



HAL
open science

Variabilité géochimique du manteau à très petite échelle sous la dorsale Est-Pacifique (15°37' - 15°47'N)

Bérengère Mougel

► **To cite this version:**

Bérengère Mougel. Variabilité géochimique du manteau à très petite échelle sous la dorsale Est-Pacifique (15°37' - 15°47'N). Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2013. Français. NNT : 2013BRES0075 . tel-01357920

HAL Id: tel-01357920

<https://theses.hal.science/tel-01357920>

Submitted on 30 Aug 2016

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.

UBO

université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE
OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BREST

Mention : Géosciences Marines

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Bérengère Mougel

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538

Domaines Océaniques

IUEM

Variabilité géochimique du manteau à très petite échelle sous la dorsale Est-Pacifique (15°37'-15°47'N)

Thèse soutenue le 3 décembre 2013

devant le jury composé de :

Philippe SARDA

Professeur, Université Paris XI, Orsay / *rapporteur*

Georges CEULENEER

Directeur de Recherche CNRS, Toulouse / *rapporteur*

Albrecht HOFMANN

Professeur Emérite, Max Planck Institute for Chemistry, Mainz,
Allemagne / *examinateur*

Laure DOSSO

Directeur de Recherche CNRS, Brest / *examinateur*

Delphine BOSCH

Directeur de Recherche CNRS, Montpellier / *examinateur*

Arnaud AGRANIER

Maitre de Conférence, Université de Brest / *directeur*

Christophe HEMOND

Professeur, Université de Brest / *directeur*



Remerciements,

*Parce qu'un grand paquet de mots ne me suffirait jamais à vous exprimer toute la gratitude et les émotions auxquelles vous êtes désormais associés, Collègues, Membres du jury, Amis, Judokas, et Famille, voici très simplement un grand **MERCI**. Sans vous, rien de tout ce qui figure dans les pages suivantes n'existerait, et Avec vous, cela est devenu bien plus que tout ce que vous pourrez y lire. Merci d'avoir fait de mon passage à Brest un assemblage de moments si vifs, uniques et chers dans ma vie. Ce manuscrit est aussi le vôtre.*

RESUME

Le segment 16 ° N de la dorsale Est-Pacifique (EPR) interagit avec le point chaud des Mathématiciens (PCM). A partir de l'analyse géochimique de 120 échantillons de verres basaltiques prélevés par submersible Nautille (campagne à la mer PARISUB 2010) coulée par coulée, ce travail présente une étude à très petite échelle de l'hétérogénéité chimique du manteau sous quelques kilomètres de dorsale (15 ° 37'N et 15 ° 47'N). Les résultats obtenus témoignent d'une variabilité géochimique jamais observée à si petite échelle sous une dorsale. Le degré d'hétérogénéité du manteau dans cette zone est comparable à celui de l'ensemble de l'EPR. Cette diversité est le produit du mélange entre trois sources mantelliques principales, caractérisant l'influence et l'hétérogénéité du point chaud. La densité de l'échantillonnage offre une résolution spatiale en adéquation avec les données bathymétriques, ce qui a permis de coupler les deux approches et faire une reconstruction spatio-temporelle de l'évolution géochimique et morphologique du système EPR/PCM. Celle-ci commence il y a environ 600 ka par le gonflement du segment et un changement général dans la composition du manteau ambiant, suivi de deux sauts d'axe successifs en direction de la chaîne il y a 250 et 150 ka. Lors de cette phase de rapprochement de nouvelles signatures géochimiques émergent ponctuellement dans les MORB. Parmi elles, une signature relique de manteau appauvri régional, une autre d'hétérogénéité enrichie locale, et enfin celle de deux types d'hétérogénéités contenues dans la source du PCM. Cette dernière, n'apparaît dans les MORB qu'au cours des 100 dernières années autour de 15 ° 44'N, et constitue une signature géochimique inédite pour des MORB. Ce nouveau composant a la particularité d'avoir du Pb très peu radiogénique ("Unradiogenic Lead Component", ULC) associé à des signatures isotopiques en Sr, Nd et Hf enrichies. Les compositions en éléments majeurs, traces et isotopes (Sr, Nd, Hf, Pb et He) suggèrent l'implication de matériel métagabbroïque, ancien (>2Ga) à affinité continentale. La présence de sulfures dans la source permettrait d'expliquer le Pb peu radiogénique. Le recyclage dans le manteau supérieur de pyroxénites à sulfures, provenant de la partie profonde d'anciens arcs continentaux permettrait d'expliquer l'origine de ULC. Les basaltes ULC seraient donc les témoins volcaniques de la fusion de ce réservoir discret qui contribue à résoudre le paradoxe du Pb.

