couleurs correspondent à celles de la figure 4-5. Ronds : néphélines ; losanges : leucites	26
4-8 : Diagramme TAS comprenant les données des roches totales des vingt-quatre échantillons de cette étude.....	28
4-9 : Diagrammes de Harker des roches totales des vingt-quatre échantillons de cette étude	29-30
4-10 : Spectres de terres rares d'un basalte, de trois téphrites et de huit néphélinites s.l. représentatifs des variations observées. Le Pm* a été calculé. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat <i>et al.</i> , 2012.....	30
4-11 : Spectres étendus d'un basalte, de trois téphrites et de huit néphélinites s.l. représentatifs des variations observées. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat <i>et al.</i> , 2012	31

4-12 : Diagrammes binaires en La et Yb vs. Th des vingt-quatre échantillons de cette étude	32
4-13 : Diagrammes Zr et Nb vs. Th et des rapports de concentrations Rb/Zr et La/Sm vs. Th des vingt-quatre échantillons de cette étude. Les figurés correspondent à ceux de la figure 4-12	33
4-14 : Diagrammes isotopiques comprenant les données en Pb, Hf, Nd et Sr de seize des vingt-quatre échantillons de cette étude comparées aux compositions des MORB et des lithologies de Ste-Hélène. Les données pour Ste-Hélène proviennent de la base de données Georoc compilant les travaux de Gast, 1968 ; Oversby et Gast, 1970 ; Grant <i>et al.</i> , 1976 ; Sun, 1980 ; White et Hofmann, 1982 ; Chaffey <i>et al.</i> , 1989 et Graham <i>et al.</i> , 1992	33-34
4-15 : Diagrammes comprenant les données en éléments majeurs et traces et isotopiques de seize des vingt-quatre échantillons de cette étude	34-35
5-1 : Mélange des réservoirs mantelliques et projection des données isotopiques d'îles océaniques	37
5-2 : Diagrammes isotopiques en Pb de l'ensemble de la ligne du Cameroun en comparaisons des MORB, de Ste-Hélène et des différents réservoirs mantelliques existants. Les données pour la CVL proviennent de Halliday <i>et al.</i> , 1988 ; Halliday <i>et al.</i> , 1990 ; Lee <i>et al.</i> , 1996 ; Ballentine <i>et al.</i> , 1997 et Rakenburg <i>et al.</i> , 2005. Les données pour le Mt Cameroun sont de Halliday <i>et al.</i> , 1988 ; Halliday <i>et al.</i> , 1990 ; Ballentine <i>et al.</i> , 1997 ; Yokoyama <i>et al.</i> , 2007 et Tsafack <i>et al.</i> , 2009 tandis que celles pour le Mt Etinde sont de Halliday <i>et al.</i> , 1990	38
5-3 : Diagrammes isotopiques en Sr vs. Nd et Hf vs. Pb de l'ensemble de la ligne du Cameroun. La source des magmas des Monts Cameroun et Etinde semble plus enrichie que pour le reste de la CVL. Les données pour le Mt Cameroun et le Mt Etinde sont tirées des mêmes études que pour la figure 5-1. Pour la CVL, les données de Marzoli <i>et al.</i> , 1999 et Marzoli <i>et al.</i> , 2000 ont été ajoutées	39
5-4 : Diagrammes Rb/K vs. Rb et Ce/K vs. Ce des vingt-quatre échantillons de cette étude	40
5-5 : a) Diagramme Nb/Y en fonction de Zr/ Nb montrant les courbes de mélange des lherzolites à spinelle et des lherzolites à grenat pour des taux de fusion partielle compris entre 0,5 % et 5 % (modèle de Harangi, 2001). B) Diagramme La/Yb en fonction de Yb représentant les courbes de mélange entre les faciès à spinelle et à grenat des lherzolites du mantelliques pour différents taux de fusion partielle (modèle de Lurh <i>et al.</i> , 1995)	41
5-6 : Diagrammes en éléments majeurs et traces comprenant les données des vingt-quatre échantillons de cette étude avec des données issues de la littérature concernant le Mt Etinde (Fitton, 1987 ; Mouafo, 1988 et Nkoumbou <i>et al.</i> , 1995) et le Mt Cameroun (Déruelle <i>et al.</i> , 2000 ; Suh <i>et al.</i> , 2003, Yokoyama <i>et al.</i> , 2007 ; Aka <i>et al.</i> , 2008 ; Suh <i>et al.</i> , 2008 et Tsafack <i>et al.</i> , 2009)	42
5-7 : Spectres de terres rares des néphélinites à néphéline et leucite (ET05, ET10, ET14, ET18, ET19, ET21). Ces échantillons semblent reliés par un processus de cristallisation fractionnée (CF). La zone de fusion des échantillons ET14 et ET21 est moins profonde que pour les autres échantillons. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat <i>et al.</i> , 2012	43
5-8 : Spectres de terres rares des néphélinites à néphéline et leucite (ET08, ET09, ET11, ET12, ET13, ET22, ET23, ET24). La proportion en grenats baisse suite à la prolongation de la fusion dans un domaine plus riche en spinelle. L'échantillon ET09 est difficile à lier aux autres néphélinites à haïynes de par ses fortes teneurs en éléments traces. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat <i>et al.</i> , 2012	44
5-9 : Modèle de fusion partielle de différentes sources lherzolitiques. Les roches de départ dont les compositions modales figurent dans le tableau 4 sont ici représentés d'un carré et de la même couleur que l'échantillon associé. Les spectres aux compositions représentées par des ronds sont les données de cette étude tandis que les spectres aux losanges sont les magmas théoriques calculés après fusion de chaque roche de départ associée. Les paramètres définis par la modélisation sont dans le tableau 4	46
5-10 : Modèle de fusion partielle d'une source pyroxénitique. La composition modale de la roche de départ figure dans le tableau 4 ainsi que les paramètres définis par la modélisation. Les figurés sont les mêmes que pour la figure 5-9	46

Chapitre 1 : Introduction

La ligne du Cameroun (CVL - *Cameroon Volcanic Line*) est une chaîne de volcans et de complexes plutoniques de plus de 1600 km de long située entre les cratons Ouest-Africain et du Congo. Cet alignement magmatique orienté N30° s'étend de l'île Pagalù (ou Annobón) au sud-ouest au lac Tchad au nord-est, soit du Golfe de Guinée à la frontière nord du Cameroun (Fig. 1-1). Le secteur océanique est composé de six édifices volcaniques émergés et de monts sous-marins. Le secteur continental comporte sept complexes volcaniques ainsi que des cônes monogéniques et une soixantaine de complexes plutoniques (Déruelle *et al.*, 2007).

Les laves et roches plutoniques de cette région sont alcalines et le magmatisme est bimodal, marqué par la prédominance des termes basiques et acides en comparaison des roches intermédiaires (Déruelle *et al.*, 2000).

La Limite Continent-Océan (LCO) inclue l'île Bioko et le Mont Cameroun, entièrement basaltiques, et le Mt Etinde (Njonfang *et al.*, 2011). Situé sur le flanc sud-ouest du Mt Cameroun et constituant le dernier volcan de la marge continentale avant le passage en domaine océanique, le Mt Etinde fait exception du fait de l'originalité des lithologies qui le composent. Cet édifice est le seul de la ligne du Cameroun à présenter des séries néphélinitiques, fortement sous-saturées en silice et riches en feldspathoïdes (Nkoumbou *et al.*, 1995). Des travaux de terrain effectués en mars 2012 et novembre 2013 par Gilles Chazot (IUEM, UMR 6538), en coopération avec des chercheurs de l'Université de Yaoundé, ont permis d'acquérir de nombreux échantillons provenant du Mt Etinde. Une partie des roches a été obtenue à partir de coulées en place, lorsque l'accès aux affleurements n'était pas empêché par le dénivelé important des falaises et la présence de forêts denses (précipitations importantes et climat équatorial au Cameroun). Les autres roches ont été récoltées sous forme de galets dans les lits des cours d'eau descendant le flanc sud du volcan, ceci afin d'éviter l'échantillonnage de laves du Mt Cameroun directement au contact du flanc nord-est du Mt Etinde.

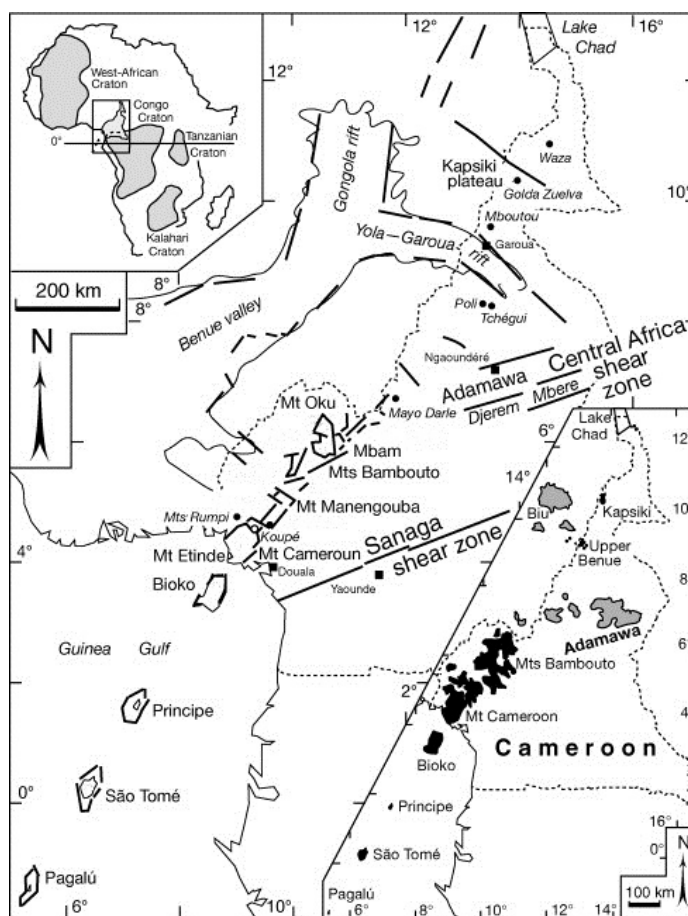


Figure 1-1 : Carte de la ligne du Cameroun et localisation des plutons (noms en italique) (modifié d'après Déruelle *et al.*, 2007).

Les objectifs de ce stage de Master 2, à travers l'étude pétrologique et géochimique des laves du Mt Etinde, sont d'une part de déterminer la nature des sources mantelliques impliquées dans la genèse de ces magmas néphélinitiques, et d'autre part de comprendre les processus magmatiques à l'origine de l'apparition de ce volcanisme atypique au niveau de la marge camerounaise, lieu de naissance de l'océan Atlantique Central.

2.1. Histoire géodynamique

2.1.1. Précambrien : des cratons archéens à l'orogénèse panafricaine

L'actuelle plaque africaine est en partie constituée de terrains très anciens. Les grands cratons Ouest-Africain, du Congo et de Kalachari constituent un socle cristallin métamorphique dont les protolites sont datés de l'Archéen au Protérozoïque inférieur (Fig. 2-1). Ces complexes sont des agrégats de cratons archéens de plus petite taille, déformés et assemblés au cours des différentes orogénèses du Protérozoïque (Van Hinsbergen *et al.*, 2011). Par exemple, les cratons de Kaapvaal et du Zimbabwe d'une part, et du Gabon et de Tanzanie d'autre part, forment respectivement les

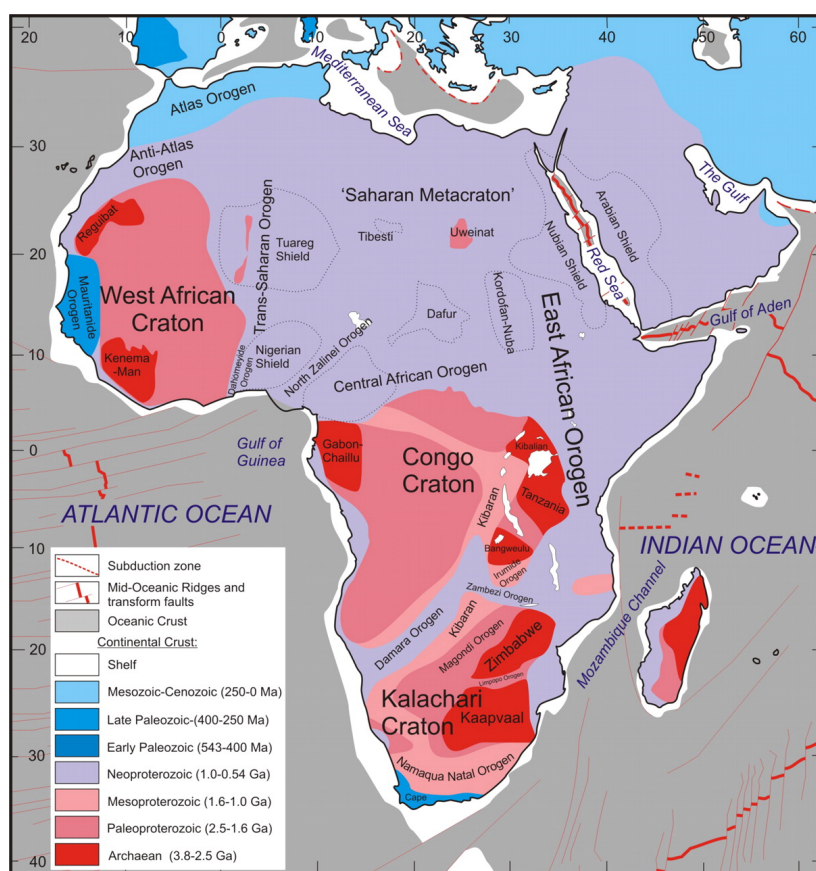


Figure 2-1 : Age du socle crustal africain. Les âges correspondent à l'âge de formation des roches ou au remaniement tectonique ou thermal (d'après Van Hinsbergen *et al.*, 2011).

cratons de Kalachari et du Congo (Fig. 2-1). La fin du néoproterozoïque est marquée par l'orogénèse panafricaine (750-500 Ma), qui acheva de regrouper ces trois grandes unités, ainsi que d'autres plaques (Antarctique, Inde, Australie, Nouvelle-Zélande et Amérique du Sud), en un supercontinent : le Gondwana (Dallmeyer et Lécorché, 1990 ; Trompette, 1997). Des dépôts du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque ancien recouvrent en discordance ce socle également affecté par la formation de bassins sédimentaires paléozoïques plus jeunes (Dallmeyer et Lécorché, 1990).

Le Gondwana et le Laurasia (Eurasie, Amérique du Nord), s'unissent à la fin du Paléozoïque pour former la Pangée. Ce supercontinent se démantela à la fin du Trias, il y a 200 Ma, au niveau de la même suture qui avait unifié le Gondwana et la Laurasia (Dietz et Holden, 1970).

2.1.2. Crétacé : démantèlement du Gondwana et isolement de la plaque Afrique

2.1.2.1. 130-105 Ma : phase de rifting et ouverture de l'Atlantique sud

La dislocation du Gondwana se déroula en trois phases. Il y a 180 Ma, l'Ouest Gondwana

(Amérique du Sud, Afrique) se sépare de l'Est Gondwana (Inde, Antarctique, Australie, Nouvelle-Zélande). Le Crétacé inférieur (130 Ma) est ensuite marqué par les divergences entre l'Amérique du Sud et l'Afrique d'une part, et l'Inde et l'Antarctique d'autre part, tandis que la fragmentation totale du Gondwana fut acquise avec la séparation de la Nouvelle-Zélande de l'Australie au Crétacé supérieur (90 Ma) (Hawkesworth *et al.*, 1999).

L'ouverture de l'Atlantique Central, marquant la séparation complète entre le nord-ouest de l'Afrique et l'Amérique du nord, a débuté au Jurassique inférieur à moyen (Sahabi *et al.*, 2004). La scission entre l'Amérique du Sud et le sud-ouest de l'Afrique s'est amorcée il y a 126 Ma avec l'océanisation du rift sud-africain, branche sud de la jonction triple à l'origine de l'apparition de l'Atlantique Sud (Fairhead, 1988 ; Heine et Brune, 2014). Le rifting continental s'est poursuivi

simultanément au niveau des deux autres branches, le rift ouest-africain, du Nigéria à la Lybie, et le rift équatorial, à l'origine de l'actuelle marge du Golfe de Guinée (Fig. 2-2). La compétition entre ces deux rifts a cessé et la contrainte s'est localisée au sein du rift équatorial du fait de son obliquité plus importante avec la direction d'extension (60° contre 30° pour le rift ouest-africain) (Heine et Brune, 2014). L'amincissement crustal du rift ouest-africain a cessé, inhibant l'océanisation de cette branche et la séparation du craton ouest-africain du reste de la plaque africaine. Le rift centre-africain est un autre rift avorté s'étendant du Cameroun au Soudan sur plus de 2000 km (Fig. 2-2). Il fut actif à la même période que le rift ouest-africain (Fairhead, 1988).

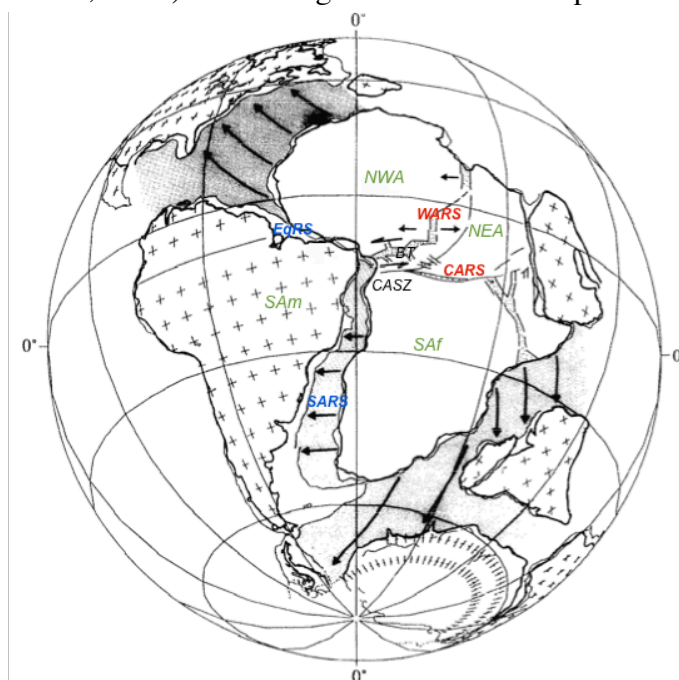


Figure 2-2 : Reconstruction de l'Atlantique il y a environ 115 Ma, montrant l'ouverture du rift sud-africain et le développement du rift équatorial. Blocs majeurs rigides (en vert) : SAM - Amérique du Sud ; SAF - sud de l'Afrique ; NWA - nord-ouest de l'Afrique ; NEA - nord-est de l'Afrique. Rifts (développés en bleu, avortés en rouge) : SARS - Rift sud-africain ; EqRS - rift équatorial ; WARS - rift ouest-africain ; CARS - rift centre-africain. CASZ : zone de cisaillement centre-africaine. BT : fossé de Bénoué (modifié d'après Fairhead et Binks, 1991).

Le développement du rift équatorial, débuté il y a 119 Ma (Jones, 1987), a permis l'union des océans Atlantique Central et du Sud il y a 104 Ma, marquant la séparation complète des plaques Amérique du Sud et Afrique et mettant fin à l'existence de l'Ouest-Gondwana (Fairhead, 1988 ; Heine et Brune, 2014).

Des zones de fractures orientées N70° et datant de l'orogénèse panafricaine ont permis le fonctionnement de failles transformantes lors du morcellement du Gondwana, recoupant toujours actuellement la dorsale Atlantique (Déruelle *et al.*, 2007). En lien avec cet héritage tectonique, le rift équatorial s'est formé de

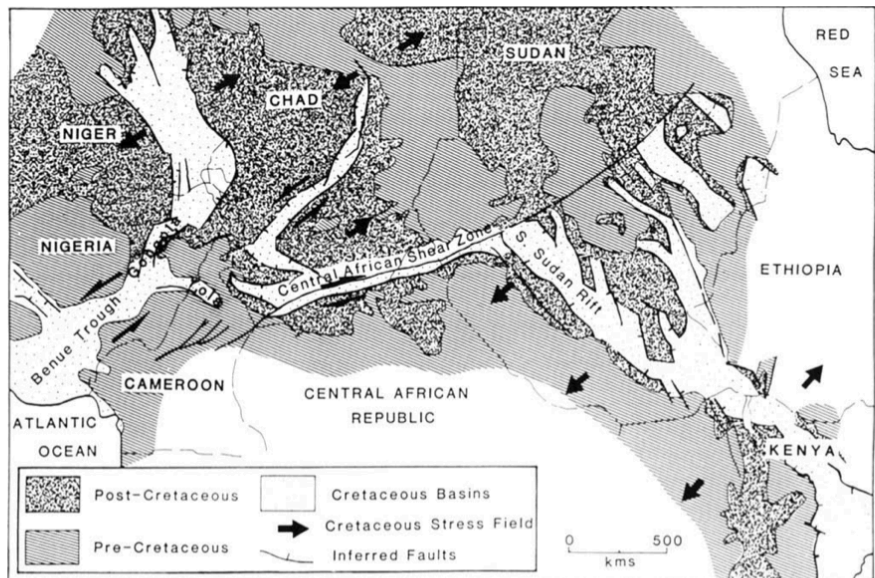


Figure 2-3 : Reconstitution des régimes des contraintes tectoniques des rifts ouest et centre-africain au Crétacé (d'après Fairhead et Binks, 1991).

manière segmenté le long de la marge transformante de Guinée (Masclé et Blarez, 1987 ; Antobreh *et al.*, 2009). Le fossé de Bénoué (*Benue Trough*), extrémité sud du rift ouest-africain (est du Nigéria), et la zone de cisaillement centre-africaine (CASZ - *Central African Shear Zone*), extrémité ouest du rift centre-africain (Cameroun), ont une origine similaire avec la réactivation de zones de cisaillement panafricaines. Leur mouvement, respectivement sénestre et dextre, a permis le développement de bassins en *pull-apart* comblés par des sédiments du Crétacé inférieur pour les plus anciens (Fig. 2-3) (Fairhead, 1988 ; Fairhead et Binks, 1991).

L'initiation de cette jonction triple R-F-F (*Ridge-Fault-Fault*) pourrait être consécutive à la mise en place d'un panache mantellique au Crétacé inférieur sous cette région (Matsukage et Oya, 2010). Ce point chaud, fixe depuis cette phase de rifting, est actuellement situé sous l'île de Sainte-Hélène, dans l'océan Atlantique, à 2000 km au sud-ouest des côtes africaines (Fitton, 1980).

2.1.2.2. 80 Ma : rotation du continent africain et découplage lithosphère/asthénosphère

La bifurcation du fossé de Bénoué, lui conférant une forme de Y (Fig. 1-1), est interprétée comme une autre jonction triple avec les rifts Gongola et Yola-Garoua (Fig. 1-1 et Fig. 2-3) (Fitton, 1980). La taille et la géométrie similaires entre ce rift et la ligne du Cameroun est expliquée par Fitton (1980) comme le résultat de la rotation horaire de la plaque africaine entre 80 Ma, âge de cessation du rifting, et 70 Ma, âge d'apparition du magmatisme alcalin de la CVL. Ce mouvement a engendré le déplacement de la lithosphère africaine par rapport à la zone chaude asthénosphérique sous-jacente, située par la suite sous les actuels Cameroun et Golfe de Guinée.

2.1.2.3. 70 Ma à l'actuel : développement de la ligne du Cameroun

La fusion du manteau chaud hérité du rifting a ensuite généré l'apparition du magmatisme le long de la ligne du Cameroun, constituée de plutons anorogéniques et d'édifices volcaniques.

L'ensemble de l'alignement magmatique est affecté par des décrochements continentaux dans la continuité de zones de fractures héritées de l'orogénèse panafricaine (Déruelle *et al.*, 2007).

2.2. Le magmatisme d'Afrique de l'Ouest et Centrale

2.2.1. Classification des séries alcalines

Les roches alcalines sont identifiées d'après leurs fortes teneurs en Na₂O et K₂O par rapport au CaO. La distribution en surface des laves de séries alcalines anorogéniques est souvent bimodale avec d'une part des basaltes sous-saturés en silice ou des basanites, et d'autre part des roches felsiques, trachytes ou phonolites. La rareté ou l'absence de roches intermédiaires est connue sous le nom de lacune de Daly. Des compositions alcalines sont observées pour l'ensemble du magmatisme ouest-africain. Certaines des lithologies de la CVL sont sous-saturées en silice et contiennent des feldspathoïdes, minéraux pauvres en Si.

2.2.2. La province magmatique du Niger-Nigéria

La grande province magmatique du Niger-Nigéria comprend du nord au sud les province d'Aïr dans le nord du Niger (407 Ma), la province de Damagaram-Mounio dans le sud (330-260) et le plateau de Jos au Nigéria (215-140 Ma) (Ngako *et al.*, 2006). Ces provinces sont faites de plutons syénitiques à granitiques alcalins et ont été mises en place à la faveur de cisaillements N-S à NE-SW hérités de l'orogénèse panafricaine.

2.2.3. Le fossé de Bénoué

Un magmatisme de faible volume et principalement alcalin, distribué selon trois périodes d'activité, a accompagné l'évolution du fossé de Bénoué. La première période d'activité magmatique intervient lors de l'épisode tectonique distensif, synchrone de la formation du rift (141-106 Ma). Les deux périodes suivantes, de 95 à 87 Ma et de 65 à 47 Ma, sont liées au réajustement thermique de la lithosphère sous-jacente. L'activité magmatique migre du NE du fossé, où elle cesse il y a 106 Ma, vers la marge atlantique où elle persiste jusque 47 Ma (Baudin, 1991). Le fossé de Bénoué sépare le bouclier nigérian (craton Ouest-Africain) du complexe de Ntep (craton du Congo), daté du Précambrien et constituant le socle de la ligne volcanique du Cameroun.

2.2.4. La ligne du Cameroun

Le magmatisme le long de la ligne du Cameroun est alcalin et le volcanisme est bimodal avec la présence de basaltes et basanites pour les roches basiques et de trachytes et phonolites pour les produits évolués, ainsi que des rhyolites uniquement en secteur continental. Les produits intermédiaires, des mugearites et benmoréites, sont moins présents (Déruelle *et al.*, 2007).

2.2.4.1. Les complexes plutoniques

Une soixantaine de complexes plutoniques anorogéniques jalonne la ligne du Cameroun, pour la

majorité de forme circulaire et mis en place entre 70 et 30 Ma (Fig. 2-4). Seul le Mt Rumpi, au sud du Cameroun (Fig. 1-1), présente des plutons plus récents, âgés de 6 Ma (Déruelle *et al.*, 2007). Ces complexes plutoniques sont principalement composés de gabbros, de syénites et de granites alcalins (Njonfang *et al.*, 2011).

Des coulées trachytiques et rhyolitiques sont souvent associées aux roches plutoniques, ainsi que des lamprophyres pour le massif de Kokoumi dans le rift de Yola-Garoua (Fig. 1-1). Ces plutons représentent le sous-bassement des volcans mis à l'affleurement par érosion (Njonfang *et al.*, 2011).

2.2.4.2. *Les édifices volcaniques*

Le secteur océanique présente six volcans dont trois sur l'île de Bioko et un sur chacune des îles Principe, São Tomé et Pagalù. Ces trois îles volcaniques ont présenté une activité au cours des cinq derniers millions d'années mais la précocité de l'activité magmatique décroît vers l'océan, soit de Principe (31 Ma) vers São Tomé (13 Ma) et Pagalu (4,8 Ma) (Fig. 1-1) (Lee *et al.*, 1994).

De la marge camerounaise au lac Tchad, les volcans Mt Etinde, Mt Cameroun, Mts Rumpi, Mt Manengouba, Mts Bamboutou, Mt Mbam et Mt Oku forment la partie continentale de la CVL. Des coulées rhyolitiques situées au sud du lac Tchad et associées à des intrusions alcalines sont datées à 69 Ma. Vicat *et al.* (2002) les interprètent comme le volcanisme le plus ancien de la ligne du Cameroun mais la majorité de l'activité volcanique s'est déroulée au cours des 30 derniers millions d'années (Fig. 2-4). Les éruptions les plus récentes se situent au Mt Cameroun, la dernière datant de l'an 2000. D'importants dégagements de CO₂ ont également été observés au cours des dernières décennies, aux lacs Monoun en 1984 et Nyos en 1986 (Déruelle *et al.*, 2007).

La minéralogie des basaltes et basanites de la ligne du Cameroun comprend des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène dans une matrice à microlites de plagioclase, de clinopyroxène et de magnétite titanifère. Les phonolites contiennent des phénocristaux de sanidine, de pyroxène, d'amphibole et d'oxyde et des feldspathoïdes tels que des néphélines, haüynes ou noséanes (Déruelle *et al.*, 2007 ; Njonfang *et al.*, 2011).

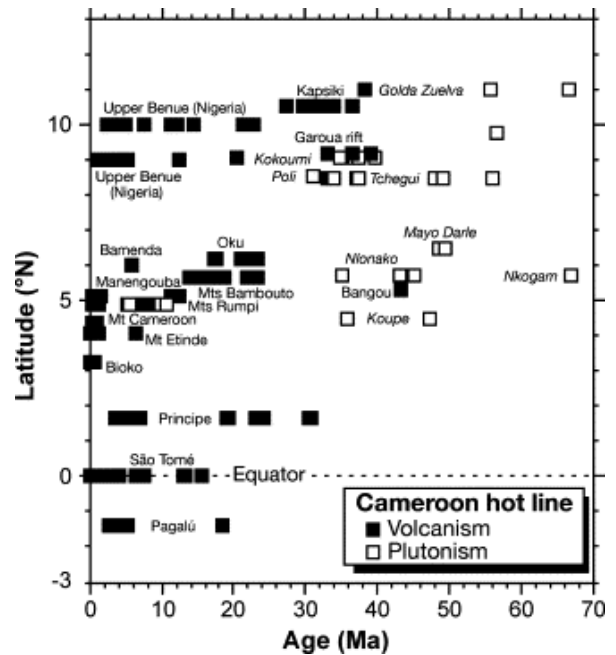
Les compositions des basaltes et roches felsiques sont similaires entre les îles océaniques et le domaine continental (Fitton et Dunlop, 1985), hormis la présence de rhyolites alcalines émises par certains volcans continentaux, la plupart sous forme d'ignimbrites, de ponces ou d'obsidiennes (Déruelle *et al.*, 2007).

2.2.4.3. *Evolution spatio-temporelle*

Le magmatisme alcalin d'Afrique de l'Ouest et Centrale montre une migration spatio-temporelle du Niger au nord (407 Ma) vers le Cameroun au sud (Paléocène à aujourd'hui). Cette tendance semble mettre en évidence le résultat d'un point chaud fixe situé sous cette partie de l'Afrique. Cependant, le magmatisme à l'échelle d'une province ne montre pas de migration, notamment pour

la province d'Air (Ngako *et al.*, 2006), le fossé de Bénoué et la ligne du Cameroun. Le premier épisode magmatique du fossé de Bénoué, particulièrement exprimé dans le nord de la structure, a affecté l'ensemble du rift avant les deux épisodes suivants, tous deux concentrés au sud sur deux périodes différentes. La mise en place des plutons et du volcanisme de la CVL ne montre pas de migration de l'âge et de nombreux édifices ont été actifs simultanément le long de l'alignement au cours des derniers millions d'années (Fig. 2-4).

Figure 2-4 : Distribution des âges des roches volcaniques et plutoniques de la ligne du Cameroun (d'après Déruelle *et al.*, 2007).



2.2.4.4. Hypothèses sur la nature des sources mantelliques le long de la CVL

Les compositions géochimiques et isotopiques similaires entre les basaltes continentaux et océaniques permettent d'imaginer une faible contamination crustale et une source sublithosphérique. Au contraire, Rankenburg *et al.*, (2005) interprètent ces similitudes comme la preuve d'une contamination commune au secteur océanique comme au secteur continental.

Le point chaud de Ste-Hélène était situé au niveau du Golfe de Guinée au cours du Crétacé. Les compositions isotopiques et en éléments traces similaires des laves de la CVL avec celles de Ste-Hélène ont été interprétées dans un premier temps comme la signature d'un manteau enrichi de type HIMU, les échantillons de l'alignement de Ste-Hélène présentant cette même signature (Halliday *et al.*, 1988 ; Halliday *et al.*, 1990 ; Lee *et al.*, 1994 ; Ballentine *et al.*, 1997).

L'absence de migration de l'âge du magmatisme le long de la ligne du Cameroun ne permettent pas de soutenir un modèle classique de point chaud fixe avec un magmatisme en surface d'autant plus ancien qu'on s'éloigne du panache mantellique (exemple d'Hawaii), d'autant que le point chaud de Ste-Hélène est déjà éloigné des côtes africaines depuis 70 Ma. De plus, le magmatisme d'Afrique de l'Ouest et Centrale existe depuis plus de 400 Ma, période bien plus importante que la durée de vie d'un point chaud classique. Ces observations ont mené au modèle de « plume head fossil » avec un rifting initié avec la remontée du point chaud

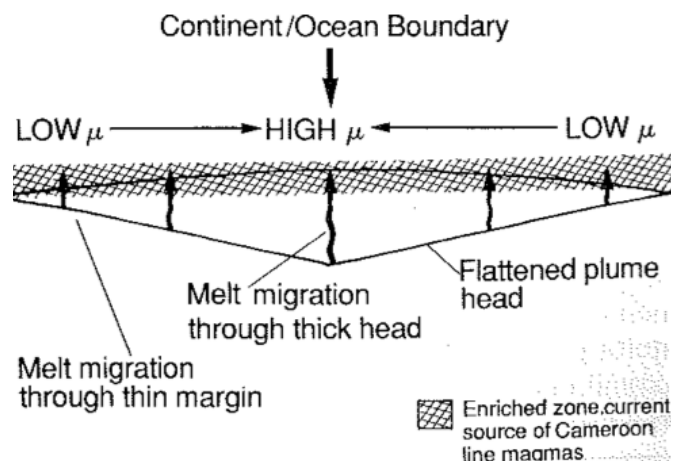


Figure 2-5 : Modèle de source enrichie après la mise en place du panache à 120 Ma (d'après Halliday *et al.*, 1990).

au Crétacé et un enrichissement local du manteau appauvri sous la marge. Les variations isotopiques des basaltes, issus de la fusion de ce *fossil head* sont expliquées par Halliday *et al.* (1990) comme un fractionnement des rapports U/Pb liée à la remontée plus lente des magmas au niveau de la LCO, là où la tête du panache mantellique est la plus épaisse (Fig. 2-5).

Lee *et al.* (1994) expliquent ces variations par la combinaison d'hétérogénéités horizontales dans cette « zone chaude » sublithosphérique ainsi que par l'apport périodique de panaches profonds, responsables de l'alimentation et de la fusion du manteau supérieur enrichi sous la CVL (Fig. 2-6).

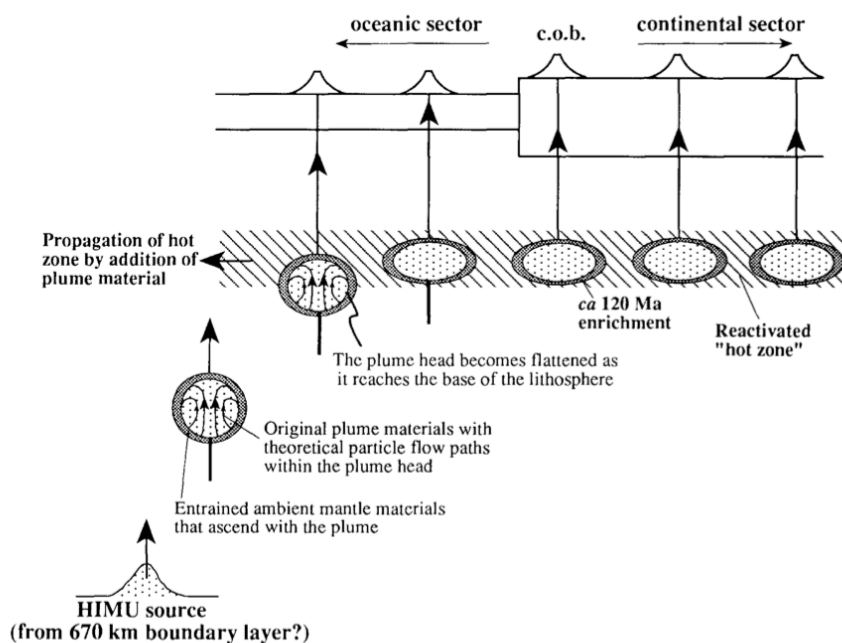


Figure 2-6 : Modèle de « zone chaude » sublithosphérique alimentée et fondue par l'ajout de panaches mantelliques profonds (d'après Lee *et al.*, 1994).

D'autres phénomènes tels que la reprise des failles profondes lithosphériques

orientées N70° datant de l'orogénèse panafricaine (Déruelle *et al.*, 2007) ou des mouvements compressifs et extensifs au sein même de la zone chaude sublithosphérique (Milelli *et al.*, 2012) sont évoqués pour expliquer la fusion de ce manteau. Il semble que l'héritage tectonique ait joué un rôle prépondérant quant à l'apparition du magmatisme, d'autant que la ligne du Cameroun s'est développée à l'aplomb de l'extrémité ouest du CASZ (Fig. 1-1 et 2-3).

2.3. Le Mt Etinde : au centre de la limite continent/océan

L'activité volcanique du Mt Etinde, de 1,1 Ma (Fitton, 1987) à 0,65 Ma (Nkoumbou *et al.*, 1995) est contemporaine à celle du Mt Cameroun (Fig. 2-4). Situé sur son flan sud-ouest, le Mt Etinde ne semble cependant pas génétiquement lié à ce stratovolcan. Les séries sous-saturées en silice qui ont été étudiées, principalement composées de néphélines et de hâïynophyres, ne semblent pas comagmatiques avec les basaltes alcalins du Mt Cameroun (Nkoumbou *et al.*, 1995). Cependant, peu d'études détaillées de la chimie des éléments majeurs et traces ont été faites tandis que les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) de cinq échantillons seulement ont été analysées par Halliday *et al.* (1990). Ces auteurs ont observé les compositions isotopiques les plus riches en Pb radiogénique de la CVL pour le Mt Etinde, situé au centre de la LCO et dernier volcan continental avant le domaine océanique.

L'étude pétrologique et géochimique en éléments majeurs et traces de vingt-quatre échantillons du Mt Etinde échantillonnés en mars 2012 était au cœur de ce stage de Master 2. L'objectif est de déterminer les modalités de formation de ces magmas à la composition originale et de définir la ou les sources mantelliques impliquées dans ce volcanisme à partir de données isotopiques en Sr, Nd, Pb et Hf acquises pour seize de ces échantillons. La figure 2-7 présente la localisation des lieux d'échantillonnage.

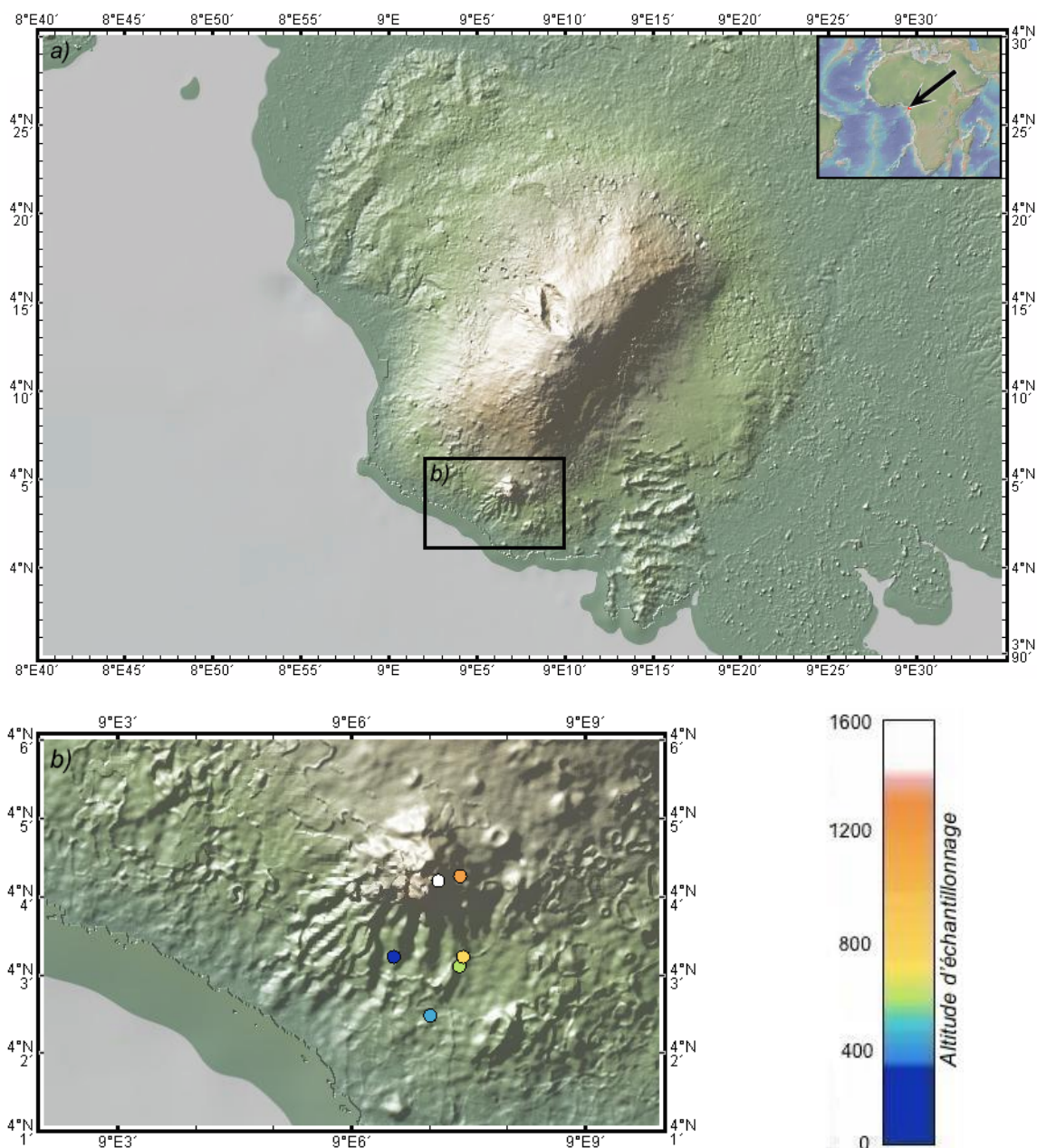


Figure 2-7 : Carte de localisation des échantillons. a) Carte du Mt Cameroun avec localisation du Mt Etinde. b) Carte du Mt Etinde avec localisation des échantillons de cette étude. L'échelle de couleur appliquée correspond à l'altitude d'échantillonnage. Le tableau 1 ci-contre liste les échantillons récoltés de la base du volcan jusqu'à proximité du sommet.

Symbole	Echantillons	Altitude
Bleu foncé	ET07, ET08, ET09, ET10, ET11, ET12, ET13	296 m
Bleu clair	ET17, ET18, ET19, ET20, ET21, ET22, ET23, ET24	327 m
Vert	ET01, ET02	484 m
Jaune	ET03, ET04, ET05, ET06	573 m
Orange	ET15, ET16	1061 m
Blanc	ET14	1480 m

3.1. Analyses *in situ* des minéraux

L'analyse des éléments majeurs des minéraux et de la mésostase de seize des vingt-quatre échantillons de cette étude a été faite à partir de la microsonde électronique CAMECA SX100 du Centre Microsonde Ouest à l'IFREMER. L'essentiel de la minéralogie a été analysé avec un faisceau large d'un micromètre (intensité de 20 nA et voltage de 15 kV). Les haüyines sont riches en éléments volatils tels que Cl et SO₃. Elles ont été analysées avec un faisceau large de 20 micromètres afin de limiter leur volatilisation.

3.2. Préparations et mesures des échantillons en éléments majeurs et traces

3.2.1. Les éléments majeurs

3.2.1.1. Préparation chimique (d'après Cotten *et al.*, 1995)

La préparation chimique pour les éléments majeurs a été faite précédemment à ce stage par Céline Liorzou au laboratoire Domaines Océaniques à l'IUEM. 250 mg d'échantillon ont été pesés et attaqués pendant 48h avec 1 mL d'acide nitrique HNO₃ distillé concentré + 3 mL d'acide fluoridrique HF concentré. Le HF est ensuite neutralisé en complexe HBF₄ avec 96 mL d'acide borique (H₃BO₃). Un ajout de CsCl joue le rôle de tampon lors de la ionisation de la solution lors de la mesure.

3.2.1.2. Mesure des concentrations en éléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs ont été mesurées avec le spectromètre ionique ICP (*Inductively Coupled Plasma*) - AES (*Atomic Emission Spectrometry*) HORIBA Jobin-Yvon ULTIMA 2 de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). L'échantillon est introduit dans le nébuliseur sous forme liquide, où il est nébulisé (cf. paragraphe 3.2.2.2). L'aérosol est ionisé dans un plasma d'argon et pénètre le système optique. Les rayonnements émis lors de la désexcitation des électrons par le plasma sont dirigés vers la fente d'entrée du spectromètre et est ensuite décomposée en une somme de longueurs d'ondes par le réseau, système dispersif appartenant au système optique. La lumière diffractée est transformée en courant puis en fréquence par l'interface entre spectromètre et ordinateur. L'intensité obtenue est directement proportionnelle à la concentration d'un élément. La mesure n'étant pas la mesure directe d'une concentration, il est important de comparer le signal obtenu à des échantillons étalons de composition connue et de corriger la mesure en fonction de droites d'étalonnage, élément par élément. Les standards utilisés pour les droites d'étalonnages sont : BELC, CB2, CB15 et CB18.

3.2.2. Les éléments traces

3.2.2.1. Préparation chimique (d'après Li et Lee, 2006)

Environ 50 mg de poudre de chacun des échantillons ont été pesés avec une précision de 10⁻⁵g et

ont subi trois attaques successives de 48h, deux en 0,5 mL HF + 2 gouttes d'acide perchlorique (HClO₄) ultrapure concentré et une en HNO₃ ultrapure concentré, chacune suivie d'une évaporation à 180°C pour HClO₄ et 120°C pour HNO₃. Les échantillons ont ensuite été repris dans 1 mL de HNO₃ concentré et dilués dans 130 mL de 0,5N HNO₃. La masse de la solution finale a été mesurée avec une précision de 10⁻⁴g. Un standard interne d'Indium a été ajouté avec précision (pesée) en visant une concentration de l'ordre de 1 ppb dans la solution finale.

3.2.2.2. *Mesure des concentrations en éléments traces*

Les concentrations en éléments traces ont été mesurées avec le HR-ICP-MS (*High Resolution - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer*) Thermo Scientific™ ELEMENT 2™ de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). L'échantillon est injecté en solution dans l'instrument. Il est dirigé par effet venturi (flux d'Ar) jusqu'à un nébuliseur où il est projeté en une suspension de gouttelettes, un brouillard dont les 10 % des gouttelettes les plus fines (diamètre inférieur à 10µL) atteignent la torche à plasma où un plasma d'argon (6000 à 8000 °C) entraîne l'ionisation des éléments. Le faisceau ionique est aspiré par différence de pression dans la ligne du spectromètre de masse sous vide (10⁻⁷ à 10⁻⁸ atm) en passant à travers deux cônes en série (échantillonnage et écrémage), formant une « interface » entre l'air libre et la ligne (vide partiel 10⁻³ atm). Le faisceau est accéléré et focalisé par une série de dispositifs électroniques appelés lentilles (par analogie avec des systèmes de focalisation optique) quadripolaires vers les fentes de résolution permettant le filtrage d'une partie du faisceau. Les secteurs magnétique (déviations de la trajectoire des ions en fonction des rapports masses/charges) et électrostatique (tri en fonction de l'énergie cinétique des ions) permettent le contrôle de la trajectoire des ions vers un système de collection équipé d'un amplificateur d'électrons (SEM - *secondary electron multiplier*), qui comptabilise à chaque instant et pour une masse donnée, le nombre d'impacts d'électrons par unité de temps, représentatif de la concentration dans la solution d'ions du rapport masse/charge correspondant.

Après la calibration (à partir d'une solution standard à 1 ppm) de la relation entre tension appliquée sur l'électroaimant et trajectoire des électrons et l'optimisation du signal (alignement de la torche à plasma avec l'axe de la ligne, pression d'argon dans les différents organes de l'instrument), la séquence analytique démarre par l'analyse d'un blanc de chimie, préparé en parallèle des échantillons, puis de trois standards internationaux : BIR-1, BHVO-2 et BCR-2, les deux premiers permettent d'établir la relation entre signaux mesurés et concentrations réelles alors que le troisième est analysé comme un inconnu afin d'évaluer la justesse des mesures (Annexe 1). Les vingt-quatre échantillons de l'étude passent ensuite, et enfin à nouveau les trois standards. Cette série d'analyses est réalisée successivement en basse puis en moyenne résolution. Ce paramètre, contrôlé par le choix de la fente en résolution présentée précédemment, est caractérisé par le rapport m/Dm (= 400 en basse résolution, = 4000 en moyenne résolution). Lors de la mesure, le signal sur

une masse m donnée est en fait analysé sur tout un intervalle de masse Dm . Plus cet intervalle est grand (plus m/Dm est faible), moins bien le signal est défini. En effet, pour une masse donnée, on intègre le signal correspondant à l'ion ayant cette masse mais également à celui d'autres composés (oxydes, hydroxydes, isotopes d'éléments différents, ions de masse double doublement chargés) de masse comparable. En augmentant le rapport m/Dm , on diminue les risques d'interférences. L'intensité du signal est toutefois elle aussi sensiblement diminuée et il faut donc trouver un compromis raisonnable entre concentration des éléments et risque d'interférence.

3.3. Les isotopes radiogéniques

3.3.1. Préparation chimique et purification de l'Hf, du Pb, du Nd et du Sr

Ce protocole reprend ceux présentés par Blichert-Toft *et al.* (2005) et Mougel *et al.* (in press).

500 mg de poudre de seize des vingt-quatre échantillons ont été pesés précisément. Les phases secondaires ont été lessivées (*leaching*) par 2 mL de 6N HCl chauffé à 100°C pendant 20 minutes puis rincées deux fois avec de l'eau ultrapure (Milli Q water). Les échantillons ont été attaqués dans un mélange HF (3 mL) + HNO₃ (0,5 mL) ultrapures concentrés pendant 48h à 120 °C. Après évaporation, les échantillons ont été repris dans 3 mL de HF ultrapure concentré. Le plomb (Pb) et les terres rares sont piégés dans les fluorures qui précipitent tandis que l'hafnium (Hf) se concentre dans la phase aqueuse (Blichert-Toft et Albarède, 1997 ; Blichert-Toft, 2001).

Purification de l'hafnium (d'après Blichert-Toft et Albarède, 1997)

La centrifugation permet la séparation du surnageant contenant l'Hf et du culot. Cette phase aqueuse récupérée est évaporée et reprise en 0,5N HF (1 mL), de nouveau évaporée et dissoute dans 1 mL d'acide chlorhydrique (HCl) 0,5N + 0,5N HF. Les échantillons sont chargés et rincés sur des colonnes contenant 2 mL de résine anionique organique AG1X8 de granulométrie 100-200 *mesh*. Après rinçage de la matrice par 20 mL d'un mélange 0,5N HCl + 0,5N HF, Hf, titane (Ti) et zirconium (Zr) sont récupérés avec 6 mL de 6N HCl. Afin de s'assurer de la disparition de la moindre trace de HF (nocif à l'étape suivante) dans les solutions, on procède ensuite à trois évaporations successives à 190°C après ajout de dix de gouttes d'HClO₄ concentré. Les évaporations sont arrêtées lorsque le volume des échantillons est réduit au maximum, sans toutefois que la cristallisation de perchlorates n'ait lieu. On ajoute 0,5 mL de 2,5N HCl et 60µL d'H₂O₂ (peroxyde d'hydrogène ou eau oxygénée) afin d'oxyder le Ti (couleur rouge des solution) et on centrifuge. Les surnageants sont chargés sur de longues colonnes contenant 2 mL de résine AG50X8 200-400 *mesh*. Ti tombe dans 5 mL de 2,5N HCl additionné de traces de H₂O₂. L'Hf (et le Zr) sont enfin récupérés avec 5 mL de 2,5N HCl + 0,3N HF.

Purification du plomb (d'après Blichert-Toft *et al.*, 2005)

La séparation du Pb du culot obtenu après la première centrifugation s'effectue dans une salle

blanche dédiée à cette chimie puisqu'il est l'élément le plus facilement contaminable par apports anthropiques. Les culots sont dissous dans du 6N HCl et repris dans 2 mL d'acide bromhydrique (HBr) 0,5N après évaporation. Les échantillons subissent ensuite deux purifications successives sur des micro-colonnes en Téflon[®] contenant 100 µL de résine anionique AG1X8 200-400 *mesh*. La matrice est éluée avec 0,5 mL de HBr 0,5N et le Pb est récupéré avec 2 mL de 6N HCl.

Purification du néodyme (d'après Mougel *et al.*, in press)

Après évaporation, les résidus de la chimie du Pb sont repris en HNO₃ concentré, évaporés et repris dans 1 mL de 2N HNO₃. Ils sont centrifugés puis chargés sur micro-colonnes en Téflon[®] contenant 200µL de résine commerciale Eichrom[®] Tru Spec. Les terres rares sont séparées du reste des éléments majeurs et traces par un rinçage avec 4 mL de 2N HNO₃ et la récupération est faite en 2 mL de 0,05N HNO₃. Le néodyme (Nd) est ensuite séparé des autres terres rares par différence de vitesse de diffusion à travers des colonnes contenant 2 mL de résine Eichrom[®] LN Spec. Ces colonnes ont été préalablement calibrées afin de récupérer le plus possible de Nd après avoir évacué les terres rares plus légères (La, Ce) avec 7 mL de 0,25N HCl, mais avant que les terres rares plus lourdes comme le Sm ne sortent. La récupération du Nd est faite avec 4 mL de 0,25N HCl.

Purification du strontium (d'après Moynier *et al.*, 2010)

Les résidus de la première séparation sur colonne du Nd ont été conservés et évaporés. Les échantillons sont repris avec 1 mL de 4N HNO₃ et chargés sur des micro-colonnes contenant 200µL de résine Eichrom[®] Sr Spec. Après rinçage en 4N HNO₃ (3 mL), le strontium (Sr) est récupéré avec 3 mL de H₂O tiède (60 °C).

3.3.2. Mesure des rapports isotopiques

Les rapports isotopiques de l'Hf, du Pb, du Nd et du Sr ont été mesurés avec le MC-IPC-MS (*Multi Collector - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer*) Thermo Scientific[™] NEPTUNE du centre IFREMER de Brest. Comme dans le cas des mesures de concentrations en traces sur le HR-ICP-MS, les échantillons sont introduits sous forme liquide dans le nébuliseur où ils sont transformés en aérosols puis ionisés dans un plasma d'argon à 8000 °C. Les ions sont ensuite triés et déviés dans le secteur électrostatique et dans l'analyseur en masse, puis les signaux correspondant à 9 masses d'ion différentes sont collectés de façon synchrone par neuf cages de Faraday.