ABSTRACT

120 Mid-Ocean-Ridge basaltic (MORB) glasses were collected on discrete lava flow ($\sim 200\text{m}$ sampling interval) during submersible dives along the East-Pacific-Rise (EPR), between $15^\circ 37'\text{N}$ and $14^\circ 47'\text{N}$, precisely where the ridge intersects the Mathematicians hotspot track. The data display a geochemical variability that has never been observed along a ridge at such a small spatial scale. The range of isotopic compositions along this 15 km segment is commensurable to that of the entire EPR. It can be accounted for by a mixture of three main components, representative of the hotspot heterogeneity. The dense sampling, along and across the ridge segment, matches the resolution of the micro-bathymetric data, which made the spatio-temporal reconstruction of the geochemical and morphological evolution of the EPR/Mathematician hotspot system possible. The latest starts 600 kya with the segment inflation and a global change in the ambient mantle composition, followed by two successive jumps of the ridge axis (250 and 150 kya) towards the seamounts chain. During this phase as the two systems are getting closer, new geochemical signatures emerge in MORB. Among them, relics of regional depleted mantle, small enriched local heterogeneities, and two types of heterogeneities belonging to the hotspot source. The last one become apparent only during the last 100 years around $15^\circ 44'\text{N}$, and constitutes a novel geochemical signature for MORB. This new component's most noticeable property is its very unradiogenic Pb ("Unradiogenic Lead Component", ULC) associated with mostly enriched Sr, Nd and Hf isotopic signatures. Putted together, major, trace elements and isotopes (Sr, Nd, Hf, Pb and He) suggest an ancient ($>2\text{Ga}$) lower continental metagabbroic origin for this material, while the involvement of sulfides is considered in order to explain the unradiogenic lead compositions. Overall, the preferred model for the formation of ULC is the recycling within the upper mantle of sulfide bearing pyroxenites coming from continental arc roots. ULC-influenced basalts represent magmatic witnesses of the melting of this cryptic reservoir that can contribute to solve the Pb paradox.

Table des matières

Résumé / Abstract	3
Table des figures	8
Liste des tableaux	20
Préface	23
I Introduction et problématique	27
1 Généralités	29
1.1 Le manteau terrestre et la croûte océanique	29
1.1.1 Les dorsales : générateurs passifs de croûte océanique	29
1.1.2 La notion de point chaud	34
1.1.3 La complexité du manteau terrestre	38
1.2 Rencontre entre un point chaud et une dorsale : Modalités d'interaction .	45
2 Zone d'étude et problématique	51
2.1 Aperçu géodynamique et géochimique global de l'EPR	51
2.2 Présentation de la zone d'étude	57
2.2.1 Le projet PaRiSub : mars - avril 2010	57
2.2.2 Contexte général	59
2.3 Objectifs et approche utilisée	67
II Méthodes et résultats	71
3 Protocoles analytiques	73

3.1	Sélection des échantillons	73
3.2	Préparation et mesures des compositions en éléments majeurs et traces	73
3.2.1	Les éléments majeurs	73
3.2.2	Les concentrations en éléments Traces	76
3.3	Les isotopes radiogéniques	79
3.3.1	Les isotopes du Pb et de l'Hf	79
3.3.2	Les isotopes du Sr et du Nd	86
3.3.3	Les isotopes de l'He	91
4	Résultats	96
4.1	Caractérisation géochimique des laves le long du profil axial (15 ° 37'N-15 ° 47'N)	96
4.1.1	Eléments majeurs	96
4.1.2	Eléments traces	97
4.1.3	Isotopes	98
4.1.4	Analyse en Composante Principale (ACP)	102
4.2	Caractérisation géochimique des laves le long du profil transversal (105 ° 12' - 105 ° 29'W)	103
4.2.1	Eléments majeurs	104
4.2.2	Eléments traces	106
4.2.3	Isotopes	107
4.2.4	Analyse en Composante Principale (ACP)	109
III	Discussion	111
5	Enjeu de la géochimie à très haute résolution spatiale : vers une image plus réaliste du manteau supérieur	113
5.1	Une variabilité géochimique jamais observée à si petite échelle	113
5.1.1	Introduction aux concepts d'hétérogénéité et de variabilité géochimique	113
5.1.2	Comparaison des résultats : répartition isotopique versus répartition géographique	119
5.2	Reconnaissance des signatures géochimiques	126
5.2.1	Caractérisation du manteau ambient (AM : Ambient Mantle)	126
5.2.2	Caractérisation du matériel point chaud	131
5.2.3	Mélanges isotopiques	141

6	Nature et origine de la signature ULC	145
6.1	Article à Nature Communications, A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise	145
6.2	Témoin volcanique de la fusion d'un réservoir très peu radiogénique en Pb dans le manteau supérieur sous l'EPR	171
6.2.1	Introduction aux paradoxes du Pb	171
6.2.2	Un réservoir Low μ manquant	173
6.3	Discussion sur la nature pétrologique de ULC	177
6.3.1	Le rôle des sulfures	177
6.3.2	Modélisation des éléments traces	180
6.3.3	Spéculation concernant la composition isotopique de ULC	185
6.4	Proposition d'un scénario pour l'origine de ULC	186
6.4.1	Une source ancienne et une affinité continentale	186
6.4.2	Détection en surface d'hétérogénéités discrètes : Le rôle du contexte géodynamique	190
7	Modalités de l'interaction entre l'EPR et le point chaud des Mathématiciens	193
7.1	Reconstruction spatio-temporelle des 600 derniers mille ans	193
7.1.1	Contraintes imposées par la géophysique	193
7.1.2	Apports de la géochimie	195
7.2	Approche couplée géochimie - données de bathymétrie et microbathymétrie	200
7.2.1	Synthèse des travaux en cours sur la morphologie de la zone d'étude	200
7.2.2	Couplage géomorphologie - géochimie	202
IV	Conclusions et Perspectives	217
	Références bibliographiques	226
	Annexe	246