Les résidus issus des chimies sont dissous 24h avant les analyses. Les échantillons de Pb sont repris dans 0,5 mL de HNO₃ 2% auxquels on ajoute une quantité connue de Thallium. Le Pb ne possédant pas d'isotope stable, l'ajout de Tl, de masse voisine de celle du Pb, est utilisé pour corriger le fractionnement en masse des isotopes du plomb (White *et al.*, 2000 ; Albarède *et al.*, 2004). Les résidus d'Hf sont repris dans 0,5 mL de 2% HNO₃ + 0,05% HF tandis que les résidus de

Nd et de Sr sont repris dans 0,5 mL de HNO₃ 2%. La justesse des mesures est assurée par la méthode d'interpolation de standards (White *et al.*, 2000). Les solutions standard utilisées pour le Pb, le Hf, le Nd et le Sr sont le NIST 981, le JMC 475, le JNdi-1 et le NIST 987, respectivement. Chaque analyse est constituée de 30 mesures consécutives. La valeur finale correspond à la moyenne corrigée du biais en masse et des interpolations de standard. L'erreur interne à deux sigmas de l'analyse est estimée à partir de l'écart type sur la population de 30 mesures :

$$2\sigma_{err}\% = \frac{2 \times \sigma}{\sqrt{n}} \times \frac{100}{M} \quad \text{avec } \sigma \text{ l'écart type, } n \text{ le nombre de mesures (= 30) et } \overline{M} \text{ la valeur moyenne.}$$

Dans le cas du Sr, cinq duplicats ont été préparés (1µL d'activateur au Ta et 1µL d'échantillon dilué dans 20µL de 1N HNO₃ par filament) pour un passage au TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) Thermo Scientific™ TRITON™ de l'IUEM. Rapportées à la même valeur certifiée du NIST 987, les mesures ne présentaient un écart que de 2.10⁻⁵ par rapport aux mesures faites sur MC-ICP-MS (Annexe 3). Un blanc de chimie a également été analysé pour chaque élément (Tableau 2) :

Tableau 2 : Masse calculée de l'élément pour chaque blanc de chimie.

Pb (ng)	Hf (pg)	Nd (pg)	Sr (pg)
40,6	22,1	66,2	426,3

Les rapports isotopiques mesurés subissent plusieurs corrections avant de pouvoir être utilisés :

Interférence en masse

Les neufs cages de Faraday sont configurées de manière à collecter et mesurer l'intensité à la fois des isotopes de l'élément voulu mais également des isotopes de masse voisine qui peuvent interférer sur la mesure. C'est le cas du ²⁰⁴Hg pour le ²⁰⁴Pb par exemple (White *et al.*, 2000).

Fractionnement en masse

Au cours de la mesure il se produit un fractionnement entre les isotopes d'un même élément du fait de leurs différences de masses. Ce phénomène induit un biais sur le rapport isotopique obtenu (Albarède *et al.*, 2004). Ce biais peut être corrigé par une loi exponentielle (Russell *et al.*, 1978) à partir d'un rapport isotopique naturellement stable de l'élément comme par exemple ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf, ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd et ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr. Dans le cas du plomb, White *et al.* (2000) suggèrent l'injection avant l'analyse d'un normal de Tl, le rapport ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl, pouvant être utilisé pour corriger le biais des rapports du Pb, aucun n'étant stable dans la nature.

Dérive instrumentale

Les mesures régulières d'un standard de composition connue permettent de corriger la dérive instrumentale au cours d'une session d'analyse. Une mesure du standard est faite au début de la séquence d'analyses, puis tous les deux échantillons. La dérive est corrigée pour chaque échantillon suivant les valeurs obtenues pour les deux standards qui l'encadrent par interpolation comme proposé par White *et al.* (2000).

4.1. Caractérisation pétrographique des différentes lithologies

Les observations macroscopiques et microscopiques des échantillons ont permis de distinguer différents groupes lithologiques. Il s'agit d'une part de néphélinites avec des variantes minéralogiques mais contenant au moins de la néphéline, leucite, mélilite, grenat ou pérovskite ; et d'autre part de téphrites et basaltes, caractérisés par l'absence de feldspathoïdes et la présence de feldspaths plagioclases.

4.1.1. Les néphélinites *sensu stricto*

Faciès à néphéline modale (ET05, ET10, ET14 et ET19)

Les néphélinites sont des roches à texture porphyrique contenant des vacuoles de taille différente et en proportion variable. La teinte est grise claire à grise foncée. Des pyroxènes noirs, allongés et plurimillimétriques - jusqu'à 1,5 cm de long - et des néphélines de couleur claire (blanches à gris clair) sont observables macroscopiquement.

Les paragenèses sont dominées par des phénocristaux automorphes de clinopyroxènes, majoritairement zonés (Fig. 4-1b) et formant parfois des amas, de néphélines (Fig. 4-1a) et d'oxydes métalliques (Fig. 4-1c). Des inclusions d'oxydes dans les pyroxènes et dans les néphélines et de néphélines dans les pyroxènes permettent de déduire l'ordre d'apparition de ces phases minéralogiques. Des microcristaux automorphes de pérovskite sont présents également, à la fois isolés dans la mésostase et en inclusion dans les pyroxènes, néphélines et oxydes (Fig. 4-1c). La taille des microlites de pyroxènes et de néphélines de la mésostase diffère d'un échantillon à l'autre avec pour certains une mésostase vitreuse et pour d'autres des minéraux finement cristallisés et bien visibles en microscopie.

L'échantillon ET19, le moins riche en silice, contient également des phénocristaux d'olivine (Fig. 4-1d).

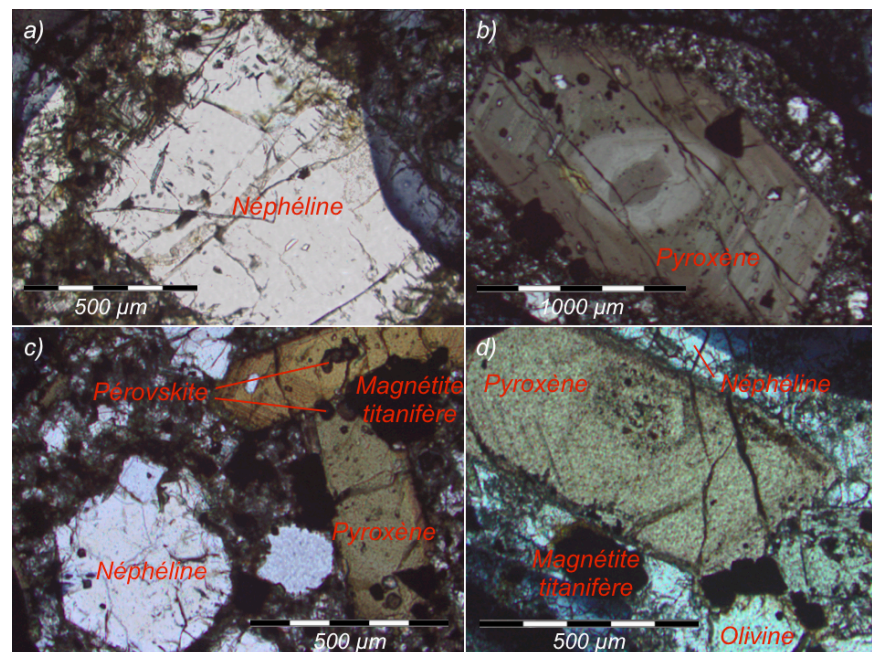


Figure 4-1 : Minéraux principaux observés dans les néphélinites. a) Phénocristal de néphéline en Lumière Polarisée (ET10). b) Phénocristal de pyroxène zoné avec inclusion d'oxydes en LP (ET05). c) Phénocristaux de pyroxènes avec pérovskites en inclusion, néphélines et oxydes en LP (ET05). d) Phénocristal d'olivine en présence de la minéralogie décrite en LP (ET19).

Faciès à néphéline normative (ET18)

Un échantillon de néphéline, à faciès porphyrique, sombre et sans vacuole, est riche en phénocristaux de clinopyroxènes isolés ou en agrégats (4 à 5 mm de long) et d'oxydes parfois en inclusion dans les pyroxènes. Des pyroxènes aciculaires se devinent dans la mésostase extrêmement fine. La particularité de cet échantillon est qu'il ne contient pas de néphéline modale, sa classification en néphéline est basée sur sa composition normative en néphéline, plus importante que celle des basaltes et téphrites (voir § 4.3.1.).

4.1.2. Les néphélinites à leucite

Faciès porphyrique (ET06)

Le faciès porphyrique des néphélinites à leucite comprend des lithologies de couleur sombre avec de nombreuses vacuoles de taille importante (4 à 5 mm de diamètre). Les phénocristaux sont constitués d'une part de grands clinopyroxènes (jusqu'à 7 mm), automorphes et généralement allongés et zonés et d'autre part d'oxydes métalliques, automorphes ou en inclusions dans les clinopyroxènes. Les microcristaux et la mésostase comprennent en plus de ces mêmes minéraux des néphélines, également présentes dans les fractures des phénocristaux de clinopyroxènes, et des leucites.

Faciès très porphyrique (ET21)

La texture de l'échantillon du faciès fortement porphyrique est microgrenue avec des phénocristaux de clinopyroxène, d'oxyde et de pérovskite. Des microcristaux de néphéline, leucite, d'apatite et de petits pyroxènes prismatiques de couleur vert vif complètent la minéralogie. Les pyroxènes et néphélines contiennent des inclusions d'oxydes métalliques. Ce faciès est caractérisé par son absence de mésostase.

4.1.3. Les néphélinites à mélilite (ET20)

L'échantillon de néphéline à mélilite est microgrenu, de couleur sombre et exempt de vacuole. L'ensemble de la roche est cristallisé très finement. Aucun phénocristal n'a été observé et les observations microscopiques mettent en évidence une quasi absence de mésostase entre les microcristaux de néphéline (minéraux les plus abondants), de mélilite (minéraux de plus grande taille), de clinopyroxène et de grenat. Quelques mélilites contiennent des grenats en inclusion (Fig. 4-2) et la faible quantité de mésostase est constituée de pyroxènes aciculaires.

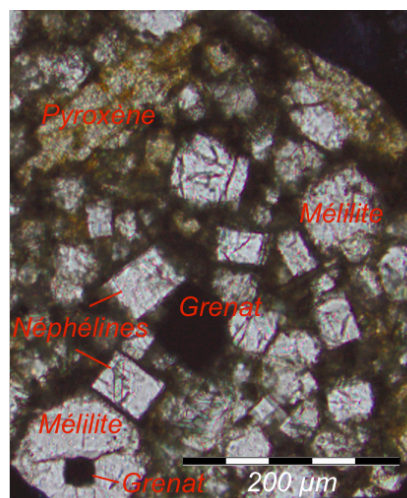


Figure 4-2 : Néphéline à mélilite en LP (ET20). Les cristaux de grenats (opaques) sont automorphes dans la mésostase ou en inclusion dans les mélilites. Présence de néphélines (carrés blancs) et de pyroxènes.

4.1.4. Les néphélinites à haüyne (ET08, ET09, ET11, ET12, ET13, ET22, ET23 et ET24)

Les néphélinites à haüyne présentent des faciès variés, porphyriques, de teinte gris sombre à verdâtre. La quantité et la taille des vacuoles diffèrent d'un échantillon à l'autre. Deux échantillons étudiés sont compacts et ne présentent pas de vacuole (ET09 et ET11).

Des haüynes plurimillimétriques aux bordures bleutées (Fig. 4-3a), des clinopyroxènes isolés ou en agrégats et des oxydes constituent les phénocristaux de ces lithologies. Les oxydes peuvent être en inclusion en phénocristaux dans les pyroxènes (Fig. 4-3b) et en microcristaux dans les haüynes, celles-ci ayant également intégré des phénocristaux de pyroxène lors de leur cristallisation. Un échantillon contient également des microcristaux de pérovskite et d'apatite (ET09). La mésostase est constituée de pyroxènes aciculaires, d'oxydes et de néphélines.

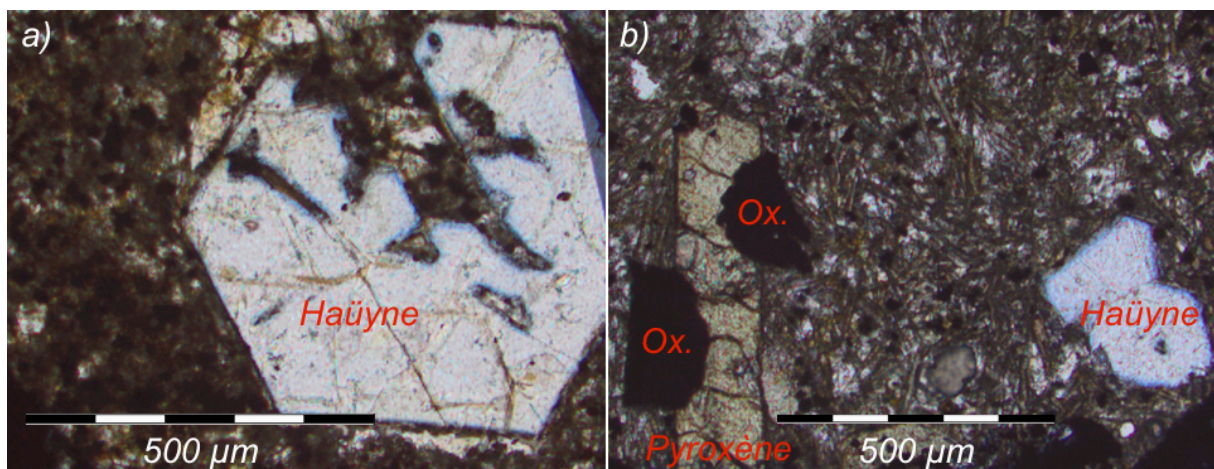


Figure 4-3 : Minéraux principaux observés dans les néphélinites à haüyne. a) Phénocristal d'haüyne supérieur à 0,5cm en LP (ET09). Certains ont une taille de plusieurs millimètres de diamètre. b) Phénocristaux d'oxydes en inclusion dans un phénocristal de clinopyroxène en LP (ET23).

4.1.5. Les néphélinites à noséane et leucite (ET15)

La néphélinite à noséane et leucite étudiée, de couleur gris verdâtre, a une texture porphyrique et présente des structures d'écoulement (*banding flows*). Les phénocristaux sont des noséanes de 2 à 3 mm, des pyroxènes allongés pour la plupart exempt de zonation, des grenats automorphes et des néphélines subautomorphes (Fig. 4-4a et b). Les microcristaux sont des néphélines, des leucites et de petits grenats, ceux-ci pouvant aussi se trouver en inclusion dans les leucites. La mésostase est principalement constituée de pyroxènes aciculaires. De petits pyroxènes verts et prismatiques ont été observés, identiques à ceux vus dans les néphélinites à leucite (Fig. 4-4c).

4.1.6. Les téphrites (ET01, ET02, ET03, ET04 et ET16).

Les téphrites présentent une teinte sombre, une texture aphyrique et des proportions et tailles de vacuole variables suivant les échantillons. De rares microcristaux d'olivine sont visibles à l'œil nu et les phénocristaux de clinopyroxènes sont prismatiques et allongés. On observe des inclusions d'oxydes, rares en phénocristaux, dans ces deux phases minéralogiques. La mésostase comprend des pyroxènes aciculaires, quelques oxydes et des feldspaths plagioclases.

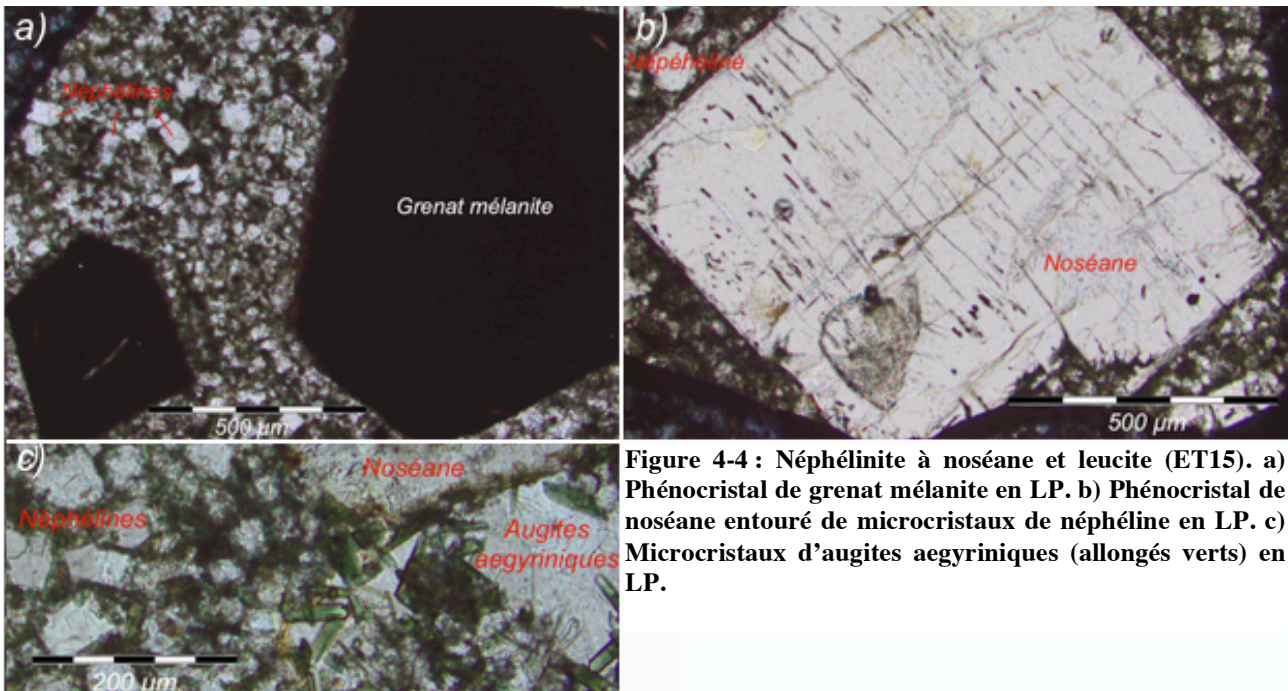


Figure 4-4 : Néphélinite à noséane et leucite (ET15). a) Phénocrystal de grenat mélanite en LP. b) Phénocrystal de noséane entouré de microcristaux de néphéline en LP. c) Microcristaux d'augites aegyriennes (allongés verts) en LP.

4.1.7. Les basaltes (ET07 et ET17)

Les basaltes, vacuolaires et de couleur gris clair, sont à grain fin avec quelques olivines visibles en macroscopie. Les phénocristaux d'olivine sont carrés ou hexagonaux tandis que les clinopyroxènes sont aciculaires avec des inclusions d'oxydes métalliques. Les échantillons comportent beaucoup de microcristaux d'oxydes et un échantillon contient de rares chromites (ET07). Pyroxènes et plagioclases constituent la mésostase.

Le tableau ci-dessous (Tableau 3) récapitule les principaux minéraux présents pour chaque groupe lithologique. L'annexe 2 reprend la minéralogie pour chaque échantillon.

	Olivine	Pyroxène	Plagioclase	Néphéline	Leucite	Ménilite	Häüyne	Noséane	Grenat	Pérovskite
Basalte	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-
Téphrite	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-
Néphélinite	(x)	x	-	x	-	-	-	-	-	x
N. à leucite	-	x	-	x	x	-	-	-	-	x
N. à ménilite	-	x	-	x	-	x	-	-	x	-
N. à häüyne	-	x	-	x	-	-	x	-	-	x
N. à noséane et leucite	-	x	-	x	x	-	-	x	x	-

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des principaux minéraux des différents groupes lithologiques. x : présence du minéral ; - : absence du minéral ; (x) : présence uniquement pour l'échantillon ET19. La néphélinite ET18 ne contient que le pyroxène parmi ces minéraux.

4.2. Minéralogie

4.2.1. Olivine

Les olivines analysées dans l'échantillon de néphélinite ET19 ont des compositions homogènes avec un Mg# (= Mg/(Fe+Mg) en abondances moléculaires) = 0,75. La formule structurale calculée

est $\text{Fo}_{83,5}\text{Fa}_{16,5}$.

Les téphrites et basaltes présentent deux populations d'olivines indépendantes de la taille des cristaux. La première population a pour formule structurale moyenne $\text{Fo}_{75}\text{Fa}_{25}$. La seconde est plus étalée, notamment pour les basaltes avec un Mg# compris entre 0,69 et 0,81, correspondant à une formule structurale qui varie de $\text{Fo}_{80}\text{Fa}_{20}$ pour les deux types de lithologie à $\text{Fo}_{83}\text{Fa}_{17}$ pour les téphrites et $\text{Fo}_{88}\text{Fa}_{12}$ pour les basaltes.

4.2.2. Pyroxènes

Pyroxène calcique

Les pyroxènes des basaltes sont des diopsides (Fig. 4-5) avec une formule structurale moyenne $\text{Wo}_{47}\text{En}_{42}\text{Fs}_{11}$. Les téphrites contiennent quelques diopsides et majoritairement des wollastonites avec des teneurs en CaO légèrement plus élevées et des teneurs en MgO et FeO respectivement inférieures et supérieures à celles des diopsides dans les basaltes (Fig. 4-5). La formule structurale calculée pour ces wollastonites est $\text{Wo}_{50-54}\text{En}_{31-36}\text{Fs}_{11-15}$. La composition ne varie pas entre la mésostase et les phénocristaux.

Les néphélinites *s.s.*, néphélinites à leucite et néphélinites à hâüyne présentent une évolution de la composition des clinopyroxènes selon la taille des minéraux. Pour les néphélinites *s.s.* et néphélinites à leucite, les phénocristaux ont des teneurs en FeO (8 %) inférieures aux microlites (9,5 %), situant ceux-ci plus proches du pôle ferrosilite (Fig. 4-5b). La formule structurale des phénocristaux est $\text{Wo}_{51-52}\text{En}_{33-34}\text{Fe}_{15}$ et celle de la mésostase est $\text{Wo}_{51}\text{En}_{32}\text{Fe}_{17}$. Les phénocristaux des néphélinites à hâüyne présentent la même caractéristique et sont également plus riches en MgO (12 %) que la mésostase (10 %). Les clinopyroxènes des néphélinites à noséane et leucite se situent dans la continuité de cette tendance avec des teneurs supérieures en FeO (11,25 %). La formule structurale moyenne évolue de $\text{Wo}_{51}\text{En}_{36}\text{Fe}_{12}$ pour les phénocristaux des néphélinites à hâüyne à $\text{Wo}_{53}\text{En}_{31}\text{Fe}_{16}$ pour les microlites. Les clinopyroxènes de la néphélinite à noséane et leucite, avec $\text{Wo}_{49}\text{En}_{30-31}\text{Fe}_{19-20}$, et de la néphélinite à mélilite se situent dans le champ des diopsides, dans la continuité des wollastonites précédentes.

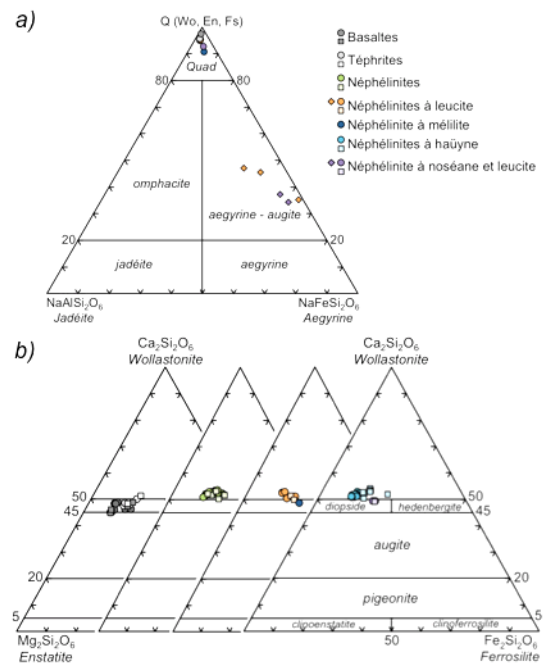


Figure 4-5 : Classification des pyroxènes. a) Les pyroxènes calciques (ronds) se situent tous dans le QUAD (moyenne des compositions par groupe lithologique). Les aegyrines-augites sont proches de la base Q-Ae (losanges). b) Les microlites (carrés) sont plus proches du pôle Fe que les phénocristaux (ronds) pour les néphélinites *s.l.* et du pôle Wo pour les basaltes et téphrites (d'après la nomenclature de Morimoto *et al.*, 1988).

Les zonations des clinopyroxènes indiquent des variations de composition, reflétant une modification de la composition du magma au cours de leur cristallisation. Les cœurs et bordures des phénocristaux des néphélinites *s.s.* et néphélinites à leucite ont une composition similaire tandis que la partie intermédiaire entre le cœur et la bordure des cristaux a une composition différente. Les cœurs et bordures des clinopyroxènes des néphélinites *s.s.* sont plus riches en FeO et plus pauvres en MgO que la partie intermédiaire. C'est le contraire pour les néphélinites à leucite, accompagné de fortes hausse en SiO₂ et baisse en Al₂O₃, respectivement de 41,7 % à 47,3 % et de 8,9 % à 3,7 %. La composition des clinopyroxènes des néphélinites à haüyne présente une évolution continue avec pour certains une hausse des teneurs en FeO et Al₂O₃ et une baisse en MgO et SiO₂ et pour d'autres une évolution inverse. Pour l'ensemble de ces lithologies, la stabilité des teneurs en CaO des phénocristaux ne fait varier la proportion du pôle wollastonite qu'entre 50,5 % et 53,5 %.

Pyroxène sodique

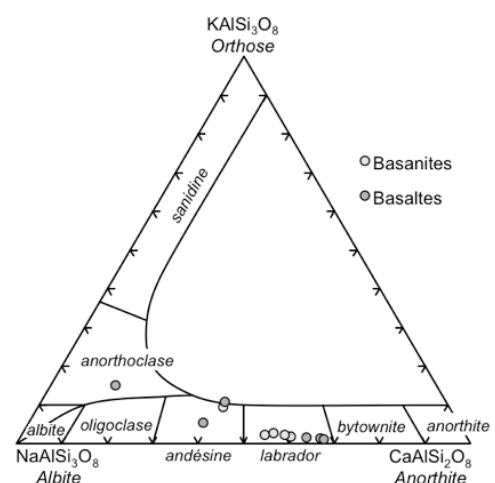
La deuxième famille de pyroxènes analysée dans les néphélinites à leucite et à noséane et leucite appartient au champ des aegyriines-augites (Fig. 4-5a) avec des compositions en Na₂O, FeO et CaO qui varient respectivement entre 1,51 % et 6,95 %, 21,31 % et 25,71 % et 10,87 et 20,72. Ces pyroxènes sodiques sont souvent des produits de cristallisation tardifs dans les magmas alcalins (Deer *et al.*, 1966).

4.2.3. Feldspath plagioclase

Les plagioclases des téphrites sont pour la plupart des labradors, de formule structurale Ab₃₈.₄₄An₅₃₋₅₉Or_{1,8-2,7} (Fig. 4-6). Les teneurs en CaO et en Na₂O varient de 11,11 % à 12,36 % et de 4,45 % et 5,08 % et le K₂O ne dépasse pas 0,47 %. Un seul plagioclase de cette lithologie est une andésine de formule structurale Ab₅₀An₄₁Or₉ (CaO : 8,48 % ; Na₂O : 5,71 % ; K₂O : 1,65 %).

Les basaltes présentent une population de labradors de formule structurale Ab₃₁₋₃₅An₆₃₋₆₇Or_{1,2-1,6} (au plus K₂O : 0,28 %), deux andésines (Ab₅₆An₃₈Or₆ et Ab₄₉An₄₀Or₁₁) et un anorthoclase (Ab₇₁An₁₄Or₁₅). Les teneurs en CaO sont inférieures à 10 % pour ces trois derniers minéraux et la concentration en K₂O atteint 2,60 % pour l'anorthoclase.

Figure 4-6 : Feldspaths plagioclases des basaltes et téphrites. La gamme de composition est plus resserrée pour les téphrites.



4.2.4. Feldspathoïdes

4.2.4.1. Néphéline

Les néphélines des différents groupes lithologiques ont des compositions proches (Fig. 4-7). Leur formule structurale est Si₉₋₁₁Ne₅₉₋₆₃Ks₂₇₋₃₁. La gamme de variation est plus restreinte pour les

néphélines contenant des feldspathoïdes de la famille des sodalites (häüynes et noséanes) que pour les néphélines et néphélines à leucite et mélilite. Les concentrations en Na₂O et K₂O des néphélines sont respectivement comprises entre 14,20 % et 16,86 % et entre 3,93 % et 7,45 %.

4.2.4.2. Leucite

Les leucites des néphélines à leucite et de la néphéline à noséane et leucite présentent des compositions similaires bien que légèrement plus proches du pôle silice pour ce deuxième groupe lithologique (Fig. 4-7). La formule structurale est proche pour les deux groupes avec en moyenne Si₃₀Ne₁Ks₆₉. Malgré une position proche des différentes leucites analysées dans le système SiO₂-NaAlSiO₄-KAlSiO₄, les teneurs en éléments alcalins varient beaucoup, de 0,04 % à 0,65 % pour le Na₂O et de 10,29 % à 21,94 % pour le K₂O.

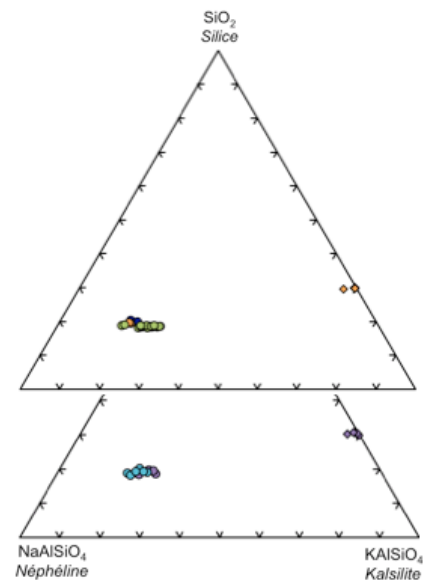


Figure 4-7 : Néphélines et leucites des néphélines s.l. Les espèces minérales ont des compositions homogènes. Les couleurs correspondent à celles de la figure 4-5. Ronds : néphélines ; losanges : leucites.

4.2.4.3. Groupe de la sodalite : häüynes et noséanes

Häüyne

Les feldspathoïdes du groupe de la sodalite ont de fortes teneurs en éléments volatils. Les häüynes des échantillons de cette étude contiennent en moyenne 11,84 % de SO₃ et 0,66 % de Cl. Les proportions en éléments alcalins ainsi qu'en CaO sont également élevées (en moyenne Na₂O : 15,06 % ; K₂O : 4,69 % ; CaO : 7,11 %). Les compositions de ces häüynes sont similaires dans les différents échantillons.

Noséane

Cette autre variété du groupe de la sodalite a été analysée dans un seul échantillon, la néphéline à noséane et leucite ET15. Les teneurs en SO₃ et Cl sont respectivement inférieures (8,17 %) et supérieures (1,23 %) aux häüynes. Les concentrations en alcalins sont bien moindres, autour de 1 % pour le Na₂O et de 3,75 % pour le K₂O mais le CaO atteint 18,85 % à 20,41 %.

4.2.5. Oxydes

4.2.5.1. Magnétite titanifère

La composition des oxydes est étalée et varie beaucoup au sein d'un même échantillon. Une tendance se dessine entre la phase ulvöspinelle et la phase magnétite, permettant de qualifier ces oxydes de magnétites titanifères.

Les titanomagnétites des basaltes ont des compositions homogènes avec une formule structurale moyenne Ru₂₉He₅₅Wu₁₆ (Rutile TiO₂ - Hématite Fe₂O₃ - Wustite FeO). La majorité des oxydes des

téphrites a une formule structurale $Ru_{23,5}He_{50}Wu_{66,5}$ mais une analyse donne $Ru_{18}He_{39}Wu_{43}$.

Les néphélinites et néphélinites à leucite présente des magnétites titanifères aux compositions variées avec pour formule structurale $Ru_{9,30}He_{37,57}Wu_{14,53}$. Celles des néphélinites à haüyne sont plus homogènes avec $Ru_{29}He_{55}Wu_{16}$.

L'ensemble de ces magnétites titanifères a des compositions en FeO et en TiO_2 qui varient respectivement entre 62,45 % et 77,13 % et entre 8,29 % et 27,50 %.

4.2.5.2. Chromite

Une chromite a été analysée dans le basalte ET07. Sa teneur en Cr_2O_3 est de 39,37 % pour 16,67 % d' Al_2O_3 et 12,36 de MgO.

4.2.6. Pérovskite

Les pérovskites des néphélinites *s.s.* et des néphélinites à leucite ont des compositions en TiO_2 et en CaO variant respectivement de 54,75 % à 55,65 % et de 36,10 % à 37,11 %. Les pérovskites des néphélinites à haüyne sont légèrement plus riches en CaO avec des concentrations allant de 37,55 à 38,10 % pour des teneurs en TiO_2 comprises entre 55,44 % et 55,87 %.

4.2.7. Grenat mélanite

Les compositions des grenats des deux échantillons de néphélinite à mélilite et de néphélinite à noséane et leucite sont très proches avec en moyenne 31,40 % de CaO, 15,86 % de TiO_2 , 18,56 % de FeO et 2,14 % d' Al_2O_3 . D'après leur composition, ce sont des grenats mélanites, variété d'andradite apparaissant dans les roches ignées alcalines et leurs équivalents volcaniques (Deer *et al.*, 1966).

4.2.8. Titanite / Sphène

Le sphène est une phase minérale accessoire, rare puisqu'analysée seulement dans un seul des échantillons de néphélinites *s.s.* (ET05). Les compositions en TiO_2 et en CaO varient de 34,42 % à 35,91 % et de 26,67 % à 27,52 %.

4.2.9. Apatite

Les apatites analysées dans les néphélinites *s.s.*, néphélinites à leucite et néphélinites à haüyne ont des teneurs en P_2O_5 variant entre 40,20 % et 42,18 % et en CaO allant de 54,30 à 55,43 %.

4.3. Chimie des éléments majeurs et traces

4.3.1. Classification chimique

Les échantillons définissent plusieurs groupes lithologiques du fait de leur minéralogie variée. Cette variété reflète des différences dans les conditions (température, pression, fugacité en oxygène...) qui contrôlent la vitesse de cristallisation et la nature des phases qui fractionnent. Les compositions chimiques et les sources magmatiques peuvent cependant être identiques. Au

contraire, deux roches ayant des compositions différentes peuvent avoir cristallisé dans les mêmes conditions. Afin de s'affranchir de la minéralogie et de baser notre classification uniquement sur la composition chimique des échantillons, des normes CIPW ont été calculées à partir des compositions des roches totales en pourcentages massiques (Annexe 3).

Le calcul de la norme CIPW permet de mettre en évidence trois grands groupes lithologiques : basaltes, téphrites et néphélinites. Les basaltes et téphrites se distinguent des néphélinites au sens large par l'absence de leucite et des quantités plus faibles en néphéline et supérieures en olivine, plagioclase et orthoclase.

Les basaltes contiennent plus d'olivine et de plagioclase que les téphrites, 12 % et 33-34 % contre 9 % et 22 %, et moins d'orthoclase et de néphéline, 6 % et 3-4 % contre 10 % et 15 %. Les néphélinites *s.l.* contiennent entre 14 et 28 % de néphéline et pour la plupart plus de 10 % de leucite (Annexe 3). Deux échantillons, bien que différents l'un de l'autre, font exception avec des proportions en orthoclases très élevées, supérieures à 30 %, par rapport au néphélinites *s.l.* (au plus 10 %). Ces deux échantillons sont la néphélinite à mélilite (ET20) et la néphélinite à noséane et leucite (ET15), qui seuls contenaient des grenats mélanites.

Le caractère alcalin des laves de cette étude peut être mis en évidence par la position des échantillons dans le diagramme TAS (Fig. 4-8). Ils se trouvent tous au dessus de la limite entre roches alcalines et subalcalines. L'alcalinité des néphélinites *s.l.* est plus importante que pour les basaltes et téphrites avec leur présence dans les champs des foidites et des téphrites/basanites, correspondant à des teneurs en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ comprises entre 3,06 et 14,32 %. Les deux échantillons aux fortes proportions en orthoclase présentent les compositions les plus évoluées avec respectivement 50,64 % et 49,57 % de SiO_2 , marquant leur caractère intermédiaire en comparaison du caractère basique des autres échantillons. Les basaltes sont plus riches en silice que les téphrites, aux alentours de 46 % en SiO_2 , et plus pauvres en éléments alcalins. La proportion normative en olivine des téphrites, inférieure à 10 %, permet de les classer en tant que téphrite plutôt que basanite. Les téphrites occupent habituellement le coin supérieur droit de ce champ, faisant des échantillons de cette étude des téphrites peu évolués.

Les basaltes et téphrites se distinguent également des néphélinites *s.l.* par une perte au feu moins importante, inférieure à 0,53 % contre plusieurs pourcents, notamment pour les néphélinites à

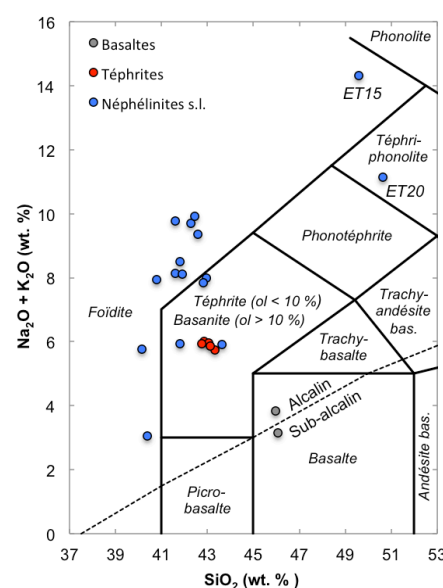
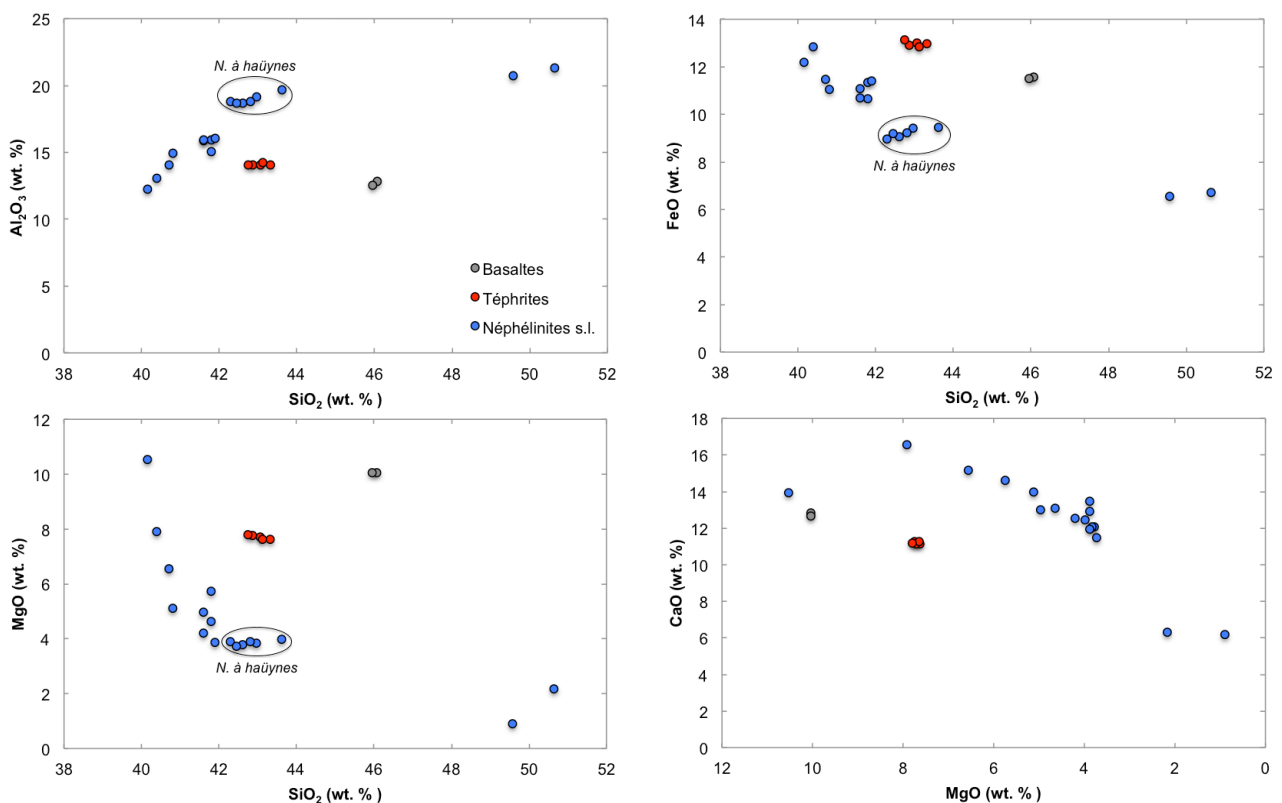


Figure 4-8 : Diagramme TAS comprenant les données des roches totales des vingt-quatre échantillons de cette étude.

häüyne dont trois échantillons présentent une perte au feu supérieure à 5 % (Annexe 3). Ceci peut s'expliquer par un état d'altération moins avancé.

4.3.2. *Eléments majeurs*

Les diagrammes binaires en MgO, Al₂O₃ et FeO en fonction de la silice et en CaO en fonction de MgO montrent trois séries formées par les néphélinites *s.l.*, les téphrites et les basaltes. Dans la figure 4-9, la série formée par les néphélinites *s.l.* est assez nette malgré un regroupement marqué des néphélinites à häüyne. Celles-ci présentent des teneurs en Al₂O₃ plus forte et en FeO plus faible par rapport à la tendance générale qui se termine par les deux échantillons intermédiaires, ET15 (néphélinite à noséane et leucite) et ET20 (néphélinite à mélilite). Dans les diagrammes Al₂O₃ et en FeO en fonction de SiO₂, les basaltes sont alignés avec les téphrites. Ce n'est pas le cas dans le diagramme MgO vs. SiO₂ car les concentrations en magnésium sont supérieures dans les basaltes. De plus, la non-cogénélicité de ces laves à plagioclases est également suggérée par les plus faibles teneurs en éléments alcalins des basaltes pour des teneurs en SiO₂ supérieures. Les diagrammes en Na₂O et K₂O montrent également des gammes de variation plus importantes en ce qui concerne les néphélinites *s.l.*



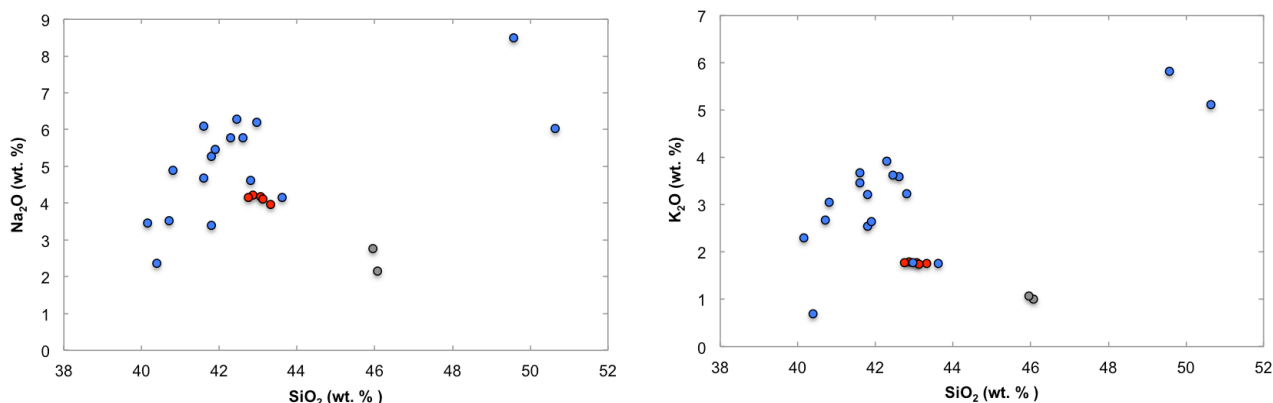


Figure 4-9 : Diagrammes de Harker des roches totales des vingt-quatre échantillons de cette étude.

4.3.3. Eléments traces

Les spectres de terres rares représentés en figure 4-10 sont normalisés aux valeurs chondritiques (Barrat *et al.*, 2012). On peut distinguer sur la figure basaltes, téphrites et néphélinites *s.l.* Les spectres sont parallèles au niveau des terres rares lourdes (HREE, partie droite des spectres sur la Fig. 4-10) pour l'ensemble des laves avec des compositions comprises entre 10 à 30 fois la valeur chondritique. Les spectres sont toutefois très différents en terres rares légères (LREE, partie gauche des spectres Fig. 4-10) avec des concentrations comprises entre 250 (basaltes) et 1500 fois (néphélinites) la valeur chondritique. Les spectres des néphélinites *s.l.* ont des pentes plus fortes que les téphrites et basanites (Fig. 4-10) et les teneurs en REE sont moins élevées pour les basaltes que pour les téphrites pour des teneurs en SiO_2 plus importantes.

Les spectres des néphélinites *s.l.* ont une même allure générale, la majeure partie des échantillons ayant des enrichissements similaires et des spectres proches représentés par les spectres les plus hauts dans le diagramme 4-10. Deux spectres, correspondant aux échantillons les moins riches en SiO_2 des néphélinites *s.l.* (ET18 et ET19), sont moins enrichis, notamment en LREE. Toutefois, les spectres des néphélinites à néphéline et leucite sont parallèles alors que ceux des néphélinites à hauyne présentent des enrichissements en HREE variables pour des LREE stables.

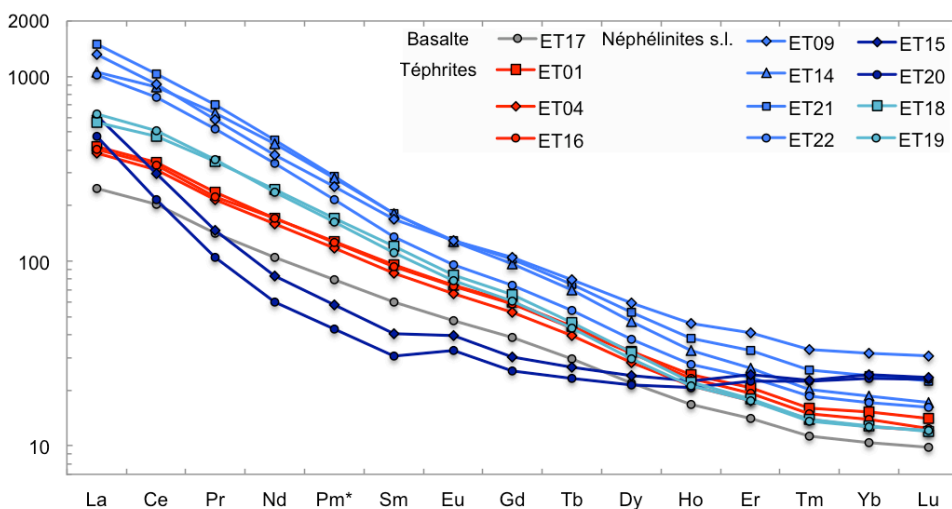


Figure 4-10 : Spectres de terres rares d'un basalte, de trois téphrites et de huit néphélinites *s.l.* représentatifs des variations observées. Le Pm* a été calculé. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat *et al.*, 2012.

Les deux échantillons de néphéline à noséane et leucite (ET15) et de néphéline à méllite (ET20) ont des spectres clairement différents de l'ensemble des échantillons sur la figure 4-10 avec des spectres plats entre Lu et Sm suivi d'un enrichissement en terres rares légères bien plus important, 500 à 600 fois la concentration chondritique pour le La contre 20 à 25 fois pour les HREE. Ces deux spectres présentent également une légère anomalie positive en Eu.

Normalisés aux valeurs chondritiques (Barrat *et al.*, 2012), les spectres multiélémentaires montrent une forte anomalie négative en Pb pour l'ensemble des échantillons. Les *Large Ion Lithophile Elements* (LILE) Ba et U sont également fortement enrichis, ainsi que le Th. Hormis les deux échantillons évolués ET15 et ET20, de faibles anomalies négatives en *High Field Strength Elements* (HFSE) Zr et Hf sont observables.

Les basaltes et les téphrites ont des spectres parallèles avec une faible anomalie positive en Ta. Dans l'ensemble, on observe dans la figure 4-11 des gammes d'enrichissement similaires pour les néphélines *s.l.*, plus fortes que pour les téphrites et basaltes. Dans le détail, certains échantillons montrent cependant des enrichissements propres en certains éléments. Par exemple, les échantillons ET18 et ET19 présentent des anomalies négatives en Nb et Ta en plus des anomalies négatives en Zr et Hf. Aussi, les spectres de certaines néphélines à hauyne comme ET09 ont de faibles anomalies négative en Th et positive en Sr.

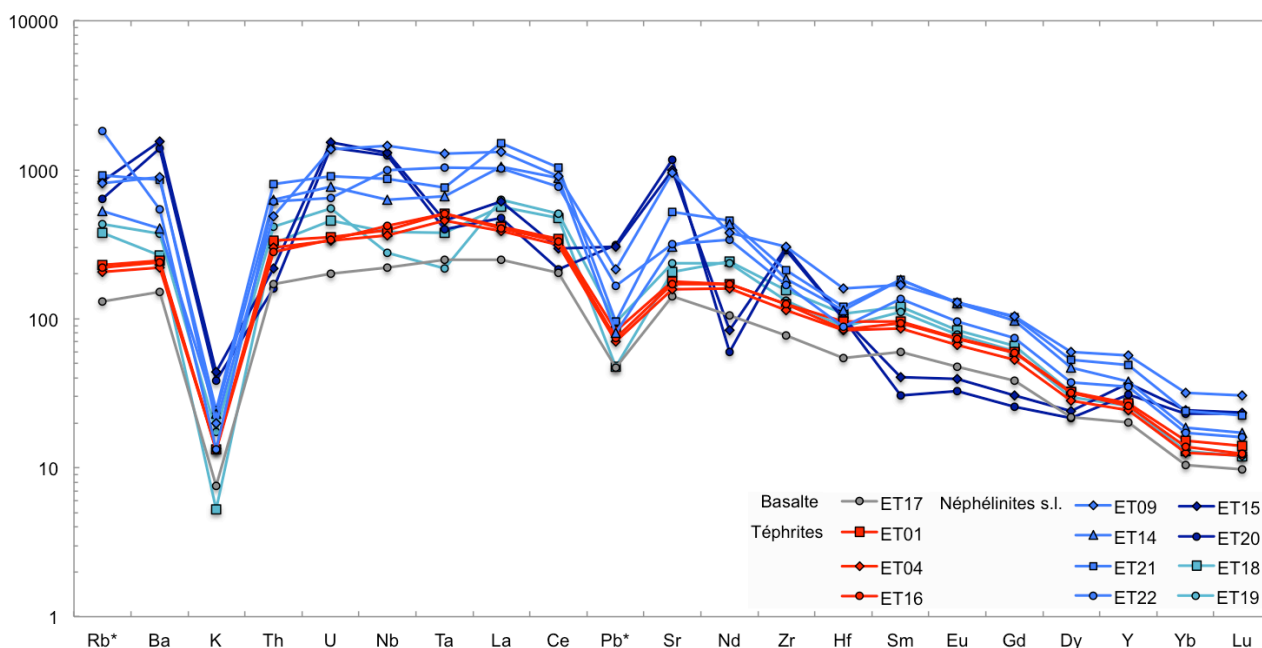


Figure 4-11 : Spectres étendus d'un basalte, de trois téphrites et de huit néphélines *s.l.* représentatifs des variations observées. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat *et al.*, 2012.

Les deux échantillons évolués présentent de nouveaux des différences importantes avec les autres laves. Ces échantillons ont tous deux de fortes anomalies positives en Ba, U, Sr et une forte anomalie négative en Th. On observe également des anomalies positives en HFSE (Nb, Zr et Hf) en comparaison des faibles teneurs en terres rares.

Les teneurs en terres rares augmentent proportionnellement au Th pour les néphélinites *s.l.* comme l'atteste leur alignement dans les diagrammes binaires en La et Yb en fonction du Th dans la figure 4-12. Les basaltes et téphrites se situent en dessous de cette tendance en La et au-dessus en Yb, expliquant l'écart grandissant vers les LREE dans les spectres de terres rares. Les échantillons ET15 et ET20 se distinguent une nouvelle fois ainsi que ET09, une néphélinite à haüyne, plus riche en la majorité des éléments traces pour une teneur en Th inférieure, notamment en Yb. Ceci confirme les observations faites précédemment, les spectres de ET15 et de ET20 étant particulièrement hauts en HREE, ainsi que le spectre de ET09, spectre de la figure 4-10 le plus haut en terres rares lourdes.

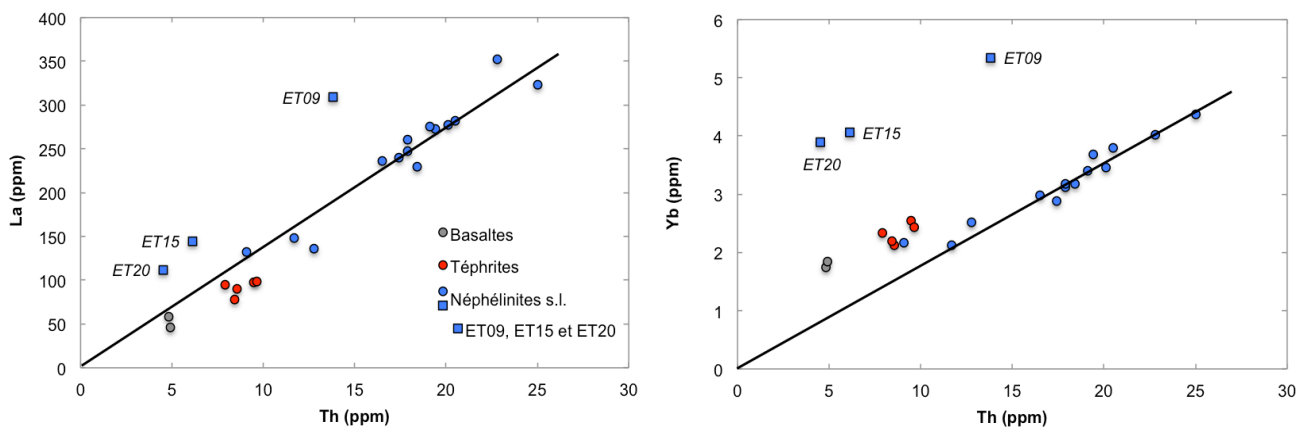


Figure 4-12 : Diagrammes binaires en La et Yb vs. Th des vingt-quatre échantillons de cette étude.

Ces observations semblent se confirmer en Zr mais le diagramme en Nb vs. Th de la figure 4-13 permet de distinguer deux autres groupes évoluant différemment au sein des néphélinites *s.l.* (Fig. 4-13). Ceci explique la rupture de pente de certains spectres étendus au niveau de Ta et Nb, absente des autres spectres (Fig. 4-11). Ces deux groupes se retrouvent avec l'alignement des néphélinites *s.s.* et des néphélinites à leucite avec un rapport Rb/Zr constant tandis que la répartition des néphélinites à haüyne est plus étendue. Dans ce diagramme, les échantillons ET09, ET15 et ET20 présentent un même rapport que les néphélinites et néphélinites à leucite. Le diagramme La/Sm en fonction du Th ne montre pas de constance nette entre les échantillons, le rapport La/Sm augmente légèrement avec la teneur en Th. Trois groupes se distinguent sur ce diagramme, les basaltes et téphrites ainsi que les trois néphélinites les moins évoluées, le reste des néphélinites *s.l.* et les deux échantillons au spectre particulier, ET15 et ET20. ET09 présente ici un rapport La/Sm bien inférieur à ces deux échantillons.

Les échantillons sont riches en éléments traces incompatibles. Par exemple, les néphélinites *s.l.* contiennent pour la plupart plus de 230 ppm de La (Annexe 3). Les roches sont également riches en Sr et en Ba. Les teneurs en Sr varient de 1096 ppm pour le basalte ET17 à plus de 9000 ppm. Les trois échantillons les plus riches en cet élément sont ET09 avec 7339 ppm, ET15 avec 7637 ppm et ET20 avec 9064 ppm.