Table des figures

1.1	Coupes synthétiques d'une dorsale lente (en haut) et d'une dorsale rapide (en bas) (modifié de Pommerol et al., 2000). Sur ces coupes sont représentées les divers éléments structuraux et lithologiques qui caractérisent et différencient chacun des systèmes. On remarquera que le volume magmatique est plus important, plus épais et continu au niveau de la dorsale rapide, et qu'au contraire il est amoindri et sous forme de poches indépendantes dans le cas d'une dorsale lente. On constatera également, que le manteau parvient à être exhumé tectonique dans la zone axiale de la dorsale lente, et que l'épaisseur de la lithosphère à l'axe de celle-ci est supérieure à celle mesurée à l'axe d'une dorsale rapide.	31
1.2	Diagramme P-T représentant les conditions de fusion partielle au niveau d'une dorsale d'une péridotite sèche en fonction de la profondeur.	32
1.3	Structure sismique et comparaison des Logs ophiolitiques de lithosphères océaniques de type HOT (e.g Oman/analogue actuel EPR) et LOT (e.g Chennai/analogue actuel MAR) (tiré de Nicolas, 1997).	33
1.4	Représentation du "zoo mantellique" (d'après Zindler et Hart, 1986) et appartenances isotopiques des OIB (d'après White, 1985).	34
1.5	Carte de localisation des principaux points chauds (Lin, 1998). On remarquera qu'une grande partie d'entre eux se trouvent très proche voir à l'aplomb des dorsales océaniques.	35
1.6	Coupe schématique de la dynamique terrestre montrant les 3 types de points chauds. 1) Les points chauds primaires (ou "Morganien") enracinés dans la couche D" à limite noyau/manteau, 2) ceux prenant source dans les dômes des superswells dans la zone de transition du manteau, et 3) les points chauds tertiaires ou mineurs, plus nombreux et qui tirent leur source des hétérogénéités du manteau supérieur (Tiré de Courtillot et al., 2003).	36
1.7	Assemblages minéralogiques et proportions de phase du manteau, en fonction de la profondeur.	39

1.8	Représentation tri-dimensionnelle des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. L'ensemble des MORB et OIB sont représentés au sein d'un tétraèdre défini par les composants EM1, EM2, HIMU et DMM. Les groupes de basaltes forment des tendances dont la plupart pointent en direction d'une zone focale (FOZO) située à la base du tétraèdre (d'après Hart et al., 1992).	41
1.9	Coupes tomographiques en contexte de subduction illustrant le recyclage des plaques lithosphériques (d'après Albarède et Van der Hilst, 2002). On remarquera que le matériel dense et froid (bleu) subducté est capable d'atteindre de très grandes profondeurs, bien au delà de la limite manteau supérieur / manteau inférieur (660km)	42
1.10	Les principaux modèles de convection. (a) Modèle transitionnel illustrant le passage d'un régime de convection à deux couches à un modèle de convection globale (tiré de Allègre et al., 1997), (b) modèle de Kellogg et al. (1999) proposant l'existence d'une couche de mélange entre 1600 km - couche D" qui renfermerait l'ensemble des composants géochimiques observés dans les basaltes océaniques, (c) modèle de zonation géochimique verticale induite par la différence de profondeur de recyclage atteinte par les plaques lithosphériques, selon leur degré de chargement (tiré de Albarède et Van Der Hilst, 2002), et (d) modèle de filtre à eau impliquant la filtration du manteau à hauteur de la zone de transition, et sa séparation en une phase sèche et appauvrie ascendante, et une phase humide, enrichie et plus dense retournant dans le manteau profond (tiré de Bercovici et Karato, 2003).	44
1.11	Carte bathymétrique et interprétation morpho-tectonique associée illustrant les 3 configurations possibles d'interaction point chaud - dorsale. a) dorsale et point chaud centrés (Islande/MAR, b) dorsale et point chaud convergents (Foundation/PAR), et c) dorsale et point chaud divergents (Galapagos/Cocos) (adapté de Dymant et al., 2007).	47
1.12	Schéma d'une évolution classique dans le temps d'une interaction point chaud dorsale dans le cas d'un point chaud primaire. 1) rapprochement des deux systèmes, 2) début de l'interaction, 3) maximum d'interaction, 4) éloignement des deux systèmes et 5) stade terminal de l'interaction (adapté de Dymant et al., 2007).	48
2.1	Carte de la segmentation à grande échelle de l'EPR (d'après Macdonald et al., 1986). Les flèches indiquent le d'ouverture et les chiffres la valeur du taux d'expansion (mm/a).	52