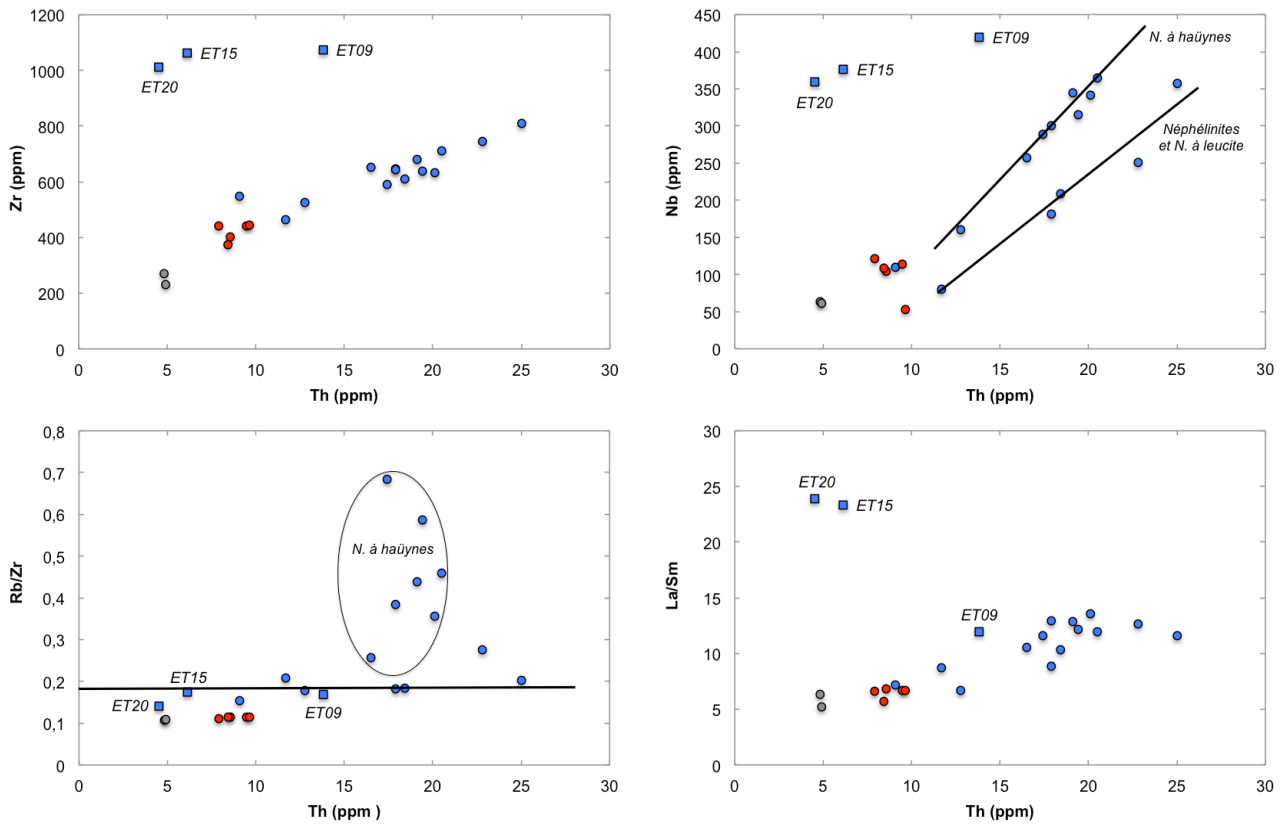
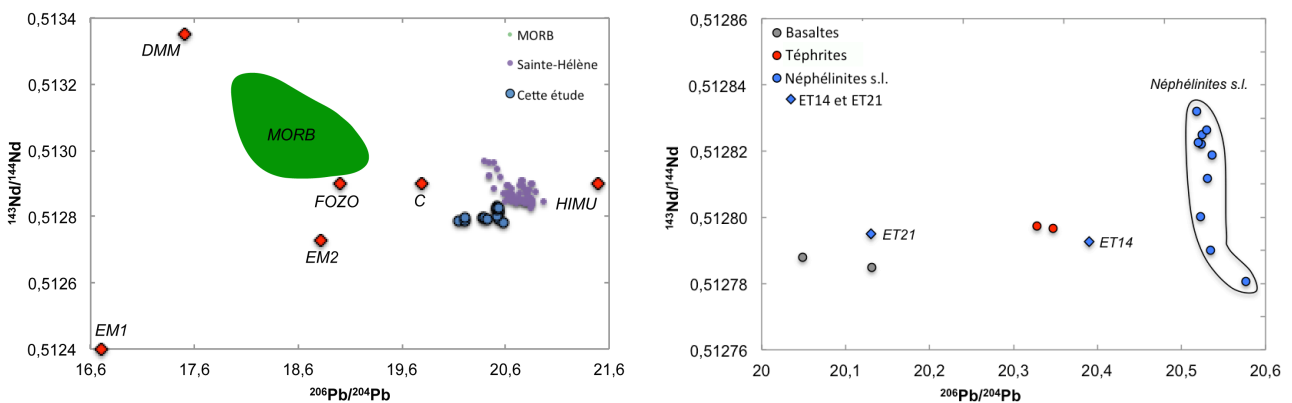


Figure 4-13 : Diagrammes Zr et Nb vs. Th et des rapports de concentrations Rb/Zr et La/Sm vs. Th des vingt-quatre échantillons de cette étude. Les figurés correspondent à ceux de la figure 4-12.

4.4. Géochimie isotopique

Les données isotopiques en Pb, Hf, Nd et Sr acquises pour seize échantillons de cette étude sont reportées en Annexe 3 et dans la figure 4-14. Elles mettent en évidence des signatures très enrichies avec du Pb et du Sr radiogéniques ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20\text{-}20,6$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,64\text{-}15,66$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40\text{-}40,40$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703230\text{-}0,703326$) et des ϵNd (2,78-3,79) et ϵHf (4,05-5,54) faibles en comparaison des MORB. Trois groupes se distinguent avec un groupe composé de la majorité des néphélinites *s.l.* avec des rapports isotopiques en Pb, Hf et Nd supérieurs et en Sr inférieur aux deux autres groupes composés des téphrites et de la néphélinite *s.s.* ET14 et des basaltes et de la néphélinite à leucite ET21.



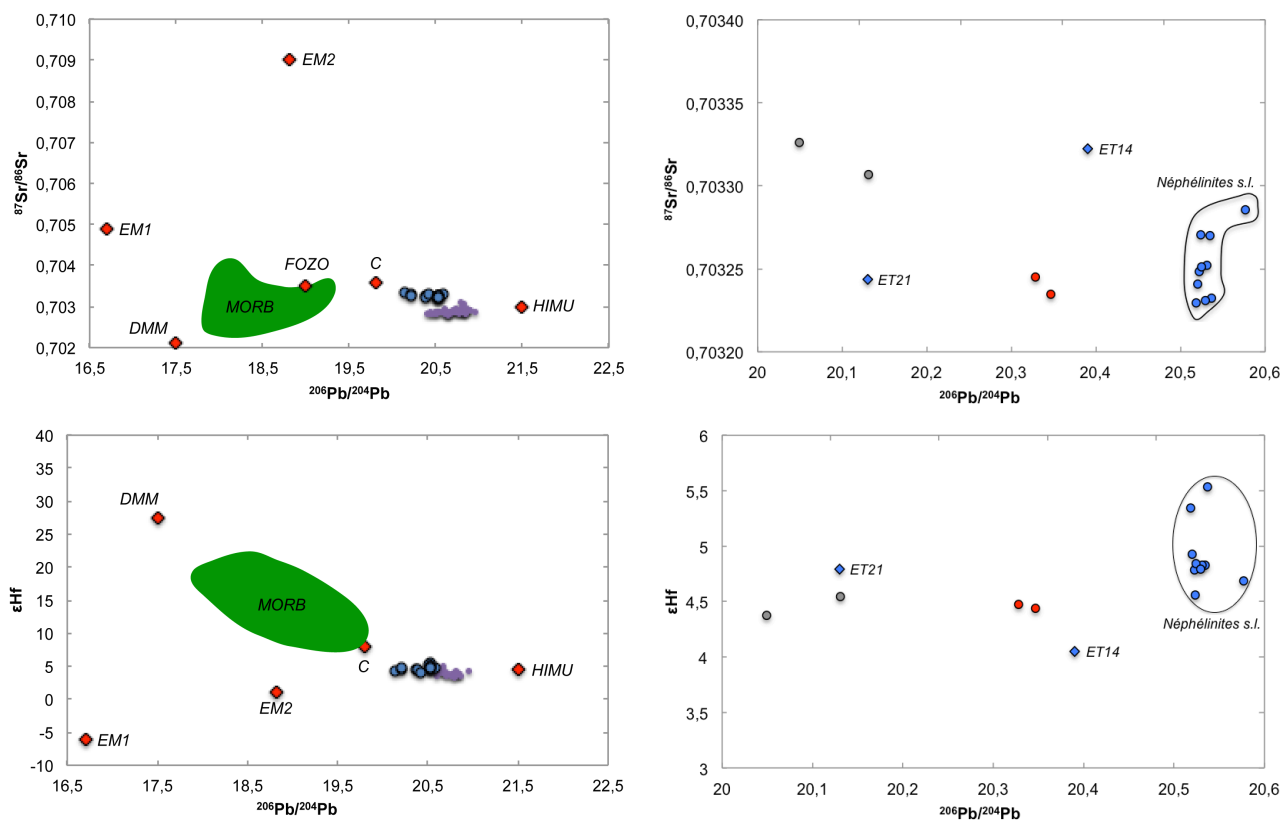
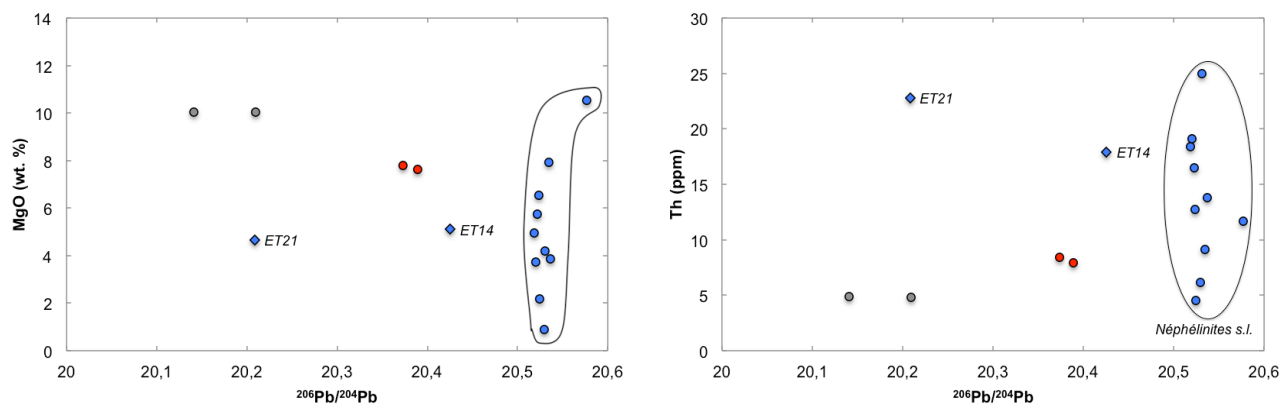


Figure 4-14 : Diagrammes isotopiques comprenant les données en Pb, Hf, Nd et Sr de seize des vingt-quatre échantillons de cette étude comparées aux compositions des MORB et des laves de Ste-Hélène. Les données pour Ste-Hélène proviennent de la base de données Geococ compilant les travaux de Gast, 1968 ; Oversby et Gast, 1970 ; Grant *et al.*, 1976 ; Sun, 1980 ; White et Hofmann, 1982 ; Chaffey *et al.*, 1989 et Graham *et al.*, 1992 ainsi que du travail de Hanyu *et al.*, 2014 pour les données isotopiques de l'hafnium.

Les trois groupes lithologiques se distinguent également dans les diagrammes confrontant les données en éléments majeurs et traces aux données isotopiques (Fig. 4-15). Les rapports isotopiques du groupe des néphélinites *s.l.* sont stables pour des rapports en éléments traces variables. Les deux groupes composés des basaltes et des téphrites se distinguent avec chacun une composition isotopique en Pb unique. Les basaltes et la néphélinite à leucite ET21 présentent un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,1-20,2$ tandis qu'il est de 20,4 pour les téphrites et la néphélinite *s.s.* ET14. Ces deux néphélinites, malgré des compositions isotopiques semblables à celles des téphrites et basaltes, montrent des compositions en éléments majeurs et traces plus proches de celles des néphélinites *s.l.*



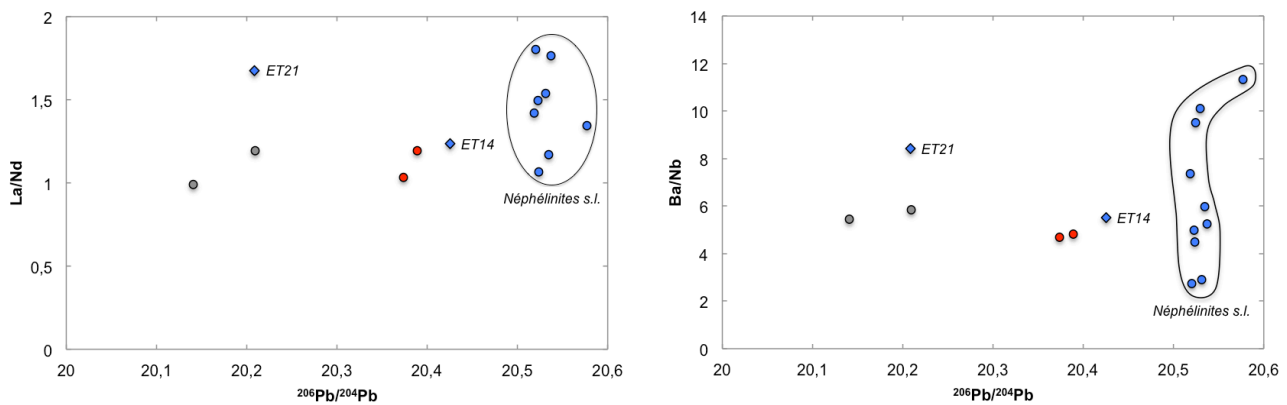


Figure 4-15 : Diagrammes comprenant les données en éléments majeurs et traces et isotopiques de seize des vingt-quatre échantillons de cette étude. Les figurés correspondent à ceux de la figure 4-14.

Les isotopes du Pb (Fig. 5-1) sont fortement corrélés, ce qui s'explique par la similarité de comportement magmatique des éléments pères (Th et U) avec celui du Pb. Lorsque l'on réalise une analyse en composante principale, on peut identifier deux composantes principales significatives (96 et 4% de la variabilité). Dans un espace isotopique aussi corrélé que celui du Pb, où un mélange binaire est représenté par une droite (une composante principale), on peut admettre que la variabilité de la population dans cette étude nécessite donc le mélange d'au moins trois composants distincts.

4.5. Synthèse des résultats

Les compositions chimiques en éléments majeurs, traces et isotopes acquises pour les échantillons de cette étude mettent en évidence trois grands groupes lithologiques :

- Les néphélinites au sens large présentent un ensemble d'échantillons aux compositions proches. Quelques échantillons font cependant exception :
 - ♦ Les échantillons ET14 et ET21 présentent des compositions isotopiques plus proches de celles des basaltes et téphrites que des néphélinites *s.l.*
 - ♦ Les échantillons ET09, ET15 et ET20 présentent de fortes différences en éléments traces. Aussi, les spectres de terres rares de ET15 et ET20 sont très différents des autres avec un moins fort enrichissement en terres rares intermédiaires, une plus forte pente en LREE et une anomalie positive en Eu.
- Les basaltes ont les teneurs en SiO₂ les plus élevées si on excepte les deux néphélinites particulières ET15 et ET20. Ils ont les teneurs en éléments alcalins et en éléments traces incompatibles les moins élevées (Annexe 3) ainsi que les compositions isotopiques les moins riches en Pb radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,27$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,64$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40,04$).
- Les téphrites apparaissent comme un intermédiaire à ces deux premiers groupes. Elles ont des teneurs en SiO₂ et en éléments traces incompatibles et des compositions isotopiques comprises entre les gammes des néphélinites *s.l.* et celles des basaltes. Leurs spectres sont également parallèles à ceux des basaltes.

5.1. Résumé des données isotopiques existantes de la CVL

5.1.1. Rappels de géochimie isotopique

L'essentiel des variations isotopiques observées pour l'ensemble des basaltes des rides océaniques (MORB) et des îles océaniques (OIB) est contenu dans un espace à quatre dimensions défini par les pôles DMM (*Depleted MORB Mantle*) - manteau appauvri source des MORB - et EM1 (*Enriched Mantle type 1*), EM2 (*Enriched Mantle type 2*) et HIMU (*High MU* ; μ désignant le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) - sources mantelliques enrichies secondairement par l'incorporation de matériel (Zindler et Hart, 1986). Ce tétraèdre est basé sur les compositions isotopiques en Pb, Sr et Nd de ces réservoirs mantelliques. La composition des magmas de chaque île océanique reflète le mélange entre deux ou trois de ces pôles.

Les panaches mantelliques donnant naissance aux OIB prennent leur origine dans un manteau hétérogène en composition et profond, au niveau des couches limites de systèmes convectifs. Chaque composant mantellique enrichi (EM1, EM2 et HIMU) semble lié au recyclage de matériel subducté (Hofmann et White, 1982 ; Stracke *et al.*, 2005), stocké aux limites à 670 km (manteaux supérieur / inférieur) et 2900 km (manteau / noyau).

5.1.1.1. Définition du réservoir mantellique de type Sainte-Hélène / HIMU

Le réservoir mantellique HIMU est caractérisé par de faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ extrêmement élevés. Le Rb et l'U d'une part, et le Sr et le Pb d'autre part, ont des degrés d'incompatibilité équivalents. De simples processus magmatiques ne peuvent pas expliquer le découplage des rapports Rb/Sr et U/Pb. L'hypothèse la plus répandue pour expliquer ce découplage est la contamination du manteau source des OIB de type HIMU par une croûte océanique ancienne (2 Ga). Les concentrations en Rb et U auraient été modifiées soit par des processus d'altération hydrothermale (Chase *et al.*, 1981), soit par la déshydratation ou la fusion partielle en profondeur du panneau suite à la subduction. La signature HIMU a notamment été observée pour les îles océaniques apparues avec le point chaud de Sainte-Hélène (Zindler et Hart, 1986).

5.1.1.2. Définition des réservoir primitifs FOZO, PHEM, C...

Une partie des OIB antérieurement attribuée au composant HIMU a été reconsidérée suite à la mise en évidence par Hart *et al.* (1992) d'un étalement linéaire particulier des compositions isotopiques des laves de ces îles volcaniques. Construit à partir des compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb, le tétraèdre des compositions mantelliques voit les gammes de variations des OIB s'étaler entre une extrémité enrichie et la *FOcal Zone* (FOZO), base du tétraèdre (Fig. 5-1).

Les réservoirs *Primitive Helium Mantle* (PHEM) (Farley *et al.*, 1992) et « C » (Hanan et Graham, 1996) ont été définis sur la base de méthodes de représentation différentes. Le PHEM est

défini dans des diagrammes utilisant le rapport isotopique de l'hélium ($^3\text{He}/^4\text{He}$) en fonction d'un rapport d'isotopes radiogéniques (Sr, Nd, Pb) tandis que le composant « C » est basé sur la convergence des isotopes du Pb des MORB. De nombreux composants mantelliques ont ainsi vu le jour à partir de particularités géochimiques observées.

Ces études tendent à montrer un caractère commun aux sources des OIB, mélange binaire et non réservoir de composition unique. Les réservoirs « C » et FOZO, respectivement basés sur la convergence du Pb des MORB et sur la convergence des isotopes des Sr-Nd-Pb des OIB, semblent être sensiblement les mêmes et un raccourci pour simplifier la topologie des réservoirs mantelliques est de considérer la base du tétraèdre des compositions mantelliques, FOZO, comme étant ce composant unique (Stracke *et al.*, 2005). Les différents réservoirs mantelliques ayant été définis sont souvent interprétés comme provenant du manteau inférieur (Farley *et al.*, 1992 ; Hart *et al.*, 1992 ; Stracke *et al.*, 2005).

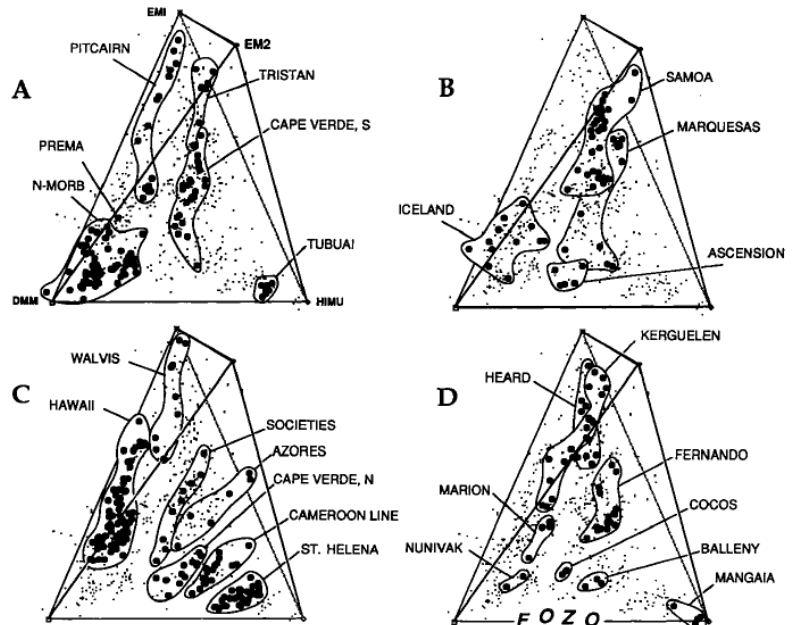


Figure 5-1 : Mélange des réservoirs mantelliques et projection des données isotopiques d'îles océaniques.

5.1.2. Caractéristiques isotopiques de la ligne du Cameroun

Les basaltes continentaux et océaniques de la CVL ont des compositions isotopiques en Sr et Nd (Halliday *et al.*, 1988) ainsi qu'en Hf (Ballentine *et al.*, 1997) similaires. L'ensemble de la ligne du Cameroun présente de faibles variations des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les basaltes de Pagalu, l'île la plus au sud-ouest (Fig. 1-1), présentent les compositions isotopiques les moins radiogéniques en Pb de la CVL (faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) tandis que les basaltes de la limite continent/océan (Bioko, Mt Etinde, Mt Cameroun) sont les plus radiogéniques en Pb. Cette anomalie de composition isotopique en Pb est plus forte pour le Mt Etinde et décroît le long de la CVL de part et d'autre de la LCO (Halliday *et al.*, 1990). Cette symétrie se retrouve dans les compositions isotopiques de l'hélium (Aka *et al.*, 2004), les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) étant élevés et similaires aux terminaisons océaniques (8,31 Ra) et continentales (7,85 Ra) et plus faibles au niveau de la LCO (4-6 Ra). La similarité des compositions isotopiques des deux extrémités de cet alignement est fréquemment interprétée dans la littérature comme la preuve d'un magmatisme dérivant de la fusion d'un manteau sublithosphérique, pas ou peu contaminé par la croûte en domaine continental.

L'émergence du concept de *FOcal ZOne* (FOZO) a permis de mettre en évidence la convergence des données isotopiques des échantillons de la ligne du Cameroun vers ce réservoir mantellique (Déruelle *et al.*, 2007 ; Njonfang *et al.*, 2011). Le réservoir mantellique de type FOZO semble d'après ces études récentes mieux représenter la source du magmatisme alcalin de la ligne du Cameroun. Cependant, l'implication de cette source n'explique pas les variations isotopiques en Pb.

5.2. Les Monts Etinde et Cameroun et la ligne volcanique du Cameroun

Les données isotopiques de cette étude et de la littérature permettent d'observer un alignement de la ligne du Cameroun (Fig. 5-2 et 5-3). Ces diagrammes confirment le caractère très radiogénique en Pb des laves du Mont Etinde ainsi que du Mont Cameroun, situés dans le prolongement de la CVL. Le Mt Etinde présente les compositions les plus extrêmes, jusqu'à $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,58$ (ET19). Cette tendance ne tend ni vers le pôle HIMU, ni vers les laves de Ste-Hélène qui présentent des rapports en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faible et plus fort respectivement (Fig. 5-2). La CVL s'étend globalement entre le pôle FOZO (ou C) et un pôle enrichi inconnu différent de HIMU, en accord avec les résultats de Déruelle *et al.* (2007).

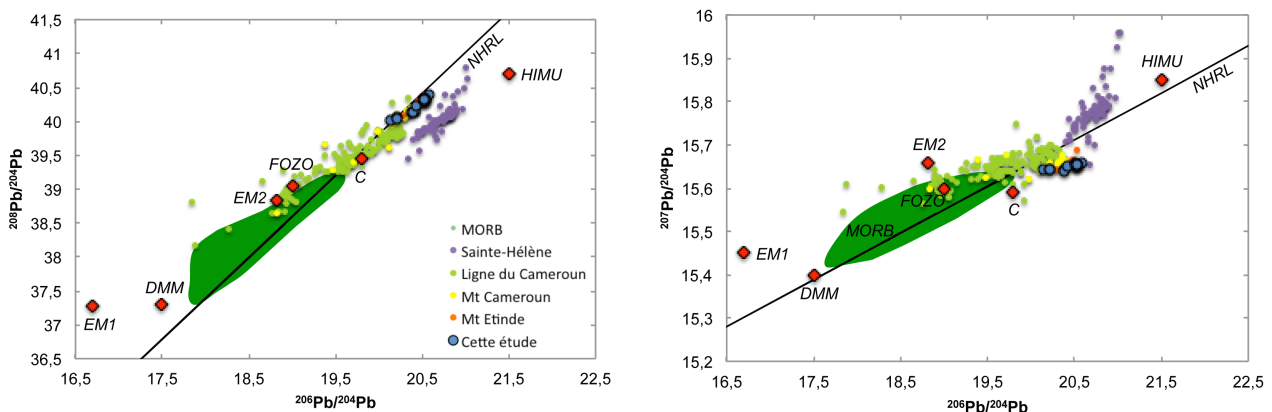


Figure 5-2 : Diagrammes isotopiques en Pb de l'ensemble de la ligne du Cameroun en comparaisons des MORB, de Ste-Hélène et des différents réservoirs mantelliques existants. Les données pour la CVL proviennent de Halliday *et al.*, 1988 ; Halliday *et al.*, 1990 ; Lee *et al.*, 1994 ; Ballentine *et al.*, 1997 et Rakenburg *et al.*, 2005. Les données pour le Mt Cameroun sont de Halliday *et al.*, 1988 ; Halliday *et al.*, 1990 ; Ballentine *et al.*, 1997 ; Yokoyama *et al.*, 2007 et Tsafack *et al.*, 2009 tandis que celles pour le Mt Etinde sont de Halliday *et al.*, 1990.

A plus fine échelle, les laves des Monts Cameroun et Etinde semblent résulter de la fusion d'une source propre à chaque édifice. Bien que dans la continuité de la tendance générale formée par la ligne du Cameroun, ces deux volcans de la limite continent/océan se détachent de la CVL avec, pour un même rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus forts et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ plus faibles (Fig. 5-2 et 5-3). D'après ces observations, la source des magmas semble plus enrichie au niveau de la LCO que pour le reste de la CVL et plus enrichie pour le Mt Etinde que pour le Mt Cameroun, confirmant les résultats obtenus par Halliday *et al.* (1990).

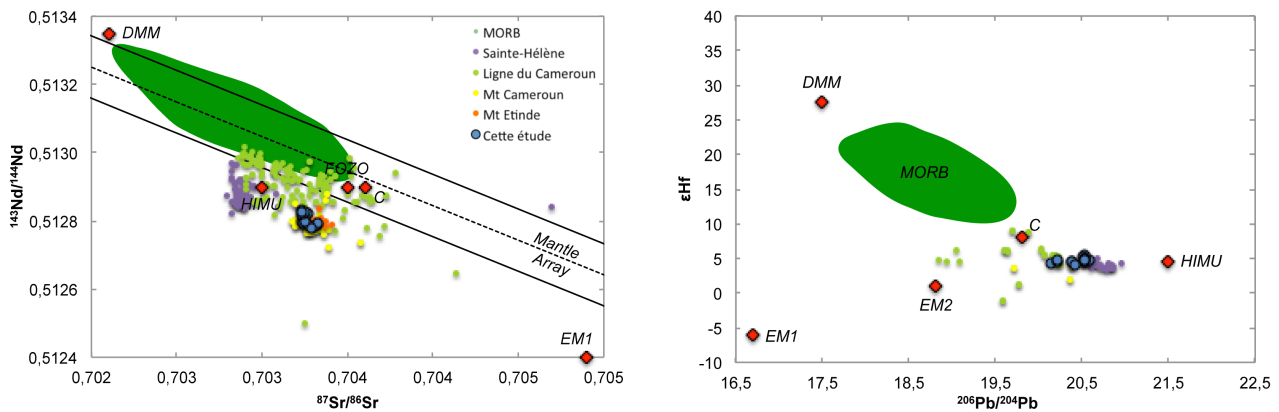


Figure 5-3 : Diagrammes isotopiques en Sr vs. Nd et Hf vs. Pb de l'ensemble de la ligne du Cameroun. La source des magmas des Monts Cameroun et Etinde semble plus enrichie que pour le reste de la CVL. Les données pour le Mt Cameroun et le Mt Etinde sont tirées des mêmes études que pour la figure 5-2. Pour la CVL, les données de Marzoli *et al.*, 1999 et Marzoli *et al.*, 2000 ont été ajoutées.

5.3. Les laves du Mt Etinde

5.3.1. Rôle de la contamination crustale

La croûte continentale a des teneurs faibles en Nb et fortes en Pb (Taylor et McLennan, 1985). La contamination par assimilation de matériel crustal a pour effet la diminution des teneurs en Nb des magmas et l'apparition d'une anomalie positive en Pb dans les spectres étendus. La constance des rapports La/Nb au cours de la différenciation pour les basaltes, téphrites et néphélinites à haïyine de cette étude indique l'absence de contamination (figure non représentée), tout comme l'anomalie négative en Pb de la figure 4-11. La constance des rapports isotopiques des néphélinites *s.l.* avec l'augmentation de la différenciation (Th, MgO ; Fig. 4-15) confirme l'absence de contamination crustale pour ces liquides.

L'ascension des magmas a été rapide avec une interaction limitée avec la croûte continentale. Les fortes concentrations en Ni et Cr (Ni > 200 ppm et Cr > 500 ppm) et le Mg# (> 46) élevé des basaltes témoignent du caractère primitif de ces magmas (Annexe 3). De plus, des xénolites mantelliques (péridotite et clinopyroxénite) ont été observés en enclaves dans les coulées des différentes néphélinites (Nkoumbou, 1990 ; Nkoumbou *et al.*, 1995). Ceci est l'assurance d'un stockage magmatique de courte durée ; un séjour prolongé dans la chambre magmatique aurait entraîné la sédimentation de ces enclaves.

5.3.2. Nature de la source des magmas

5.3.2.1. Minéralogie de la source

Etant donnée le caractère limité de la contamination crustale, les fortes teneurs en éléments incompatibles et notamment en LREE sont interprétées soit comme l'effet d'un faible taux de fusion partielle, soit comme un enrichissement du manteau source par des circulations de fluides riches en éléments incompatibles. La métasomatose du manteau peut s'exprimer par la cristallisation de minéraux riches en fluides tels que des amphiboles ou des micas. La forte anomalie négative en K de l'ensemble des laves illustrée en figure 4-11 suggère la présence de

minéraux hydratés résiduels dans la source tels que des amphiboles pargasites ou des micas phlogopites (Francis et Ludden, 1995). Le Rb et le K sont compatibles dans le phlogopite ($Kd_{\text{phlogopite/liquide}} \text{ Rb} \sim 6$ et $Kd_{\text{phlogopite/liquide}} \text{ K} \sim 4$) et incompatible ($Kd_{\text{amphibole/liquide}} \text{ Rb} \sim 0,3$) et moins compatible ($Kd_{\text{amphibole/liquide}} \text{ K} \sim 1$) dans la pargasite respectivement. Lors de la fusion du phlogopite, le rapport Rb/K diminuera au cours de la différenciation dans les liquides puisque le Rb est mieux retenu que le K ; ce sera l'inverse lors de la fusion de la pargasite. Les corrélations positives entre Rb/K et Rb (et entre Ce/K et K) observées sur la figure 5-4 permettent ainsi de révéler le rôle important joué par la pargasite en comparaison du phlogopite ; les liquides proviennent donc de la fusion d'une source métasomatisée contenant des amphiboles.

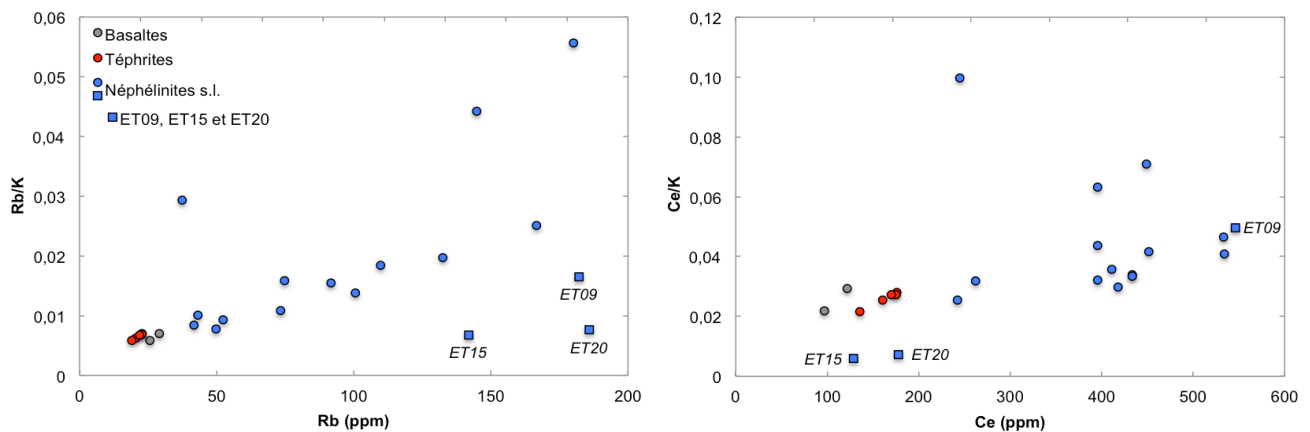


Figure 5-4 : Diagrammes Rb/K vs. Rb et Ce/K vs. Ce des vingt-quatre échantillons de cette étude.

Les clinopyroxènes présentent des coefficients de partage $Kd_{\text{clinopyroxène/liquide}}$ pour les terres rares plus forts que pour les olivines et orthopyroxènes et notamment pour les LREE ($[La]_{\text{clinopyroxène}} \sim 10*[La]_{\text{orthopyroxène}}$ et $[La]_{\text{orthopyroxène}} \sim 10*[La]_{\text{olivine}}$; Agranier et Lee, 2007 ; Ersoy *et al.*, 2010). Une source métasomatisée est ainsi susceptible de voir les concentrations en LREE augmenter dans ses clinopyroxènes par diffusion. Les fortes teneurs en LREE des laves de cette étude peuvent refléter la fusion d'une source aux clinopyroxènes enrichis.

La compatibilité des HREE avec le grenat ($Kd_{\text{grenat/liquide}} > 1$ à partir du Dy et jusqu'au Lu) amène une forte rétention de ces éléments dans cette phase minérale lors de la fusion. La fusion d'une source à grenat peut expliquer l'allure des spectres de l'ensemble des laves de cette étude avec un plus fort enrichissement en LREE par rapport aux HREE (Fig. 4-10). Les magmas néphélinitiques au sens large semblent, d'après la figure 5-5a, avoir été générés par un faible taux de fusion partielle, au delà de 1,5 GPa de pression ($\sim 40-50$ km de profondeur ; dans le champ de stabilité du grenat) pour les néphélinites à haüyne et autour de 1,5 GPa (dans la zone de transition spinelle-grenat) pour les autres néphélinites. Les magmas basaltiques et téphritiques ont également été extraits dans la zone de transition spinelle-grenat, tout comme les laves du Mt Cameroun, avec une plus forte participation du spinelle en ce qui concerne le Mt Cameroun d'après la figure 5-5b. La

répartition de ces échantillons dans la figure 5-5 suggère une fusion initiée dans le domaine de transition qui se prolonge dans le champ de stabilité du spinelle.

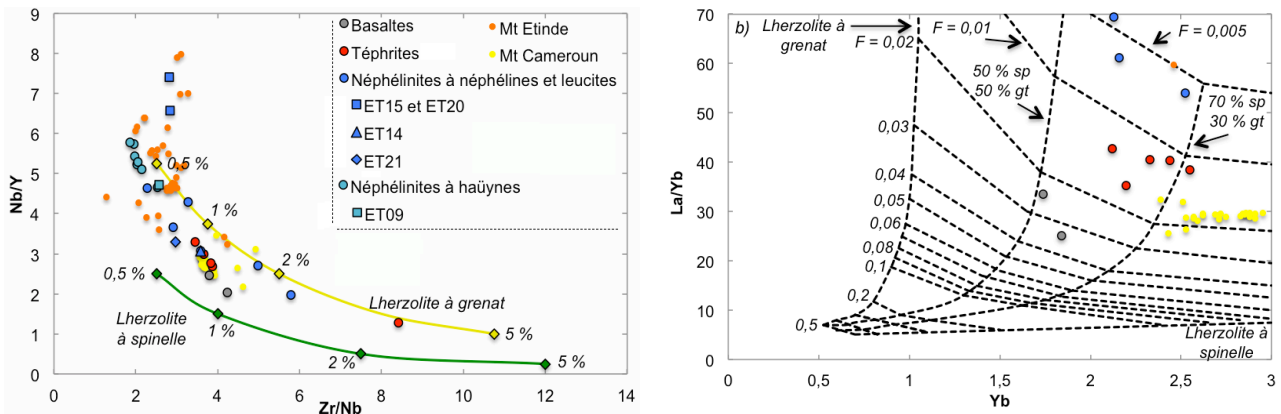


Figure 5-5 : a) Diagramme Nb/Y vs. Zr/ Nb avec courbes de mélange des lherzolites à spinelle et à grenat pour des taux de fusion partielle de 0,5 % et 5 % (Harangi, 2001). B) Diagramme La/Yb vs. Yb avec courbes de mélange entre les faciès à spinelle et à grenat pour différents taux de fusion partielle (Luhr *et al.*, 1995).

5.3.2.2. Hétérogénéité de la source

Les résultats obtenus en éléments majeurs et traces et en isotopes permettent de distinguer les basaltes, les téphrites et les néphélinites *s.l.* Les compositions isotopiques du Pb de ces trois groupes diffèrent : la quantité de Pb radiogénique augmente des basaltes vers les téphrites et des téphrites vers les néphélinites (Fig. 4-15). Ces variations ne peuvent être expliquées que par une différence de source puisque la contamination crustale des liquides est limitée (cf. paragraphe 5.3.1).

Les basaltes

Les basaltes du Mt Etinde, échantillonnés en place, ont les teneurs en SiO₂ les plus fortes et sont les moins enrichis en éléments incompatibles. Ceci peut être dû à une source moins enrichie (moins métasomatisée), ou des taux de fusion partielle supérieurs. Les rapports ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb et ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb sont inférieurs à ceux des laves du Mt Cameroun et des téphrites et néphélinites (Fig. 4-15 et Fig. 5-6), ce qui corrobore une différence de source.

Les téphrites

Les téphrites ont des compositions isotopiques en Pb semblables à celles des laves du Mt Cameroun (Fig. 5-6). De plus, la gamme de profondeurs sur laquelle s'étend la colonne de fusion est similaire avec des proportions de contribution spinelle/grenat semblables (Fig. 5-5). Sur la figure 5-6, les teneurs en Al₂O₃ et MgO en fonction de SiO₂ sont identiques bien que les téphrites de cette étude soient plus riches en éléments alcalins. Les spectres de terres rares des téphrites sont subparallèles à ceux des basaltes du Mt Cameroun (figure non représentée), mais avec des enrichissements légèrement supérieurs en LREE et inférieurs en HREE pour les téphrites, comme illustrée par les diagrammes [La] et [Yb] en fonction de [Th] de la figure 5-6. Les basaltes du Mt Cameroun présentent également une anomalie négative en K (figure non représentée) mais des rapports Rb/K et Ce/K constants. Il apparaît clair que la nature de la source de ces deux groupes

lithologiques est semblable mais le métasomatisme du manteau semble moins bien exprimé dans le cas du Mt Cameroun.

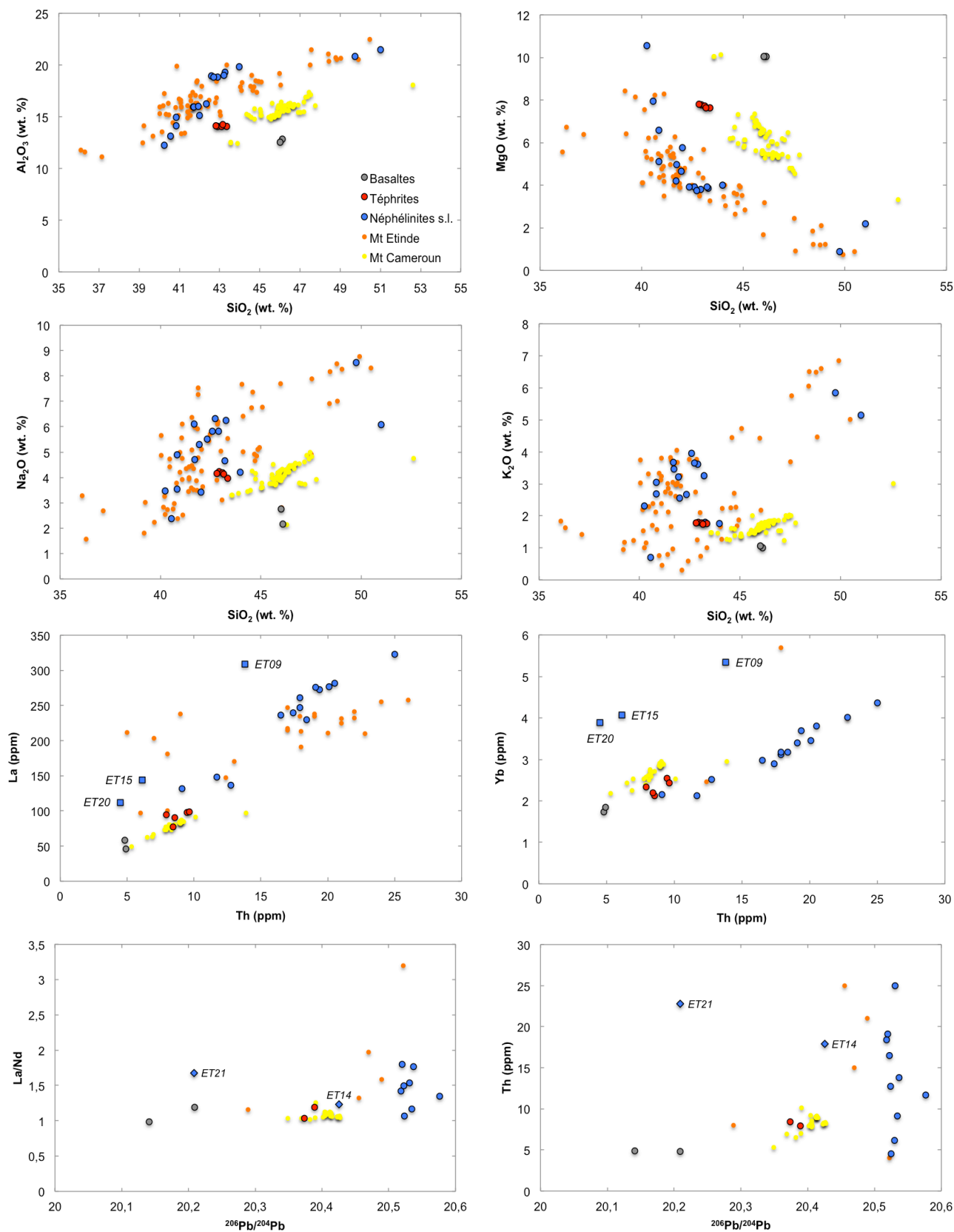


Figure 5-6 : Diagrammes d'éléments majeurs et traces comprenant les données des vingt-quatre échantillons de cette étude avec des données issues de la littérature concernant le Mt Etinde (Fitton, 1987 ; Mouafo, 1988 et Nkoumbou *et al.*, 1995) et le Mt Cameroun (Déruelle *et al.*, 2000 ; Suh *et al.*, 2003, Yokoyama *et al.*, 2007 ; Aka *et al.*, 2008 ; Suh *et al.*, 2008 et Tsafack *et al.*, 2009).

Les néphélinites s.l.

Le caractère alcalin des néphélinites est plus important avec des teneurs plus fortes en Na_2O et K_2O et des concentrations en éléments incompatibles bien supérieures. Le groupe décrit par les néphélinites s.l. présente des compositions isotopiques homogènes identiques aux données de Halliday *et al.* (1990) et intègre la série décrite dans la littérature (Nkoumbou, 1990 ; Nkoumbou *et al.*, 1995). Les spectres de terres rares présentent des gammes d'enrichissement en éléments incompatibles similaires mais de légères différences peuvent être observées dans le détail. Comme détecté grâce aux diagrammes Nb et Rb/Zr en fonction du Th (Fig. 4-13), les compositions en éléments traces des néphélinites à néphéline s.s. et à leucite et des néphélinites à hauÿne présentent des différences notables.

- D'une part, les spectres de terres rares des néphélinites à néphéline et leucite sont parallèles, ce qui peut s'expliquer par de la cristallisation fractionnée comme illustré sur la figure 5-7. Nous discuterons plus tard des deux exceptions ET14 et ET21.

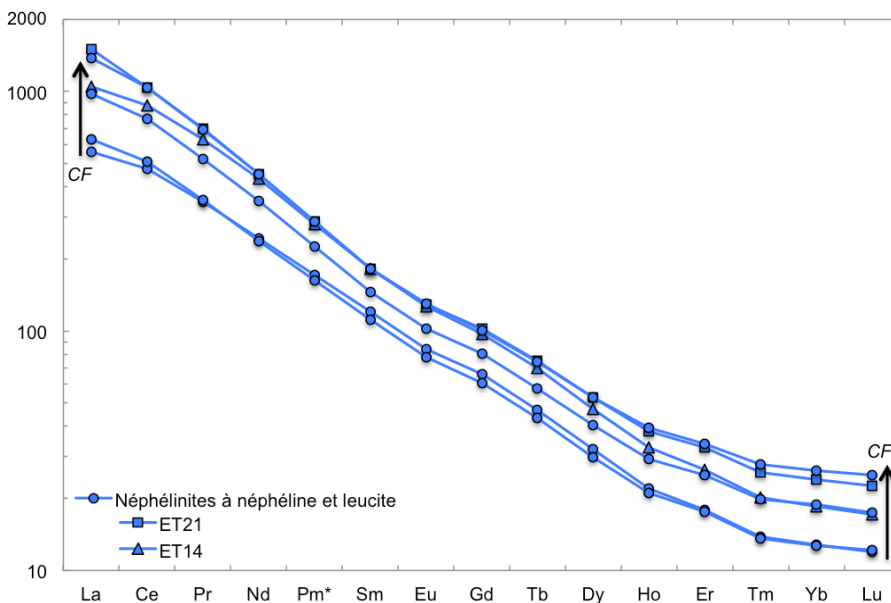


Figure 5-7 : Spectres de terres rares des néphélinites à néphéline et leucite (ET05, ET10, ET14, ET18, ET19, ET21). Ces échantillons semblent reliés par un processus de cristallisation fractionnée (CF). La zone de fusion des échantillons ET14 et ET21 est moins profonde que pour les autres échantillons. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat *et al.*, 2012.

- D'autre part, la figure 5-8 montre pour les néphélinites à hauÿne des teneurs en LREE élevées (La ~ 1200 fois la teneur chondritique) et homogènes mais des concentrations en HREE plus dispersées (de 16 à 30 fois la teneur dans les chondrites. La singularité de l'échantillon le plus riche en HREE (ET09) était déjà mise en évidence avec son spectre étendu (Fig. 4-11) et dans les diagrammes binaires des figures 4-12 et 4-13.

L'allure des spectres ne peut être expliquée par des processus « classiques » (dans une lignée saturée) de cristallisation fractionnée car les spectres ne sont pas parallèles. De même, on peut difficilement invoquer la fusion partielle à l'équilibre (*batch melting*) car pour un degré de fusion plus faible, les teneurs en LREE seraient plus fortes et les teneurs en HREE seraient homogènes. Une explication possible est une évolution en système ouvert avec extraction du magma primitif dans le champ de stabilité du grenat (rétention des HREE dans les grenats

résiduels) et sa ségrégation verticale à travers la porosité d'un manteau de plus en plus riche en spinelle. Ainsi, le rééquilibrage chimique des liquides magmatiques aux différentes profondeurs va tendre vers des concentrations plus importantes et plus homogènes en HREE lors de leur percolation dans le manteau à spinelle. De plus, on constate sur la figure 5-5 que les taux de fusion sont plus faibles et les profondeurs d'extraction sont plus fortes pour les néphélinites à haüyne que pour les néphélinites à néphéline et leucite. Cet effet est encore plus marqué dans le cas des néphélinites à haüyne les moins riches. L'échantillon ET09 a la « signature de grenat résiduel » la moins marquée des néphélinites à haüyne et semble dériver d'une source plus riche en HFSE (Nb, Zr et Hf ; Fig. 4-12 et 4-13).

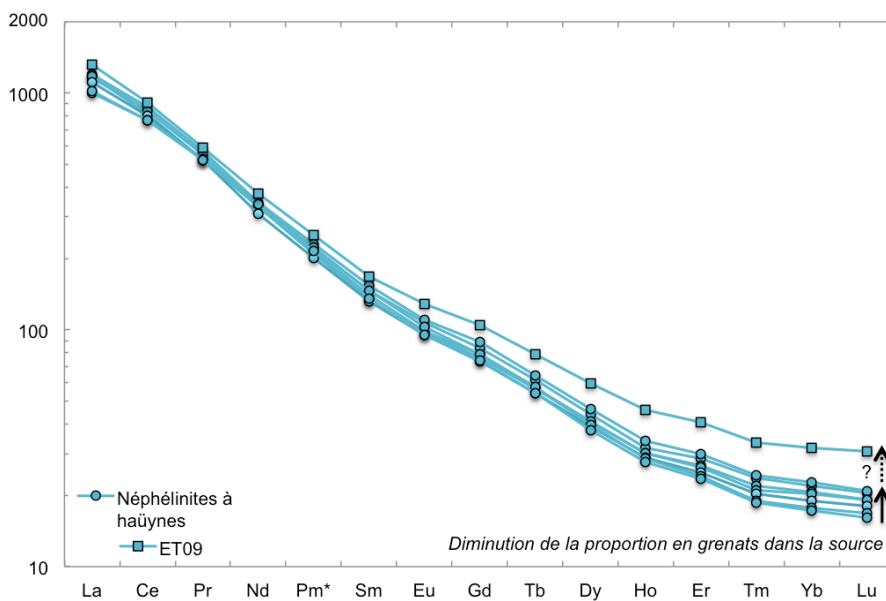


Figure 5-8 : Spectres de terres rares des néphélinites à haüyne (ET08, ET09, ET11, ET12, ET13, ET22, ET23, ET24). La proportion en grenat baisse suite à la prolongation de la fusion dans un domaine plus riche en spinelle. L'échantillon ET09 est difficile à lier aux autres néphélinites à haüyne de par ses fortes teneurs en éléments traces. Normalisation à la chondrite à partir de Barrat *et al.*, 2012.

- Les échantillons ET14 et ET21 présentent des compositions isotopiques en Pb semblables à celles des téphrites et des basaltes respectivement. La figure 5-5 suggère que ET14 ait été généré à la même profondeur et par un taux de fusion similaire à celui des téphrites. Elle indique également que la source de ET21 contient des proportions spinelle/grenat semblables à la source des basaltes. L'échantillon ET21 étant le plus riche en LREE de toutes les néphélinites *s.l.* (La = 352 ppm ; Fig. 5-7), il est possible qu'il soit dû à la fusion partielle d'une lithologie plus enrichie située à la même profondeur que la source des basaltes.
- Les échantillons ET15 et ET20, ainsi que les échantillons C1H (néphélinite à haüyne) et C1K (néphélinite à grenat) analysés par Nkoumbou *et al.*, (1995), ont des spectres de REE très différents avec une anomalie positive en Eu (Fig. 4-10). L'étude pétrographique effectuée a permis d'observer des grenats mélanites uniquement dans ces deux roches. Cette observation suggère une origine magmatique aux particularités observées pour ces échantillons et non un résultat d'altération, malgré une perte au feu élevée (LOI ET15 = 4,47 %; LOI ET20 = 9,65 %). Les anomalies positives en Eu peuvent être expliquées soit par l'assimilation de roches cumulatives à plagioclases, minéraux incorporant en grande quantité

l'Eu ($Kd_{\text{plagioclase/liquide}} \text{Eu} \sim 0,7$; McKenzie et O'Nions 1991), soit parce que les sources magmatiques étaient elles même porteuses d'anomalies positives en Eu comme c'est le cas de certaines pyroxénites (Kamgang *et al.*, 2013; Mougél *et al.*, in press).

5.3.3. Modèles de fusion partielle

Nous avons utilisé les déductions faites précédemment concernant la nature pétrologique des sources magmatiques pour proposer des modèles de fusion partielle à l'équilibre (*batch melting*). Les compositions des sources lherzolitiques ont été estimées pour différentes proportions de minéraux répertoriées dans le tableau 4. Pour différents taux de fusion partielle, nous avons calculé les compositions théoriques des magmas issus de la fusion de ces lherzolites en s'appuyant sur des compositions de minéraux et des coefficients de partage des éléments utilisés pour ce modèle pris dans la littérature. Les minéraux utilisés sont l'olivine et l'orthopyroxène (Agranier et Lee, 2007), le clinopyroxène et le grenat (Lee *et al.*, 1996), l'amphibole (Chazot *et al.*, 1996) et le spinelle et l'apatite (Raffone *et al.*, 2009) (Tableau 4).

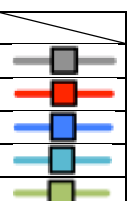





Echantillon		Pétrologie des sources							Taux FP
		Ol ^a	Opx ^a	Cpx ^b	Amph ^b	Sp ^b	Gr ^a	Ap ^b	
ET07		50	19	17	5	3	6	-	3 %
ET03		50	19	11	7,5	3	9,5	-	2 %
ET18		50	14	10	15	1	10	-	2 %
ET11		45	10	10	25	0	10	-	0,5 %
ET15		-	20	67	10	1,5	0,5	1	30 %

Tableau 4 : Compositions modales théoriques des roches de départ à l'origine des modèles de fusion partielle. Pour chaque échantillon le moins enrichi de chaque groupe lithologique (ET07, ET03, ET18 et ET11) ainsi que pour ET15 correspond une roche de départ dont les proportions en minéraux sont indiquées ci-dessus. Les coefficients de partage utilisés proviennent des études de : ^a Ersoy *et al.*, 2010 ; ^b Chazot *et al.*, 1996. Les taux de fusion partielle indiqués permettent la modélisation de magmas théoriques des figures 5-9 et 5-10.

Sur la figure 5-9, les résultats des modèles permettent de confirmer trois hypothèses :

1 - Pour que les modèles concordent, la proportion en spinelle doit être plus faible pour les néphélinites *s.l.* et augmenter au détriment du grenat pour les téphrites et basaltes.

2 - Les taux de fusion partielle sont les plus forts pour les basaltes et les plus faibles pour les néphélinites *s.l.*

3 - Une baisse du taux de fusion partielle n'explique pas seule le fort enrichissement en LREE.