2.2	Comparaison de la variabilité géochimique des basaltes de l'EPR (ronds) à ceux de la MAR (triangles) (tiré de Hamelin et al., 1984). Compositions isotopiques du Pb et du Sr.	54
2.3	Représentation schématique de l'hétérogénéité du manteau. A gauche, une illustration de la structure "marble cake" (d'après Allègre et Turcotte, 1986). En grisé les veines de pyroxénites, emballées dans la matrice péridotitique (en blanc). A droite, représentation de la théorie du "blob mantle" (tiré de Allègre et al., 1984) où est illustrée la remontée de panaches désagrégés par convection en petits blobs de manteau enrichis. Leur degré de dispersion est fonction de la vitesse d'accrétion.	56
2.4	Photographies des équipements utilisés lors de la campagne PaRiSub. a) le submersible Nautilus, b) l' Autonomous Underwater Vehicle (AUV) AsterX, et c) le navire Océanographique (N/O) l'Atalante.	58
2.5	Représentation schématique de la réorganisation tectonique dans la partie nord de l'EPR il y a 25 Ma (en haut) et 12 Ma (en bas) (adapté de Mammerricks et Klitgord, 1982). Les lignes fines sont les isochrones et celles plus épaisses les segments de dorsale actifs. Les lignes en pointillés symbolisent les zones de fracture, et les lignes épaisses grisées ou tiretées (en bas) représentent les centres d'accrétions abandonnés.	60
2.6	Représentation schématique de la réorganisation tectonique dans la partie nord de l'EPR il y a 6 Ma (à gauche) et 3 Ma (à droite) (adapté de Mammerricks et Klitgord 1982). Les lignes épaisses représentent les segments de dorsale actifs. Les lignes en pointillés symbolisent les zones de fracture, et les lignes encore plus épaisses et tiretées représentent les segments abandonnés qui constituent à l'actuel, la dorsale fossile des Mathématiciens.	61
2.7	Reconstruction tectonique de l'OSC 16 ° 20'N et des segments 16 ° et 17 ° N au cours des derniers 0.6 ma. Passage progressif d'un système à trois segments et deux OSC à un système à deux segments et un OSC (adapté de Weiland et Macdonald, 1996).	63
2.8	Localisation de la zone d'étude (carré rouge) et repérage des éléments tectoniques et magmatiques principaux sur fond de carte bathymétrique. (Carte réalisée avec Geomapapp).	63

2.9	Planche illustrant le fort caractère magmatique du segment 16 ° N de l'EPR à partir des données bathymétriques, gravimétriques et sismiques. (A) Carte bathymétrique à 40m de résolution (Le Saout, communication personnelle) et repérage des éléments tectoniques et magmatiques. (B) Profil bathymétrique transversal à l'axe à 15 ° 4'N (localisé en (A)). (C) Carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer (MBA) (intervalle des contours 2.5 mGal) (tiré de de Shah et Buck, 2006). (D) Interprétation et comparaison des données de sismique axiales entre les segments 16 ° et 17 ° N (adapté de Carbotte et al., 2000).	65
2.10	Compositions isotopiques du Sr, Nd et Pb des basaltes de l'EPR entre 11 ° et 15 ° 5'N (Castillo et al. 2000). On remarquera la présence d'une frontière chimique à 14 ° N et celle des deux gradients géochimiques différents de part et d'autre de cette limite. L'un tend vers des compositions de type indien (domaine vert) et l'autre tend vers un mélange entre un composant appauvri (type pacifique) et un composant plus enrichi type seamounts (domaine gris). On notera l'absence de données publiées au nord de la zone de fracture d'Orozco.	66
2.11	Carte d'échantillonnage sur laquelle sont localisés en rouge les échantillons dragués lors de la campagne Panorama (1997), et en noir les échantillons analysés au cours de cette étude et prélevés par submersible lors de la campagne PaRi-Sub (2010) pour comparaison. On remarquera la différence entre les stratégies d'échantillonnage.	67
3.1	Aperçu des échantillons. A gauche un bloc de basalte recouvert d'une épaisse couche de verre à partir de laquelle est faite l'analyse géochimique. A droite les échantillons après triage sous loupe binoculaire et rangés dans des petits piluliers.	74
3.2	ICP-AES Horiba Jobin Ultima 2 du PSO (IUEM)	75
3.3	Photo de l'HR-ICP-MS Thermo Element II (+ LASER) du PSO (IUEM)	76
3.4	Schéma d'un ICP-MS	77
3.5	Ecart-types (%) calculés pour les concentrations en éléments traces des standards BHVO-2, BIR-1 et BCR-2 (n=8) (LR=Low Resolution ; MR= Medium Resolution).	78
3.6	Comparaison des valeurs de standards mesurées, avec les valeurs certifiées de BHVO-2 (Barrat et al., 2007), BIR-1 (Eggins et al., 1997) et BCR-2 (Jochum et Nehring, 2006) pour les éléments traces.	79
3.7	MC-ICP-MS Thermo Neptune du PSO (Ifremer).	83
3.8	Schéma d'un MC-ICP-MS.	83

3.9	Valeurs des standards de JMC475 pour l'Hf mesurés par MC ICP-MS. Le trait rouge représente la valeur moyenne des 78 analyses réalisées. Le trait noir la valeur référencée du standard (Blichert-Toft et al., 1997) utilisé pour l'interpolation.	86
3.10	Valeurs des standards de NIST981 pour le Pb (<i>JNdi pour le Nd</i>) mesurés par MC ICP-MS. Le trait rouge représente la valeur moyenne des 72 analyses réalisées (<i>n=52 pour le Nd</i>), le trait noir la valeur référencée du standard (Todt et al., 1996; <i>Tanaka et al., 2000</i>) utilisé pour l'interpolation.	87
3.11	TIMS Thermo Triton du PSO (IUEM).	89
3.12	Schema d'un TIMS.	90
3.13	Valeurs des standards de NBS987 et La Jolla mesuré pour le Sr et Nd par TI-MS. La ligne noire représente une valeur certifiée du standard (Arndt et al., 1998; Jochum et al., 2011), et la ligne rouge la moyenne des valeurs mesurées (<i>n=29 pour NBS987, n=13 pour La Jolla</i>).	92
3.14	Spectromètre de masse à source gazeuse Nu instruments Noblesse de l'IPGP.	92
3.15	Schéma de la ligne d'extraction du spectromètre à gaz Noblesse Nu instruments.	94
4.1	Localisation des échantillons du profil axial.	97
4.2	Diagramme TAS (Total Alkalis vs Silica d'après Le Bas et Streckeisen, 1991) des échantillons du profil axial.	98
4.3	Variations des teneurs en Al_2O_3 , CaO , MnO , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 et FeO en fonction de MgO pour les échantillons du profil axial. En pointillés sont illustrées les tendances principales définies par les échantillons du profil.	99
4.4	Compositions de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) des échantillons du profil axial. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.	100
4.5	Spectres d'éléments traces élargis normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des échantillons du profil axial. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.	100
4.6	Compositions isotopiques du Sr, Nd, Pb et Hf des échantillons du profil axial. En pointillés, l'allure des deux tendances principales observables, dessinées par l'ensemble des échantillons.	101
4.7	Représentation 2D de l'ACP à 3D réalisée à partir des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, et $^{208}Pb/^{204}Pb$ des échantillons du profil axial.	102
4.8	Localisation des échantillons du profil transversal.	103
4.9	Diagramme TAS (Total Alkalis vs Silica d'après Le Bas et Streckeisen, 1991) des échantillons du profil transversal.	104

4.10	Variations des teneurs en Al_2O_3 , CaO , MnO , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 et FeO en fonction de MgO pour les échantillons du profil transversal. Pour des raisons d'échelle et de lisibilité des diagrammes, l'échantillon le plus évolué (10PUB02-07) n'a pas été représenté. En pointillés, les tendances générales; les cercles entourent les échantillons remarquables distingués par leur compositions isotopiques et/ou en éléments traces.	105
4.11	Compositions de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough et Sun 1995) des échantillons du profil transversal. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.	106
4.12	Spectres d'éléments traces élargis et normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) des échantillons du profil transversal. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.	107
4.13	Compositions isotopiques du Sr, Nd, Pb et Hf des échantillons du profil transversal. En pointillé, la tendance générale de l'ensemble des échantillons. Sont encerclés, les échantillons s'écartant de cette tendance et impliquant des sources différentes.	108
4.14	Représentation 2D de l'ACP à 3D réalisée à partir des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, et $^{208}Pb/^{204}Pb$ des échantillons du profil transversal.	109
5.1	Schéma illustrant les deux types de mélanges principaux solide-solide (gauche) et liquide-liquide (droite) pouvant aboutir à un même produit final.	115
5.2	Variabilité et compositions isotopiques des MORB des trois grands bassins océaniques (données extraites de Agranier et al., 2005, et Meyzen et al., 2007).	116
5.3	Variations des rapports isotopiques du Sr, Nd et Hf le long de la ride médio-atlantique (MAR) (d'après Agranier et al., 2005). En gris clair les variations de la bathymétrie.	117
5.4	Coupe synthétique du manteau supérieur sous la CIR décrivant la distribution des hétérogénéités de type enrichi au sein du manteau (d'après Cordier et al., 2010). (a) Les liquides enrichis sont extraits en continu et à intervalles réguliers sans être mélangés. (b) Lorsqu'un composant fertile croise son solidus, les premiers liquides formés s'accumulent et atteignent la surface sans être dilués.	119
5.5	Compositions isotopiques de Sr, Nd, et Pb des basaltes de l'EPR. Comparaison des données de cette étude avec celles du reste de l'EPR (données extraites de Meyzen et al., 2007) et celles de la zone de faille transformante de Garrett (données extraites de Wendt et al., 1999.)	121