Les calculs ont nécessité d'une part l'utilisation de minéraux riches en REE, d'autre part la modification des proportions des minéraux avec notamment une augmentation de la quantité d'amphibole. Une augmentation d'amphibole signifie une source plus riche en minéraux hydroxylés et donc un métasomatisme plus important. La figure 5-9 présente les modèles les plus réalistes obtenus pour chaque groupe lithologique et avec les paramètres indiqués dans le tableau 4. Les modèles pour les téphrites (ET03) et les néphélinites à néphéline et leucite (ET18) ont été calculés avec un même taux de fusion partielle et les différences de compositions des liquides ont été obtenues simplement en modifiant les proportions d'amphibole (enrichissement en LREE) et de

grenat (HREE) (Tableau 4). Les néphélinites sont les magmas les plus sous-saturés de cette étude. Par rapport aux basaltes et téphrites, ils peuvent avoir été générés plus profondément par un plus faible taux de fusion partielle d'une source plus fortement métasomatisée.

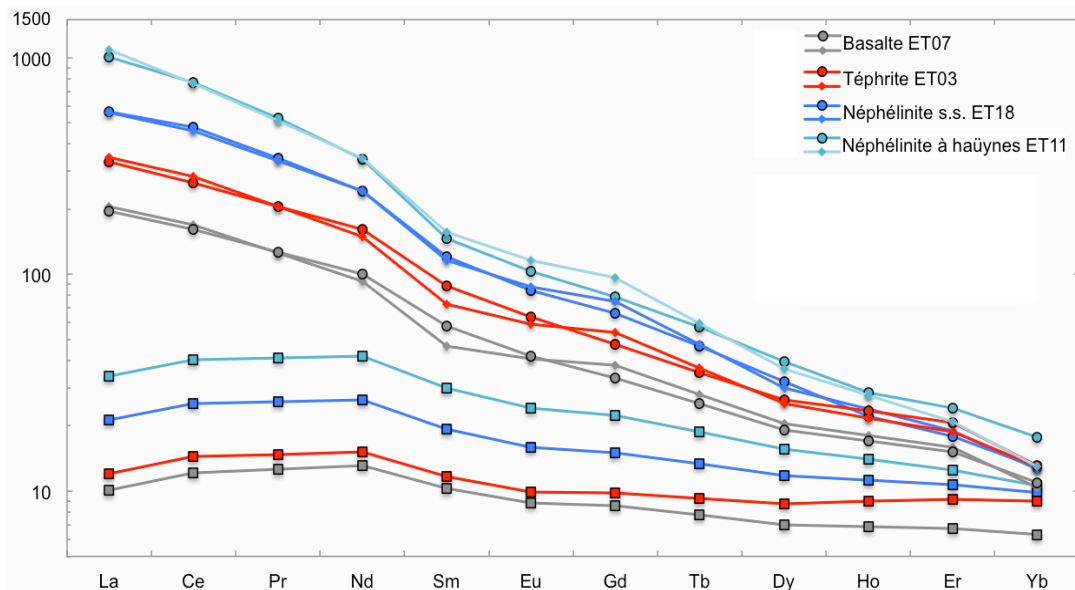


Figure 5-9 : Modèle de fusion partielle de différentes sources lherzolitiques. Les roches de départ sont ici représentées par un carré de la même couleur que l'échantillon associé. Leur composition modale figure dans le tableau 4. Les ronds représentent les données de cette étude tandis que les losanges sont les magmas théoriques calculés après fusion de chaque roche de départ associée. Les paramètres définis par la modélisation sont dans le tableau 4. Ces compositions mesurées et théoriques sont normalisées à la chondrite (Barrat *et al.*, 2012).

Les compositions des deux échantillons ET15 et ET20 ne peuvent pas être reproduites dans les modèles à partir d'une source lherzolitique. La figure 5-10 montre qu'en revanche, des gammes d'enrichissement du même ordre peuvent être modélisées par une fusion importante d'une source pyroxénitique à amphibole. Les modèles calculés ont montré que l'ajout d'une faible quantité d'apatite dans la source permet l'apparition d'une anomalie positive en Eu dans les modèles. La présence de clinopyroxènes riches en LREE, d'amphiboles et d'apatites dans la source ainsi que les anomalies positives en LILE (Ba et Sr) remarquées dans la figure 4-11 peuvent marquer un métasomatisme carbonatitique (Ionov *et al.*, 1996), déjà suggéré par Nkoumbou *et al.*, (1995) et Marzoli *et al.*, (2000).

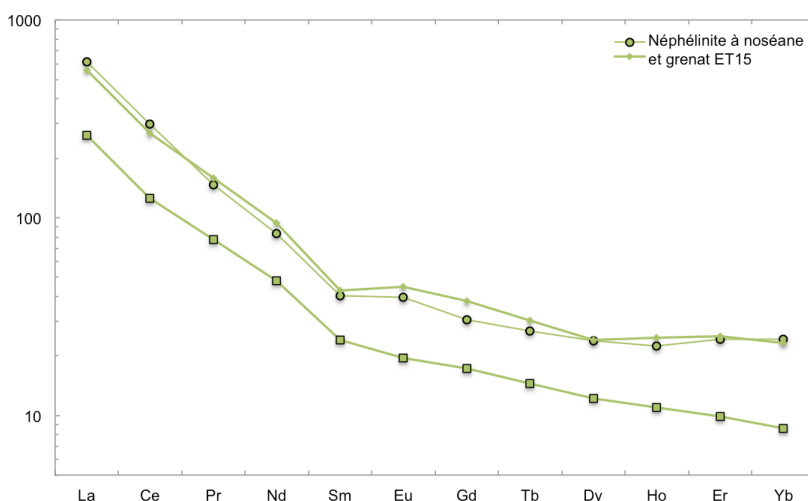


Figure 5-10 : Modèle de fusion partielle d'une source pyroxénitique. La composition modale de la roche de départ figure dans le tableau 4 ainsi que les paramètres définis par la modélisation. Les figurés sont les mêmes que pour la figure 5-9. Ces compositions ont été normalisées à la chondrite de Barrat *et al.*, 2012.

5.3.4. Rôles du manteau lithosphérique et du panache mantellique de Sainte-Hélène

La limite lithosphère-asthénosphère se situe entre 80 et 120 km de profondeur sous la ligne du Cameroun (Poudjom Djomani *et al.*, 1997). L'implication de spinelle et de grenat dans la formation des magmas (autour de la transition à 1,5 GPa) indique une fusion du manteau lithosphérique subcontinental plutôt que du manteau asthénosphérique. De plus, l'étude de xénolites récoltés le long de la CVL fait état de lithologies à l'équilibre avec des températures régnant de 25-30 km (lherzolites à spinelle) à 70 km (lherzolites à grenat) de profondeur (thermomètres basés sur la distribution du Fe-Mg entre les pyroxènes et entre les grenats et clinopyroxènes et de Ca, Al, Cr et Na entre pyroxènes et spinelles ; Lee *et al.*, 1996 et Matsukage et Oya, 2010). La diversité de composition chimique et minéralogique de ces xénolites (lherzolites à spinelle avec ou sans pargasite, harzburgites, webstérites, wehrlites, webstérites et clinopyroxénites ; Wandji *et al.*, 2009) indique l'hétérogénéité pétrologique du manteau lithosphérique sous la CVL. Ceci concorde avec les données de cette étude qui reflètent la variété géochimique sous les Monts Etinde et Cameroun.

Les résultats présentés permettent de déduire qu'un manteau asthénosphérique de type HIMU, comme pour les laves de Ste-Hélène, n'est pas la source des magmas. Ce matériel peut cependant être impliqué par le manteau lithosphérique selon trois schémas :

1 - Des magmas issus de la fusion du point chaud de Ste-Hélène cristallisent dans le manteau lithosphérique local lors du passage du panache pour former des veines métasomatiques aux compositions isotopiques riches en Pb radiogénique. La signature HIMU de cette contamination est cependant diluée par le mélange panache/lithosphère. Les compositions isotopiques des laves de cette étude peuvent être expliquées par un mélange ternaire (cf. paragraphe 4.4.). Un mélange comprenant du matériel du point chaud de Ste-Hélène tendrait vers le pôle HIMU. Les alignements des diagrammes figures 4-14, 5-2 et 5-3 indiquent plutôt le pôle FOZO et un pôle enrichis inconnu, ce qui permet d'écarter cette hypothèse.

2 - Le point chaud de Ste-Hélène contribue, une nouvelle fois par la cristallisation de magmas dans le manteau lithosphérique, mais ce panache mantellique est hétérogène, comme c'est le cas à Hawaii (Blichert-Toft *et al.*, 2003) et à La Réunion (Bosch *et al.*, 2008). Les magmas sont issus de la fusion d'une zone du panache qui n'est plus échantillonnée aujourd'hui par les magmas de Ste-Hélène puisqu'elle n'y a pas été observée. Cette hypothèse peut également expliquer le décalage des volcans de la LCO (Mt Etinde, Mt Cameroun) avec l'ensemble de la CVL en invoquant une hétérogénéité du panache n'ayant fondu que dans ce secteur, d'autant que des zones hétérogènes, même de petite taille (Mougel *et al.*, in press), peuvent exister dans le manteau terrestre. L'absence de preuve évidente de l'existence d'hétérogénéités dans ce panache rend cette hypothèse peu probable.

3 - Les magmas du panache de Ste-Hélène n'ont pas contaminé le manteau lithosphérique. Lorsque celui-ci fond pour former les magmas à l'origine de la CVL, la signature HIMU ne s'y retrouve donc pas. Cela signifie que le manteau lithosphérique ancien est source du magmatisme. Celui-ci est âgé du précambrien pour le plus vieux (craton du Congo) à 600 Ma pour le plus récent (orogénèse panafricaine) (cf. paragraphe 2.1.1.). Les fortes teneurs des laves en éléments traces les plus incompatibles sont le reflet d'une refertilisation du manteau par la percolation de fluides métasomatiques, liés aux différentes orogénèses qui ont formé ces terrains anciens. Les magmas formés à plus grande profondeur reflètent la fusion d'une source contenant du Pb plus radiogénique et de plus fortes proportions en minéraux hydratés tels que la pargasite, comme indiqué par les rapport K/Rb et Ce/K de la figure 5-4 (cf. paragraphe 5.3.2.1.).

L'essentiel de la variabilité des compositions isotopiques (composante principale 1 ; cf paragraphe 4.4.) peut être expliqué par le mélange du pôle FOZO (ou C) et d'un pôle enrichi qui reflète certainement le manteau lithosphérique local. Les fortes teneurs en LILE (Rb, Ba, Sr) et en U et Th vont dans le sens de cette hypothèse. Ce type de mélange entre le pôle C et un pôle à affinité crustale (ici le manteau lithosphérique) est également évoqué pour le volcanisme d'Italie (Cadoux *et al.*, 2007) et d'Islande (Blichert-Toft *et al.*, 2005). Dans ces deux études le composant C proviendrait du manteau inférieur. Dans le cas de la ligne du Cameroun, nous proposons que le pôle C reflète le manteau supérieur sublithosphérique. Cette partie du manteau asthénosphérique présente une anomalie thermique (forte température) sous la CVL jusqu'à au moins 300 km de profondeur. Une origine à 660 km n'est pas exclue (Reusch *et al.*, 2010).

Cette hypothèse est la plus à même de rendre compte de l'ensemble des données géochimiques obtenues sur les roches du Mt Etinde.

Chapitre 6 : Conclusion et perspectives

La grande diversité minéralogique des laves du Mont Etinde en fait l'un des volcans présentant le plus de faciès pétrologiques différents de la CVL. Les nouvelles données acquises dans le cadre de ce stage de Master 2 ont permis de mettre en évidence une importante hétérogénéité de la source à l'origine de cette grande variabilité.

Bien qu'ayant des compositions isotopiques en Pb extrêmement radiogéniques, les roches volcaniques de la CVL ne dérivent pas directement de la fusion d'un manteau de type HIMU. Le rôle du point chaud de Ste-Hélène reste indéterminé. La fusion du manteau lithosphérique et de veines métasomatiques associées au passage du point chaud de Ste-Hélène peut expliquer les compositions des laves si le panache est hétérogène. Cependant, en l'absence d'évidence claire de sa contribution, l'hypothèse d'une non participation de ce point chaud est privilégiée.

La stratification géochimique de ce manteau lithosphérique sous ce secteur de la limite continent/océan permet d'expliquer le magmatisme de la CVL à partir de la fusion d'un manteau lithosphérique ancien et hétérogène et ayant subi un ou plusieurs épisodes métasomatiques. Le degré de ce métasomatisme est plus fort à la base de la lithosphère et diminue à plus faible profondeur. Les différentes gammes d'enrichissement observées dans les laves sont contrôlées par deux principaux facteurs : un *faible taux de fusion partielle* et une *source fortement métasomatisée* (quantité plus fortes de minéraux hydratés) favorisent un fort degré de sous-saturation des magmas et leur important enrichissement en éléments traces incompatibles.

Cette étude a permis la mise en évidence d'une zonation géochimique du manteau lithosphérique avec l'extraction des magmas les plus riches en éléments traces incompatibles aux plus fortes profondeurs. La datation des échantillons étudiés permettrait de déterminer si les magmas résultent d'une fusion généralisée au même moment de la colonne mantellique ou si la nature pétrologique des laves dépend d'une évolution dans le temps de la zone de fusion. Le rôle de fluides carbonatés a été évoqué mais l'étude de xénolites mantelliques remontés par l'émission des magmas du Mt Etinde - évoqués mais non étudiés par Nkoumbou *et al.* (1995) - permettrait de mieux définir la nature des fluides métasomatiques et d'établir une comparaison avec les autres roches profondes récoltées le long de la CVL.

Bibliographie

- Agranier, A., & Lee, C. T. A. (2007). Quantifying trace element disequilibria in mantle xenoliths and abyssal peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1), 290-298.
- Aka, F. T., Nagao, K., Kusakabe, M., Sumino, H., Tanyileke, G., Ateba, B., & Hell, J. (2004). Symmetrical helium isotope distribution on the Cameroon volcanic line, West Africa. *Chemical geology*, 203(3), 205-223.
- Aka, F. T., Yokoyama, T., Kusakabe, M., Nakamura, E., Tanyileke, G., Ateba, B., ... & Hell, J. (2008). U-series dating of Lake Nyos maar basalts, Cameroon (West Africa): Implications for potential hazards on the Lake Nyos dam. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(2), 212-224.
- Albarede, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., & Nelson, B. (2004). Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(12), 2725-2744.
- Antobreh, A. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., & Planke, S. (2009). Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Marine and petroleum geology*, 26(3), 345-368.
- Ballentine, C. J., Lee, D. C., & Halliday, A. N. (1997). Hafnium isotopic studies of the Cameroon line and new HIMU paradoxes. *Chemical Geology*, 139(1), 111-124.
- Barrat, J.A., Zanda B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C., Bayon, G., (2012) - Geochemistry of CI chondrites : Major and trace elements, and Cu and Zn Isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 83, 79–92
- Baudin, P. (1991). *Le magmatisme mésozoïque à cénozoïque du fossé de la Bénoué (Nigeria). Géochronologie, pétrogenèse, cadre géodynamique* (Doctoral dissertation). Thèse : Université d'Aix-Marseille 3, France, 150 pp.
- Blichert-Toft, J. (2001). On the Lu-Hf Isotope Geochemistry of Silicate Rocks. *Geostandards Newsletter*, 25(1), 41-56.
- Blichert-Toft, J., & Albarède, F. (1997). The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1), 243-258.
- Blichert-Toft, J., Weis, D., Maerschalk, C., Agranier, A., & Albarède, F. (2003). Hawaiian hot spot dynamics as inferred from the Hf and Pb isotope evolution of Mauna Kea volcano. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(2).
- Blichert-Toft, J., Agranier, A., Andres, M., Kingsley, R., Schilling, J. G., & Albarède, F. (2005). Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge–hot spot interaction in the North Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(1).
- Bosch, D., Blichert-Toft, J., Moynier, F., Nelson, B. K., Telouk, P., Gillot, P. Y., & Albarède, F. (2008). Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Réunion volcanoes (Indian Ocean): A tale of two small-scale mantle “blobs”? *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3), 748-765.
- Cadoux, A., Blichert-Toft, J., Pinti, D. L., & Albarède, F. (2007). A unique lower mantle source for Southern Italy volcanics. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3), 227-238.
- Chaffey, D. J., Cliff, R. A., & Wilson, B. M. (1989). Characterization of the St Helena magma source. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 257-276.
- Chase, C. G. (1981). Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 277-284.

- Chazot, G., Menzies, M. A., & Harte, B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(3), 423-437.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., ... & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1), 115-138.
- Dallmeyer, R. D., & Lécorché, J. P. (Eds.). (1991). Introduction. In *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives* (pp. 3-5). Springer Berlin Heidelberg.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1966). An introduction to the rock-forming minerals. *London : Longman*. pp. 25-30 ; 132-135
- Déruelle, B., Bardintzeff, J. M., Chemin  e, J. L., Ngounouno, I., Lissom, J., Nkoumbou, C., ... & Nkouathio, D. G. (2000). Eruptions simultan  es de basalte alcalin et de hawaiiite au mont Cameroun (28 mars–17 avril 1999). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(8), 525-531.
- Déruelle, B., Ngounouno, I., & Demaiffe, D. (2007). The ‘Cameroon Hot Line’(CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(9), 589-600.
- Dietz, R. S., & Holden, J. C. (1970). Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present. *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4939-4956.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C., & Palmer, M. R. (2010). Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in Western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in post-collisional settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1), 112-128.
- Fairhead, J. D. (1988). Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: The role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, 155(1), 181-191.
- Fairhead, J. D., & Binks, R. M. (1991). Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. *Tectonophysics*, 187(1), 191-203.
- Farley, K. A., Natland, J. H., & Craig, H. (1992). Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth and planetary science letters*, 111(1), 183-199.
- Fitton, J. G. (1980). The Benue trough and Cameroon line—a migrating rift system in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 51(1), 132-138.
- Fitton, J. G. (1987). The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1), 273-291.
- Fitton, J. G., & Dunlop, H. M. (1985). The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(1), 23-38.
- Francis, D., & Ludden, J. (1995). The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the northern Canadian Cordillera. *Journal of Petrology*, 36(5), 1171-1191.
- Gast, P. W. (1968). The isotopic composition of lead from St. Helena and Ascension Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 353-359.
- Graham, D. W., Humphris, S. E., Jenkins, W. J., & Kurz, M. D. (1992). Helium isotope geochemistry of some volcanic rocks from Saint Helena. *Earth and planetary science letters*, 110(1), 121-131.

- Grant, N. K., Powell, J. L., Burkholder, F. R., Walther, J. V., & Coleman, M. L. (1976). The isotopic composition of strontium and oxygen in lavas from St. Helena, South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(2), 209-223.
- Halliday, A. N., Dickin, A. P., Fallick, A. E., & Fitton, J. G. (1988). Mantle dynamics: a Nd, Sr, Pb and O isotopic study of the Cameroon line volcanic chain. *Journal of Petrology*, 29(1), 181-211.
- Halliday, A. N., Davidson, J. P., Holden, P., DeWolf, C., Lee, D. C., & Fitton, J. G. (1990). Trace-element fractionation in plumes and the origin of HIMU mantle beneath the. *Nature*, 347, 11.
- Hanan, B. B., & Graham, D. W. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272(5264), 991-995.
- Hanyu, T., Kawabata, H., Tatsumi, Y., Kimura, J. I., Hyodo, H., Sato, K., ... & Nakai, S. I. (2014). Isotope evolution in the HIMU reservoir beneath St. Helena: Implications for the mantle recycling of U and Th. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Harangi, S. 2001. Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone- a model for melt generation in a complex geodynamic setting. *Acta Vulcanologica*, 13, 25-39.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., & Whitehead, J. A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256(5056), 517-520.
- Hawkesworth, C., Kelley, S., Turner, S., Le Roex, A., & Storey, B. (1999). Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 239-261.
- Heine, C., & Brune, S. (2014). Oblique rifting of the Equatorial Atlantic: Why there is no Saharan Atlantic Ocean. *Geology*, G35082-1.
- Hofmann, A. W., & White, W. M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2), 421-436.
- Ionov, D. A., O'Reilly, S. Y., Genshaft, Y. S., & Kopylova, M. G. (1996). Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125(4), 375-392.
- Jones, E. J. W. (1987). Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea. *Geology*, 15(6), 533-536.
- Kamgang, P., Chazot, G., Njonfang, E., Ngongang, N. B. T., & Tchoua, F. M. (2013). Mantle sources and magma evolution beneath the Cameroon Volcanic Line: Geochemistry of mafic rocks from the Bamenda Mountains (NW Cameroon). *Gondwana Research*, 24(2), 727-741.
- Lee, D. C., Halliday, A. N., Fitton, J. G., & Poli, G. (1994). Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line: evidence for a mantle plume origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 123(1), 119-138.
- Lee, D. C., Halliday, A. N., Davies, G. R., Essene, E. J., Fitton, J. G., & Temdjim, R. (1996). Melt enrichment of shallow depleted mantle: a detailed petrological, trace element and isotopic study of mantle-derived xenoliths and megacrysts from the Cameroon Line. *Journal of Petrology*, 37(2), 415-441.
- Li, Z. X. A., & Lee, C. T. A. (2006). Geochemical investigation of serpentized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: Implications for the recycling rate of water by subduction. *Chemical Geology*, 235(1), 161-185.
- Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J., & Housh, T. B. (1995). San Quintín volcanic field, Baja California Norte, México: geology, petrology, and geochemistry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 100(B6), 10353-10380.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Francesca, C., Bellieni, G., Melfi, A. J., ... & N'ni, J. (1999). Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and

- Ngaoundere): 40Ar-39Ar dates, petrology, Sr-Nd-O isotopes and their petrogenetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3), 133-150.
- Marzoli, A., Piccirillo, E. M., Renne, P. R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J. B., & Tongwa, A. T. (2000). The Cameroon Volcanic Line revisited: petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 41(1), 87-109.
- Masclé, J., & Blarez, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. *Nature*, 326(6111), 378-381.
- Matsukage, K. N., & Oya, M. (2010). Petrological and chemical variability of peridotite xenoliths from the Cameroon volcanic line, West Africa: an evidence for plume emplacement. *Journal of mineralogical and petrological sciences*, 105(2), 57-69.
- McKenzie, D. A. N., & O'nions, R. K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021-1091.
- Milelli, L., Fourel, L., & Jaupart, C. (2012). A lithospheric instability origin for the Cameroon Volcanic Line. *Earth and Planetary Science Letters*, 335, 80-87.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Mouafo, L. (1988). *Contribution à l'étude minéralogique du Mont Etinde : une exemple de série hyperalcaline fortement sous-saturée*. Thèse, Université de Yaoundé, Cameroun, 169 pp.
- Mougel, B., Agranier, A., Hémond & H., Gente, P. (In press). A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise. *Nature Comm.*
- Moynier, F., Agranier, A., Hezel, D. C., & Bouvier, A. (2010). Sr stable isotope composition of Earth, the Moon, Mars, Vesta and meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(3), 359-366.
- Ngako, V., Njonfang, E., & Nnange, J. M. (2006). The North–South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger–Nigeria to Cameroon: complex interaction between hotspots and Precambrian faults. *Journal of African Earth Sciences*, 45(3), 241-256.
- Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V., & Tchoua, F. M. (2011). Cameroon Line alkaline magmatism (central Africa): A reappraisal. *The Geological Society of America Special Paper*, 478, 173-192.
- Nkoumbou, C. (1990). *1. Etude Géologique des Monts Roumpi : un ensemble plutonique et volcanique de la « Ligne du Cameroun ». 2. Données pétrologiques sur les néphélinites du Mont Etinde (Cameroun)*. Thèse, Université de Nancy I, France, 355 pp.
- Nkoumbou, C., Déruelle, B., & Velde, D. (1995). Petrology of Mt Etinde nephelinite series. *Journal of Petrology*, 36(2), 373-395.
- Oversby, V. M., & Gast, P. W. (1970). Isotopic composition of lead from oceanic islands. *Journal of Geophysical Research*, 75(11), 2097-2114.
- Poudjom Djomani, Y. H., Diament, M., & Wilson, M. (1997). Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics*, 273(3), 317-327.
- Raffone, N., Chazot, G., Pin, C., Vannucci, R., & Zanetti, A. (2009). Metasomatism in the lithospheric mantle beneath Middle Atlas (Morocco) and the origin of Fe- and Mg-rich wehrlites. *Journal of Petrology*, 50(2), 197-249.
- Rankenburg, K., Lassiter, J. C., & Brey, G. (2005). The role of continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Cameroon volcanic line lavas: constraints from isotopic variations in lavas and megacrysts from the Biu and Jos Plateaux. *Journal of Petrology*, 46(1), 169-190.

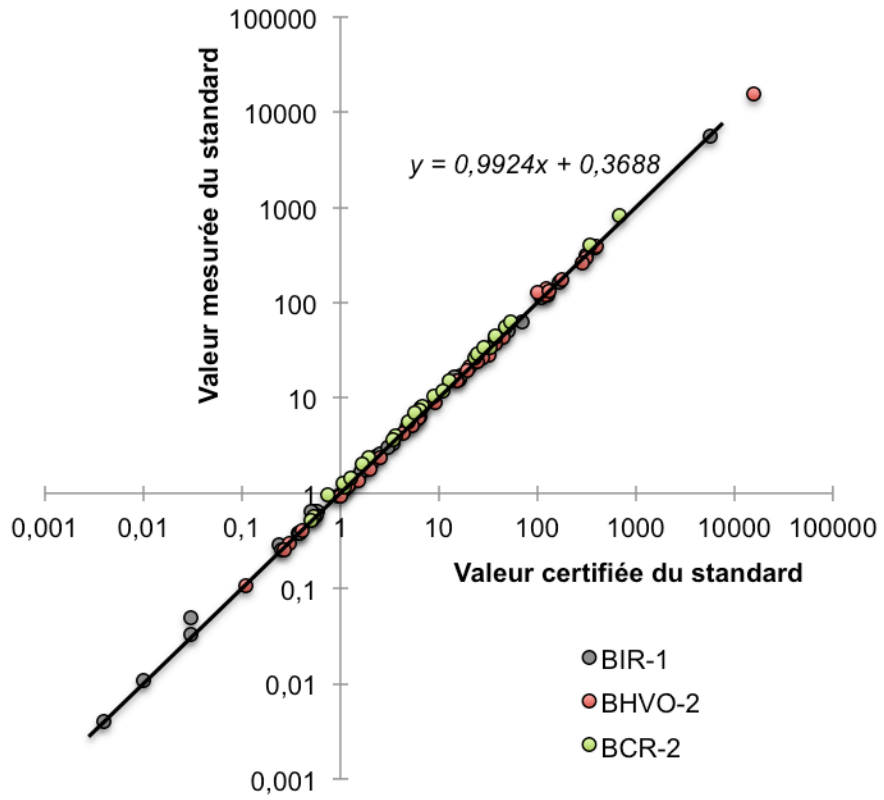
- Reusch, A. M., Nyblade, A. A., Wiens, D. A., Shore, P. J., Ateba, B., Tabod, C. T., & Nnange, J. M. (2010). Upper mantle structure beneath Cameroon from body wave tomography and the origin of the Cameroon Volcanic Line. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(10).
- Russell, W. A., Papanastassiou, D. A., & Tombrello, T. A. (1978). Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1075-1090.
- Sahabi, M., Aslanian, D., & Olivet, J. L. (2004). A new starting point for the history of the central Atlantic. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12), 1041-1052.
- Stracke, A., Hofmann, A. W., & Hart, S. R. (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, geophysics, geosystems.*, 6, Q05007, doi:10.1029/2004GC000824.
- Suh, C. E., Ayonghe, S. N., Sparks, R. S. J., Annen, C., Fitton, J. G., Nana, R., & Luckman, A. (2003). The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: eruption behaviour and petrochemistry of lava. *Bulletin of Volcanology*, 65(4), 267-281.
- Suh, C. E., Luhr, J. F., & Njome, M. S. (2008). Olivine-hosted glass inclusions from Scoriae erupted in 1954–2000 at Mount Cameroon volcano, West Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169(1), 1-33.
- Sun, S. S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 297(1431), 409-445.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Trompette, R. (1997). Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82(1), 101-112.
- Tsafack, J. P. (2009). *Volcanisme plio-quadernaire du Mont Cameroun: pétrologie, minéralogie, géochimie isotopique, géochronologie et évolution de la bordure côtière* (Doctoral dissertation, Ph. D. Thèse Doctorat, Université de Yaoundé I, Cameroun).
- Van Hinsbergen, D. J., Buitter, S. J., Torsvik, T. H., Gaina, C., & Webb, S. J. (2011). The formation and evolution of Africa from the Archaean to Present : introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 357(1), 1-8.
- Vicat, J. P., Pouclet, A., Bellion, Y., & Doumngang, J. C. (2002). Les rhyolites hyperalcalines (pantellérites) du lac Tchad. Composition et signification tectonomagmatique. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(12), 885-891.
- Wandji, P., Tsafack, J. P. F., Bardintzeff, J. M., Nkouathio, D. G., Dongmo, A. K., Bellon, H., & Guillou, H. (2009). Xenoliths of dunites, wehrlites and clinopyroxenites in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications. *Mineralogy and Petrology*, 96(1-2), 81-98.
- White, W. M., & Hofmann, A. W. (1982). Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296, 821-825.
- White, W. M., Albarède, F., & Télouk, P. (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 167(3), 257-270.
- Yokoyama, T., Kusakabe, M., & Nakamura, E. (2007). Plume–lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: Constraints from ^{238}U – ^{230}Th – ^{226}Ra and Sr–Nd–Pb isotope systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(7), 1835-1854.
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 493-571.