5.6	Comparaison des données isotopiques de cette étude (Sr, Nd, Pb, Hf) avec celles de l'ensemble des MORB (données extraites de Agranier et al. 2005 et Meyzen et al., 2007).	122
5.7	Variations des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ le long de l'EPR entre 11 ° N et 18 ° N. On remarquera l'émergence d'une signature géochimique très singulière entre 15 ° et 16 ° N avec des valeurs de Sr très radiogéniques et des valeurs de Nd et Pb très peu radiogéniques, suggérant une influence du Point Chaud des Mathématiciens (PCM) sur cette portion de l'EPR. Les cercles noirs correspondent aux échantillons analysés dans cette étude ; les cercles verts sont les données de Castillo et al. (2000) ; et les cercles violets, les données extraites de Donnelly (2002).	124
5.8	Compositions de Terres rares de l'ensemble des échantillons analysés. En rouge sont représentés les quatre types de spectres différents qui illustrent la grande diversité de la composition géochimique des basaltes de cette portion de l'EPR, couvrant 0.1 ° de latitude seulement.	125
5.9	Diagrammes illustrant l'extrême variabilité isotopique (Pb, Sr et Nd) à très petite échelle de la région étudiée, comparable à celle de l'ensemble de l'EPR (données extraites de Meyzen et al., 2007). En gris foncé, le champ symbolisant la variabilité isotopique de la zone d'étude, et en gris clair celui symbolisant celle de l'EPR.	126
5.10	Figure représentant les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb et Hf) de l'ensemble des échantillons sur laquelle on peut identifier 3 tendances (mélanges), attestant du fort degré d'hétérogénéité du manteau sous cette portion de dorsale.	127
5.11	Variations des teneurs en Al_2O_3 , CaO , MnO , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 et FeO en fonction de MgO de l'ensemble des échantillons analysés, et identification de leur source mantellique d'après leur composition isotopique. En violet sont représentés les échantillons caractéristiques du manteau ambiant (AM). En vert, les échantillons caractéristiques du mélange entre les composants SMC (Secondary Mathematician Component) et AM, en bleu ceux caractéristiques du mélange entre les composants ULC (Unradiogenic Lead Component) et AM, et en rouge et noir les E-MORB et N-MORB respectivement, identifiés le long du profil transversal. On remarquera que ce sont plutôt les différences de source et les processus de mélange, plus que la cristallisation fractionnée qui semble définir les tendances et la répartition des échantillons dans les diagrammes. . .	128

5.12	Identification des spectres de terres rares de chacune des signatures mantelliques (AM, SMC et ULC) révélées par les compositions isotopiques. On remarquera que les échantillons influencés par SMC n'ont pas un spectre qui discrimine cette signature.	129
5.13	Identification des composants mantelliques détectés et des mélanges isotopiques entre AM (Ambient Mantle), ULC (Unradiogenic Lead Component) et SMC (Secondary Mathematician Component). En violet sont représentés les échantillons caractéristiques du manteau ambiant (AM). En vert, les échantillons caractéristiques du mélange SMC + AM, en bleu ceux caractéristiques du mélange ULC + AM, et en rouge et noir les E-MORB et N-MORB respectivement, identifiés le long du profil transversal.	130
5.14	Variations des compositions isotopiques du Sr, Nd, Hf et Pb le long de l'axe de l'EPR. En pointillés rouges, l'endroit où émerge la signature ULC (Unradiogenic Lead Component) : précisément là où se connecte la chaîne des Mathématiciens à la dorsale à 15 ° 44'N.	133
5.15	Exemple de (a) clinopyroxène (Downes et al., 2007), (b) & (d) gabbro (Godard et al., 2009 & Perk et al., 2007), and (c) basalte (Barrat et al., 2003) ayant un profil d'éléments traces appauvri en LREE et HREE et ayant une anomalie positive en Eu (souligné en rouge) tout comme les basaltes de l'EPR à 15 ° 44'N.	134
5.16	Diagrammes isotopiques représentant l'ensemble des compositions des MORB, OIB et données de l'étude, et localisation des pôles du zoo mantellique (Zindler et Hart, 1986 ; Hanan et Graham, 1996). Cette figure illustre la direction inédite vers laquelle tend le composant ULC. Le pôle LOMU (Douglass et Schilling, 2000) a également été représenté pour comparaison. (WWMORB = World Wide MORB)	136
5.17	Compositions isotopiques des basaltes de l'EPR entre 15 ° 20'N et 17 ° 40'N. Les ronds désignent les échantillons analysés au cours de cette étude, et les carrés correspondent aux données de la campagne Panorama Leg 1 (1997) (extraites de Donnelly, 2002).	137
5.18	Comparaison des compositions isotopiques des basaltes de l'EPR entre 15 ° 37'N et 15 ° 47'N à celle des seamounts des environs dont ceux de la chaîne des Mathématiciens (carré vert). La localisation de l'ensemble de ces seamounts est présentée Figure 2.8.	138
5.19	Comparaison des compositions de Terres Rares des basaltes de l'EPR entre 15 ° 37'N et 15 ° 47'N à celles des monts mathématiciens.	140

5.20	Représentation des courbes de mélange binaire calculées pour les mélanges entre ULC et AM (pointillés bleus), et SMC et AM (pointillés verts). Les points rouges et noirs correspondent respectivement aux E-MORB et N-MORB du profil transversal.	143
6.1	Graphique illustrant le paradoxe du Pb dans un diagramme représentant le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et la répartition de l'ensemble des basaltes océaniques (MORB + OIB) de part et d'autre de la Géochrone (4.53 Ga). Les échantillons situés à gauche de cette géochrone correspondent aux basaltes de la dorsale sud ouest indienne (SWIR), des îles Pitcairn et de la zone de fracture de Garrett (données extraites de Agranier et al., 2005, Meyzen et al., 2007, et compilation Petdb).	172
6.2	Illustration de la différence entre le κ mesuré et le κ calculé à partir du rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (à gauche), et représentation du modèle de Turcotte et al., 2001 (à droite) expliquant l'évolution du κ de la BSE depuis l'oxydation de la Terre. L'U est sélectivement érodé depuis la croûte continentale supérieur et réinjecté dans le manteau supérieure, diminuant ainsi son κ à 2.5.	174
6.3	Graphique représentant le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'ensemble des basaltes océaniques (gris) ainsi que les données de cette étude (couleurs). On remarquera que les échantillons les plus influencés par ULC se trouvent à gauche de la Géochrone 4.53 Ga.	176
6.4	Schéma explicatif montrant l'évolution de la racine d'un arc magmatique au cours du temps (adapté de Lee et al., 2012). (A) Transfert des magmas juvéniles depuis le coin mantellique vers la surface (rouge) et formation des premiers cumulats à sulfures (noir). (B) Epaissement progressif de l'arc et de la racine, et formation des pyroxénites à sulfures. (C) Fusion partielle éventuelle de ces pyroxénites si les conditions P-T atteintes, et sinon (D) Recyclage d'une partie de la racine dans le manteau supérieur.	179
6.5	Indicateurs géochimiques de l'implication de plagioclases ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Eu/Eu^* et Sr/Eu^*) représentés en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (proxy de ULC). Seuls les échantillons représentatif de AM (violet) et ULC (bleu) sont représentés. Ces diagrammes soulignent tous les trois la coïncidence de la signature très peu radiogénique en Pb avec l'empreinte géochimique de "fantôme de plagioclase".	181

6.6	Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif illustrant les résultats du modèle de mélange de quelques éléments traces. La ligne bleu foncé correspond au liquide issu de la fusion partielle à hauteur de 20% d'une clinopyroxénite. Le liquide issu de la fusion du manteau ambiant est ici représenté par une ligne rose et correspond à la composition moyennée des échantillons représentatifs du manteau ambiant (en rose dans les autres figures). Le champ gris représente l'ensemble du jeu de données. Les lignes en pointillées correspondent aux résultats du mélange pour diverses proportions de liquide pyroxénitique et ambiant. La solution préférée, c'est-à-dire celle qui reproduit le mieux l'échantillon 10PUB16-05 est marquée d'un petit astérisque rouge.	183
6.7	Illustration du caractère ancien de la source du point chaud. Tandis que la tendance définie par les échantillons s'aligne avec la tendance globale de l'EPR dans un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (à droite), elle s'en écarte dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (à gauche), ce qui montre que le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est anormalement élevé pour un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné, et suggère une origine ancienne.	187
6.8	Evolution des rapports isotopiques du Pb en fonction du temps ($\mu=8.65$; $\kappa=3.8$). On remarquera que jusqu'à il y a environ 2 Ga, le taux de production du ^{207}Pb était supérieur à celui du ^{206}Pb	188
6.9	A gauche : Compositions isotopiques de l'He d'une quinzaine d'échantillons choisis le long de l'EPR représenté en fonction de la latitude. Le rapport R/R_A correspond au rapport isotopique de l'He dans l'échantillon divisé par celui dans l'atmosphère. A droite : Diagramme représentant le rapport Ce/Pb en fonction de Eu/Eu*, utilisés comme marqueurs de croûte continentale inférieure (CCinf).	189
6.10	Modèle conceptuel (tiré de Mittelstaedt et al., 2011) illustrant la remontée et le transport du manteau et des liquides magmatiques en contexte de point chaud à proximité d'une dorsale. Une grande partie du matériel point chaud est préférentiellement transférée vers l'axe de la dorsale.	192
7.1	Signature hydrothermale (courbe rouge) de l'EPR à 15 ° 44'N (tiré de Baker et al., 2001). Les points rouges correspondent aux stations MAPR (Miniature Autonomous Plume Recorder). La seule trace de panache hydrothermal est localisée 2 km à l'Est de l'axe, à proximité d'une fissure de 120 m de profondeur et 500m de large, qui marque la bordure du renflement Est correspondant à une moitié du "Split seamount". (δ NTU : Nephelometric Turbidity Unit) . . .	195

7.2	Carte bathymétrique et profils magnétiques de surface de la zone d'étude (tiré de Cormier et al., 1998). Cette carte fait apparaître les marches bathymétrique correspondantes à une élévation et à un changement de rugosité du plancher océanique il y a 0.6 Ma. Sur les profils magnétiques, la limite Brunhes/Matuyama (B/M) est claire, et les micro-anomalies apparaissent dans la période récente.	196
7.3	Variations isotopiques des échantillons de cette étude en fonction de la longitude. La courbe noire symbolise les variations isotopiques du manteau ambiant le long du profil transversal à l'axe. La position des axes est matérialisée par des pointillés.	199
7.4	Carte à 1m de résolution illustrant les discontinuités (bandes grisées) de 3 ^e et 4 ^e ordre (D3, D4) entre 15° 36' et 15° 53'N sur l'EPR (d'après Le Saout, communication personnelle). Ces discontinuités ont été définies à partir 1) de la profondeur du plancher océanique à l'axe, 2) des largeurs et profondeurs des grabens axiaux, 3) de la répartition des faciès volcaniques et structures tectoniques, et 4) de la segmentation de la chambre magmatique axiale.	201
7.5	Diagrammes secteurs illustrant la répartition des différents faciès de coulées en fonction de leur signature géochimique.	206
7.6	Sens d'écoulement (flèches jaunes) des coulées entre les axes (résolution 40m).	207
7.7	Profil topographique du profil d'échantillonnage transversal et délimitation des zones d'accrétion de chacun des axes. Les zones 1, 2 et 3 correspondent au plancher océanique généré par les axes du plus ancien au plus récent. Le niveau de base est représenté en pointillé à -3100m.	207
7.8	Projection des zones d'accrétions 1 (blanc), 2 (gris clair) et 3 (gris foncé) sur le profil géochimique.	209
7.9	Représentation schématique des variations des compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb & Hf) des basaltes de l'EPR au cours des 400 derniers milliers d'années. Les lignes verticales noires indiquent les âges des deux sauts d'axe.	210
7.10	Schéma synthétique de la reconstruction spatio temporelle de l'interaction point chaud - dorsale au cours des 600 derniers milliers d'années. Les rectangles et ronds violets (AM), verts (SMC), rouges (EM), noirs (DM) et bleu (ULC) correspondent aux différentes signatures géochimiques enregistrées dans les MORB de l'EPR. Les symboles vides indiquent que la composition est supposée.	214
7.11	Carte synthétique morpho-tectonique et géochimique de la zone d'étude (iso-contours 200m.	215