Annexe 1: Comparaisons des compositions en éléments traces mesurées pour les standards avec les valeurs certifiées.

Standard	BHVO-2 ^a			BIR-1 ^b			BCR-2 ^c		
	Certifié	Mesuré	Ecart	Certifié	Mesuré	Ecart	Certifié	Mesuré	Ecart
p.p.m.									
Li	4,70	4,97	-0,27	3,40	3,31	0,09	9,00	10,50	-1,50
Be	1,10	1,10	0,00		0,16			3,15	
Sc	32,30	27,90	4,40	44,00	44,80	-0,80	33,00	34,10	-1,10
Ti	15621,00	15690,00	-69,00	5755,00	5711,00	44,00		15360,00	
V	317,00	298,00	19,00	313,00	318,00	-5,00		476,00	
Cr	285,00	265,00	20,00	382,00	386,00	-4,00		61,60	
Co	45,00	43,30	1,70	51,00	51,40	-0,40	37,00	43,20	-6,20
Ni	121,00	121,00	0,00	166,00	166,00	0,00		17,00	
Cu	123,00	140,00	-17,00	126,00	122,00	4,00		31,00	
Zn	101,00	127,00	-26,00	71,00	62,30	8,70		157,00	
Ga	20,60	21,50	-0,90	16,00	15,70	0,30	23,00	26,70	-3,70
Rb	9,08	9,07	0,01	0,24	0,29	-0,05	46,90	55,30	-8,40
Sr	396,00	393,00	3,00	110,00	113,00	-3,00	340,00	402,00	-62,00
Y	28,00	26,70	1,30	16,50	17,00	-0,50	37,00	45,00	-8,00
Zr	178,00	177,00	1,00	14,50	16,70	-2,20		229,00	
Nb	19,30	19,30	0,00	0,55	0,64	-0,09	12,60	15,30	-2,70
Cs	0,11	0,11	0,00	0,01	0,02	-0,01	1,10	1,15	-0,05
Ba	131,00	131,00	0,00	6,40	6,41	-0,01	677,00	826,00	-149,00
La	15,20	15,20	0,00	0,58	0,64	-0,06	24,90	28,90	-4,00
Ce	37,50	37,50	0,00	1,85	2,03	-0,18	52,90	63,90	-11,00
Pr	5,31	5,31	0,00	0,37	0,38	-0,01	6,70	8,00	-1,30
Nd	24,50	24,50	0,00	2,35	2,46	-0,11	28,70	34,20	-5,50
Sm	6,07	6,04	0,03	1,10	1,13	-0,03	6,58	7,90	-1,32
Eu	2,07	2,05	0,02	0,52	0,54	-0,02	1,96	2,39	-0,43
Tb	0,94	0,94	0,00	0,38	0,38	0,00	1,07	1,28	-0,21
Gd	6,24	6,17	0,07	1,97	2,02	-0,05	6,75	8,18	-1,43
Dy	5,31	5,12	0,19	2,50	2,60	-0,10	6,41	7,35	-0,94
Ho	0,99	0,94	0,05	0,57	0,59	-0,02	1,28	1,46	-0,18
Er	2,54	2,39	0,15	1,70	1,75	-0,05	3,66	4,06	-0,40
Tm	0,30	0,30	0,00		0,26		0,54	0,57	-0,02
Yb	2,00	1,81	0,19	1,60	1,66	-0,06	3,38	3,62	-0,24
Lu	0,27	0,25	0,02	0,25	0,25	0,00	0,50	0,52	-0,02
Hf	4,28	4,22	0,06	0,51	0,64	-0,13	4,90	5,62	-0,72
Ta	1,24	1,24	0,00	0,03	0,05	-0,02	0,74	0,97	-0,23
Pb	1,51	1,35	0,16	3,00	3,02	-0,02	11,00	11,70	-0,70
Th	1,21	1,21	0,00	0,03	0,03	0,00	5,70	7,10	-1,40
U	0,41	0,41	0,00	0,01	0,01	0,00	1,69	2,01	-0,32

^a Valeur certifiée BHVO-2 Barrat et al., 2007 ; ^b Valeur certifiée BIR-1 Eggins et al., 1997 ; ^c Valeur certifiée BCR-2 tirée d'une compilation GeoReM

Annexe 1 suite



Comparaison des valeurs certifiées et des valeurs mesurées des standards BHVO-2, BIR-1 et BCR-2.

Annexe 2 : Tableau récapitulatif de la minéralogie observée et analysée pour chaque échantillon

	Olivine	Pyroxène	Augites aegyriniques	Plagioclase	Néphéline	Leucite	Méllite	Haüyne	Noséane	Magnétite titanifère	Chromite	Pérovskite	Grenat mélanite	Sphène (Titanite)	Apatite
ET01 ^b	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET02 ^b	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET03 ^b	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET04 ^b	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET05 ^c	-	x	-	-	x	-	-	-	-	x	-	x	-	x	x
ET06 ^d	-	x	-	-	x	x	-	-	-	x	-	-	-	-	x
ET07 ^a	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	x	-	-	-	-
ET08 ^f	-	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
ET09 ^f	-	x	-	-	x	-	-	x	-	x	-	x	-	-	x
ET10 ^c	-	x	-	-	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET11 ^f	-	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	x
ET12 ^f	-	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
ET13 ^f	-	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
ET14 ^c	-	x	-	-	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET15 ^g	-	x	x	-	x	x	-	-	x	x	-	-	x	x	-
ET16 ^b	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET17 ^a	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET18 ^c	-	x	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET19 ^c	x	x	-	-	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-
ET20 ^e	-	x	-	-	x	-	x	-	-	x	-	-	x	-	-
ET21 ^d	-	x	x	-	x	x	-	-	-	x	-	x	-	-	x
ET22 ^f	-	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
ET23 ^f	-	x	-	-	x	-	-	x	-	x	-	-	-	-	x
ET24 ^f	-	x	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-

La nature lithologique des échantillons sont : ^a Basalte ; ^b Téphrite ; ^c Néphéline au sens stricte ; ^d Néphéline à leucite ; ^e Néphéline à méllite ; ^f Néphéline à haüyne ; ^g Néphéline à noséane et leucite.

Annexe 3 : Compositions en éléments majeurs, éléments traces et isotopiques et norme CIPW des vingt-quatre échantillons de cette étude

Echantillon	ET01	ET02	ET03*	ET04	ET05	ET06*	ET07*	ET08	ET09	ET10	ET11	ET12
	Téphrite	Téphrite	Téphrite	Téphrite	N. s.s.	N. leu.	Basalte	N. haü.	N. haü.	N. s.s.	N. haü.	N. haü.
wt. %												
SiO ₂	42,53	41,86	41,63	42,09	40,20	39,20	44,99	38,94	37,73	40,14	39,48	39,14
TiO ₂	3,95	3,95	3,92	3,90	3,81	4,37	2,79	2,92	3,36	3,72	3,84	2,98
Al ₂ O ₃	13,82	13,74	13,71	13,73	15,37	13,55	12,29	17,10	14,47	15,38	14,24	17,46
Fe ₂ O ₃	14,14	13,99	14,20	14,10	11,47	12,27	12,51	9,20	11,39	11,85	11,88	9,54
MnO	0,21	0,21	0,21	0,21	0,31	0,23	0,18	0,27	0,41	0,27	0,26	0,29
MgO	7,49	7,57	7,60	7,55	4,06	6,31	9,83	3,45	3,49	4,79	5,43	3,49
CaO	10,94	11,01	10,88	10,89	12,11	14,61	12,39	11,02	12,13	12,56	13,80	11,01
Na ₂ O	3,90	4,12	4,05	4,09	5,89	3,39	2,71	5,27	4,92	4,52	3,21	5,65
K ₂ O	1,73	1,75	1,72	1,73	3,55	2,58	1,04	3,29	2,38	3,34	2,40	1,62
P ₂ O ₅	0,86	0,86	0,86	0,86	1,01	0,98	0,41	0,85	0,90	1,09	1,08	0,87
LOI	-0,34	-0,52	-0,54	-0,53	0,77	0,74	-0,35	5,03	5,94	1,54	3,63	6,03
Total	99,25	98,52	98,23	98,63	98,55	98,23	98,79	97,34	97,11	99,19	99,25	98,09
%												
Quartz												
Plagioclase	23,88	19,99	20,71	21,28	5,15	14,61	31,47	14,47	11,47	12,18	18,37	20,67
Orthoclase	10,34	10,58	10,40	10,40			6,26		2,10		1,04	10,46
Nepheline	13,51	16,06	15,60	15,31	27,87	16,09	5,67	26,36	24,94	21,41	15,49	27,53
Leucite					16,96	12,37		16,64	10,59	15,99	10,91	
Kalsilite												
Corundum												
Diopside	27,30	28,79	28,05	28,20	31,64	33,05	32,93	28,46	32,31	32,14	37,28	27,90
Hypersthene												
Wollastonite												
Olivine	9,07	8,73	9,26	9,01	0,05	3,59	11,79	1,13	3,77	1,54	1,12	0,52
Rutile												
Ilmenite	7,62	7,63	7,62	7,54	7,46	8,58	5,39	6,06	7,07	7,29	7,71	6,19
Magnetite	6,23	6,21	6,32	6,25	5,15	5,52	5,54	4,36	5,48	5,32	5,45	4,54
Hematite												
Apatite	2,04	2,02	2,04	2,02	2,41	2,36	0,95	2,15	2,29	2,62	2,64	2,20
Zircon												
Perovskite												
Chromite												
Sphene												
Pyrite												
TOTAL	99,99	100,01	100,00	100,01	96,69	96,17	100,00	99,63	100,02	98,49	100,01	100,01

5 Annexe 3 suite

Sample	ET01	ET02	ET03*	ET04	ET05	ET06*	ET07*	ET08	ET09	ET10	ET11	ET12
Lithologie	Téphrite	Téphrite	Téphrite	Téphrite	N. s.s.	N. leu.	Basalte	N. haü.	N. haü.	N. s.s.	N. haü.	N. haü.
p.p.m.												
Li	7,81	8,14		6,97	12,00			8,37	13,00	10,70	9,54	10,30
Be	2,73	2,78		2,45	5,32			6,02	7,05	4,44	4,13	6,36
P	3680,00	3821,00		3419,00	4297,00			4170,00	4561,00	4424,00	5721,00	4705,00
Ca	95330,00	97950,00		87040,00	107200,00			94470,00	113900,00	115100,00	126900,00	101700,00
Sc	26,90	27,50	22,94	24,90	13,80	27,29	31,56	6,85	4,97	18,40	25,20	7,29
Ti	25120,00	17380,00		22580,00	24250,00			19190,00	22850,00	23170,00	26330,00	21760,00
V	384,00	307,00	303,74	296,00	464,00	416,84	300,54	398,00	473,00	457,00	514,00	447,00
Cr	156,00	203,00	137,13	140,00	9,53	28,02	499,31	0,58	1,54	11,60	31,80	0,35
Mn	1968,00	2028,00		1801,00	2946,00			2429,00	3951,00	2637,00	2545,00	2862,00
Fe	117700,00	121900,00		107700,00	93820,00			72870,00	95140,00	100900,00	103400,00	82960,00
Co	54,30	56,70	46,54	48,90	33,00	36,36	52,79	27,00	25,80	39,70	42,20	30,10
Ni	89,90	97,90	83,96	84,70	12,50	23,92	192,88	8,29	4,21	15,90	28,40	9,29
Cu	66,10	71,80		59,70	78,50			102,00	38,30	109,00	115,00	114,00
Zn	146,00	165,00		134,00	190,00			171,00	246,00	174,00	167,00	185,00
Ga	28,60	29,50		25,80	35,10			33,00	35,20	30,70	31,00	34,40
Ge	2,27	2,31		2,05	3,69			3,09	3,31	3,00	2,91	3,20
Rb	51,10	51,00	42,84	46,10	165,00	93,99	25,50	375,00	182,00	112,00	168,00	326,00
Sr	1368,00	1369,00	1103,08	1222,00	3574,00	1538,16	730,35	2795,00	7339,00	2823,00	3099,00	3559,00
Y	42,30	41,50	33,09	38,00	77,00	37,28	24,93	60,10	89,00	57,20	55,20	63,60
Zr	442,00	444,00	375,64	402,00	811,00	524,68	231,82	639,00	1075,00	609,00	652,00	711,00
Nb	114,00	52,80	109,10	105,00	357,00	160,30	61,18	315,00	420,00	209,00	257,00	365,00
Cs	0,43	0,48		0,45	0,92			1,61	1,31	0,77	1,02	1,54
Ba	602,00	612,00	511,24	545,00	1040,00	721,87	333,32	1237,00	2203,00	1539,00	1279,00	1069,00
Hf	10,30	10,10		8,93	13,70			10,10	17,00	10,40	11,10	10,60
Ta	7,49	3,75		6,76	20,10			16,90	19,00	11,50	13,00	18,50
Tl	0,16	0,11		0,10	0,02			0,39	0,18	0,02	0,18	0,47
Pb	4,43	4,50	8,42	3,79	6,21			11,80	11,50	3,79	7,95	12,40
Th	9,48	9,64		8,55	25,00			19,40	13,80	18,40	16,50	20,50
U	2,71	2,92		2,58	7,97			8,06	10,50	6,37	7,16	9,23

Annexe 3 suite

Sample	ET01	ET02	ET03*	ET04	ET05	ET06*	ET07*	ET08	ET09	ET10	ET11	ET12
Lithologie	Téphrite	Téphrite	Téphrite	Téphrite	N. s.s.	N. leu..	Basalte	N. haü..	N. haü..	N. s.s.	N. haü.	N. haü.
p.p.m.												
La	98,00	98,50	77,60	90,60	323,00	136,29	46,13	273,00	309,00	230,00	236,00	282,00
Ce	205,00	204,00	158,58	187,00	623,00	282,73	96,52	506,00	546,00	461,00	461,00	524,00
Pr	21,50	21,40	19,50	19,50	63,00			50,30	53,40	47,70	47,80	51,60
Nd	79,40	82,00	75,00	73,80	210,00	127,58	46,66	155,00	175,00	162,00	158,00	160,00
Sm	14,60	14,70	13,60	13,20	27,90	20,30	8,82	22,40	25,80	22,20	22,40	23,60
Eu	4,35	4,32	3,74	3,91	7,61	5,12	2,47	6,28	7,54	6,01	6,05	6,44
Gd	12,30	12,30	9,78	10,90	20,80	13,09	6,88	17,30	21,50	16,50	16,30	18,30
Tb	1,67	1,66		1,49	2,80			2,31	2,97	2,16	2,15	2,41
Dy	8,21	8,20	6,70	7,17	13,40	7,95	4,88	11,20	15,10	10,30	10,10	11,80
Ho	1,38	1,34		1,20	2,23			1,80	2,60	1,66	1,62	1,93
Er	3,43	3,34	3,45	2,92	5,61	3,36	2,52	4,77	6,78	4,14	4,00	4,94
Tm	0,42	0,41		0,36	0,73			0,62	0,87	0,52	0,50	0,64
Yb	2,55	2,44	2,20	2,12	4,37	2,52	1,84	3,69	5,34	3,18	2,98	3,80
Lu	0,35	0,34		0,30	0,61			0,50	0,76	0,43	0,41	0,51

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			0,703245		0,703252	0,703270	0,703326		0,703233	0,703230	0,703248	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ TIMS					0,703234					0,703210		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			0,512797		0,512812	0,512822	0,512788		0,512819	0,512832	0,512800	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			20,37		20,53	20,52	20,14		20,54	20,52	20,52	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			15,64		15,66	15,65	15,64		15,66	15,66	15,66	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			40,13		40,34	40,31	40,02		40,33	40,31	40,31	
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$			0,282899		0,282909	0,282901	0,282896		0,282929	0,282923	0,282907	

Les compositions en éléments traces de ET03, ET06 et ET07 n'ont pas été analysés au MC-ICP-MS. Les données proviennent de l'ICP-AES faites en même temps que les analyses en éléments majeurs.

N. s. : Néphéline au sens stricte ; N. leu. : Néphéline à leucite ; N. haü. : Néphéline à haüyne ; N. nos. gr. : Néphéline à noséane et grenat ; N. mél. : Néphéline à méilite.

61 Annexe 3 suite

Echantillon	ET13	ET14	ET15	ET16	ET17	ET18	ET19	ET20	ET21	ET22	ET23	ET24
Lithologie	N. haü.	N. s.s.	N. nos. gr.	Téphrite	Basalte	N. s.s.	N. s.s.	N. mél.	N. leu.	N. haü.	N. haü.	N. haü.
wt. %												
SiO ₂	38,54	39,99	46,58	42,22	45,21	38,62	38,85	44,86	39,99	39,37	39,13	38,14
TiO ₂	2,90	4,42	1,08	3,92	2,82	4,84	3,81	1,00	3,78	3,28	2,98	2,89
Al ₂ O ₃	17,16	14,64	19,50	13,93	12,59	12,50	11,83	18,90	15,25	17,76	17,25	16,77
Fe ₂ O ₃	9,06	12,02	6,84	13,95	12,60	13,62	13,08	6,61	11,32	9,46	9,41	9,13
MnO	0,26	0,27	0,36	0,21	0,19	0,21	0,21	0,38	0,31	0,23	0,28	0,27
MgO	3,54	5,01	0,83	7,48	9,86	7,56	10,19	1,92	4,44	3,59	3,44	3,46
CaO	10,89	13,72	5,83	11,02	12,61	15,85	13,48	5,59	12,51	11,22	10,60	11,49
Na ₂ O	5,27	4,80	7,99	4,03	2,12	2,26	3,35	5,35	5,05	3,76	5,80	4,11
K ₂ O	3,58	2,99	5,47	1,71	0,98	0,66	2,23	4,53	3,07	1,58	3,35	2,88
P ₂ O ₅	0,85	1,36	0,15	0,82	0,40	0,83	1,03	0,11	1,07	0,94	0,89	0,85
LOI	5,36	-0,07	4,48	-0,53	0,45	2,54	0,27	9,65	2,49	7,28	3,83	6,95
Total	97,41	99,15	99,12	98,76	99,81	99,48	98,33	98,89	99,30	98,48	96,96	96,95
%												
Quartz												
Plagioclase	13,74	9,72	1,95	22,26	36,92	22,89	11,03	26,46	10,27	38,37	12,08	21,03
Orthoclase			34,33	10,28	5,85			30,14		10,34		3,40
Nepheline	26,45	22,37	38,51	14,93	1,95	10,82	15,77	21,95	24,11	14,35	28,74	21,09
Leucite	18,16	14,09				3,20	10,61		14,83		16,77	12,26
Kalsilite												
Corundum												
Diopside	25,87	33,57	15,00	28,09	30,85	41,43	29,45	12,03	33,90	20,11	28,40	29,30
Hypersthene												
Wollastonite			4,50						0,55		0,68	0,12
Olivine	1,06	0,56		8,76	12,52	3,50	13,08	3,78		2,99		
Rutile												
Ilmenite	6,02	8,55	2,18	7,58	5,43	9,57	7,44	2,13	7,48	6,89	6,13	6,15
Magnetite	4,31	5,32	3,16	6,18	5,57	6,18	5,86	3,23	5,13	4,55	4,42	4,45
Hematite												
Apatite	2,15	3,22	0,37	1,95	0,93	1,99	2,46	0,28	2,59	2,41	2,22	2,20
Zircon												
Perovskite												
Chromite												
Sphene												
Pyrite												
TOTAL	97,76	97,40	100,00	100,03	100,02	99,58	95,70	100,00	98,86	100,01	99,44	100,00

Annexe 3 suite

Sample	ET13	ET14	ET15	ET16	ET17	ET18	ET19	ET20	ET21	ET22	ET23	ET24
	N. haü.	N. s.s.	N. nos. gr.	Téphrite	Basalte	N. s.s.	N. s.s.	N. mél.	N. leu.	N. haü.	N. haü.	N. haü.
p.p.m.												
Li	8,52	9,09	21,30	8,10	5,10	5,83	6,70	19,10	11,20	12,10	8,50	9,14
Be	5,66	4,30	9,80	2,92	1,59	2,63	2,94	9,53	4,93	5,31	6,23	5,91
P	5140,00	4380,00	928,00	4423,00	1142,00	2722,00	1520,00	703,00	2562,00	5675,00	4674,00	3328,00
Ca	98010,00	122000,00	60400,00	99600,00	111500,00	143500,00	120800,00	58870,00	111100,00	95140,00	96390,00	108900,00
Sc	6,90	17,80	1,57	28,70	37,90	48,70	37,60	1,45	12,90	7,15	7,25	6,87
Ti	20120,00	24920,00	7969,00	27090,00	18430,00	30750,00	20170,00	7138,00	20480,00	22560,00	20910,00	18240,00
V	422,00	550,00	256,00	349,00	389,00	558,00	467,00	233,00	468,00	472,00	423,00	417,00
Cr	0,68	0,75	0,47	170,00	585,00	56,70	384,00	0,35	13,50	0,35	1,16	0,60
Mn	2384,00	2535,00	3509,00	2020,00	1789,00	2053,00	2093,00	3567,00	2887,00	2100,00	2667,00	2523,00
Fe	74460,00	101900,00	56550,00	121400,00	106200,00	117800,00	111300,00	54720,00	89580,00	76170,00	78640,00	75300,00
Co	27,30	39,50	8,09	56,90	63,80	53,60	61,90	6,72	31,20	32,40	29,10	27,50
Ni	8,27	7,10	0,28	94,50	217,00	45,80	151,00	12,70	12,70	6,95	9,10	8,45
Cu	100,00	103,00	6,78	76,10	139,00	126,00	118,00	3,36	61,10	95,60	110,00	103,00
Zn	159,00	158,00	267,00	165,00	119,00	134,00	136,00	259,00	180,00	133,00	244,00	181,00
Ga	30,80	32,90	32,70	29,90	22,20	27,90	26,60	33,20	39,00	31,50	33,20	30,60
Ge	2,85	3,44	1,37	2,37	1,54	2,52	2,44	1,08	3,64	2,72	3,17	2,92
Rb	226,00	118,00	186,00	49,30	29,00	84,20	96,90	142,00	206,00	405,00	298,00	247,00
Sr	3082,00	2364,00	7637,00	1315,00	1096,00	1602,00	1814,00	9064,00	4008,00	2437,00	2940,00	8108,00
Y	59,20	59,10	57,20	40,50	31,50	40,70	40,50	48,40	76,20	54,60	63,50	58,90
Zr	634,00	648,00	1063,00	443,00	271,00	548,00	465,00	1011,00	746,00	592,00	680,00	644,00
Nb	342,00	181,00	376,00	121,00	64,00	110,00	80,30	359,00	251,00	289,00	345,00	301,00
Cs	1,15	0,75	2,25	0,43	0,35	0,46	0,61	2,23	1,48	1,99	1,69	1,40
Ba	3587,00	997,00	3801,00	585,00	374,00	656,00	910,00	3411,00	2115,00	1327,00	950,00	2244,00
Hf	9,80	12,20	10,80	9,14	5,79	11,60	9,46	10,60	12,80	9,44	9,91	9,33
Ta	18,30	9,79	6,73	7,53	3,69	5,58	3,22	5,87	11,30	15,40	17,50	13,70
Tl	0,28	0,02	0,23	0,11	0,06	0,08	0,04	0,44	0,07	0,66	0,31	0,36
Pb	11,10	4,30	16,30	3,96	2,52	2,55	5,11	16,90	5,13	8,88	11,10	11,00
Th	20,10	17,90	6,13	7,92	4,81	9,10	11,70	4,51	22,80	17,40	19,10	17,90
U	8,82	5,95	11,80	2,61	1,55	3,49	4,22	10,80	6,93	4,96	7,98	8,90

3 Annexe 3 suite

Sample	ET13	ET14	ET15	ET16	ET17	ET18	ET19	ET20	ET21	ET22	ET23	ET24
	N. haü.	N. s.s.	N. nos. gr.	Téphrite	Basalte	N. s.s.	N. s.s.	N. mél.	N. leu.	N. haü.	N. haü.	N. haü.
La	277,00	247,00	144,00	94,50	58,30	132,00	148,00	112,00	352,00	240,00	276,00	261,00
Ce	488,00	527,00	178,00	198,00	122,00	286,00	306,00	129,00	622,00	461,00	506,00	480,00
Pr	47,60	57,70	13,30	20,30	12,90	31,40	32,10	9,50	63,90	47,60	50,10	47,30
Nd	154,00	200,00	38,70	79,30	48,90	113,00	110,00	27,70	210,00	158,00	153,00	143,00
Sm	20,40	27,80	6,18	14,20	9,21	18,40	17,00	4,69	27,80	20,70	21,50	20,20
Eu	5,73	7,46	2,32	4,27	2,78	4,92	4,57	1,92	7,54	5,60	5,80	5,57
Gd	15,70	20,00	6,26	12,10	7,96	13,60	12,50	5,25	21,00	15,30	16,30	15,20
Tb	2,12	2,63	1,00	1,63	1,11	1,75	1,63	0,87	2,81	2,02	2,14	2,02
Dy	10,30	12,00	6,09	8,06	5,52	8,15	7,52	5,44	13,40	9,54	10,40	9,89
Ho	1,70	1,85	1,27	1,31	0,95	1,25	1,19	1,17	2,16	1,56	1,70	1,63
Er	4,42	4,37	4,04	3,18	2,34	2,98	2,91	3,72	5,43	3,90	4,37	4,16
Tm	0,57	0,53	0,59	0,39	0,30	0,36	0,36	0,59	0,67	0,49	0,55	0,53
Yb	3,46	3,12	4,07	2,33	1,74	2,16	2,13	3,89	4,02	2,89	3,40	3,18
Lu	0,47	0,42	0,58	0,31	0,24	0,29	0,30	0,56	0,55	0,40	0,47	0,44

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,703323	0,703231	0,703235	0,703307	0,703270	0,703286	0,703251	0,703244	0,703241
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ TIMS			0,703224	0,703277			0,703233		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512793	0,512826	0,512797	0,512785	0,512790	0,512781	0,512825	0,512795	0,512822
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	20,43	20,53	20,39	20,21	20,53	20,58	20,52	20,21	20,52
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,65	15,65	15,64	15,64	15,65	15,66	15,66	15,64	15,65
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	40,24	40,32	40,14	40,06	40,32	40,40	40,32	40,03	40,31
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0,282886	0,282908	0,282898	0,282900	0,282909	0,282905	0,282909	0,282908	0,282911