7.12	Bloc diagramme synthétisant l'interaction entre le point chaud des mathématiciens et la dorsale est pacifique. En rose, le composant principal représentant la source des seamounts qui se mélange avec le manteau appauvri (DM) local (gris) pour donner le manteau ambiant (AM) (violet). Celui-ci est ensuite soumis à la fusion partielle sous la dorsale et alimente en continu l'EPR. En noir, les reliques de manteau de DM local au sein de AM. En rouge, des hétérogénéités de type enrichi parsemées dans le manteau supérieur. En bleu et vert, les composants ULC et SMC localisés tous les deux dans la source du point chaud sous forme d'hétérogénéités. Celles-ci sont soumises à un degré de fusion partielle important. Les produits sont acheminés préférentiellement vers la dorsale où ils sont mélangés avec les liquides du manteau ambiant. Lorsque leur contribution devient dominante dans le mélange leur signature est préservée et exprimée en surface dans la composition des MORB.	222
13	Carte microbathymétrique, 1m de résolution, localisant les échantillons du profil axial et les sept zooms (C1-C7) réalisés sur lesquels sont précisés la position et le nom des échantillons.	265
14	C1 : Zoom 1 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	266
15	C2 : Zoom 2 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	266
16	C3 : Zoom 3 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	267
17	C4 : Zoom 4 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	267
18	C5 : Zoom 5 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	268
19	C6 : Zoom 6 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	268
20	C7 : Zoom 7 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.	269
21	Carte bathymétrique à 40m de résolution localisant les échantillons du profil transversal.	270

Liste des tableaux

3.1	Etapas de séparation de l'Hf (première partie).	81
3.2	Etapas de séparation de l'Hf (deuxième partie).	81
3.3	Etapas d'élution du Pb (à faire deux fois).	82
3.4	Concentrations en Hf, Pb, Sr et Nd dans les blancs de chimie.	84
3.5	Configuration des cages de Faraday (L, C & H) utilisée.	85
3.6	Etapas de séparation du Sr sur la résine Sr Spec.	88
3.7	Etapas de séparation des terres rares sur la résine TRU Spec.	88
3.8	Etapas de séparation du Nd sur la résine LN Spec.	88
5.1	compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb et Hf) des pôles de mélanges.	142
5.2	Concentrations en Sr, Nd, Pb et Hf des pôles de mélanges	142
6.1	Modélisation des éléments traces : Paramètres et Résultats.	184
6.2	Modélisation isotopes : Paramètres et Résultats.	186
7.1	Identification du type de coulée dont est issu chaque échantillon avec la signature géochimique associée. (1/3)	203
7.2	Identification du type de coulée dont est issu chaque échantillon avec la signature géochimique associée. (2/3)	204
7.3	Identification du type de coulée dont est issu chaque échantillon avec la signature géochimique associée. (3/3)	205
4	Coordonnées échantillons profil axial	247
5	Coordonnées échantillons profil transversal	248
6	Données éléments majeurs profil axial (1/2)	249
7	Données éléments majeurs profil axial (2/2)	250
8	Données éléments majeurs du profil transversal	251
9	Données éléments traces profil axial (1/4)	252
10	Données éléments traces profil axial (2/4)	253
11	Données éléments traces profil axial (3/4)	254

12	Données éléments traces profil axial (4/4)	255
13	Données éléments traces profil transversal (1/4)	256
14	Données éléments traces profil transversal (2/4)	257
15	Données éléments traces profil transversal (3/4)	258
16	Données éléments traces profil transversal (4/4)	259
17	Données isotopiques profil axial (1/3)	260
18	Données isotopiques profil axial (2/3)	261
19	Données isotopiques profil axial (3/3)	262
20	Données isotopiques profil transversal (1/2)	263
21	Données isotopiques profil transversal (2/2)	264

Préface

Le volcanisme à la surface de la Terre est une des manifestations les plus visibles et ubiquiste de l'activité interne de notre planète. Alors que ce volcanisme est représenté sur les continents par les arcs volcaniques, les rifts et le volcanisme intraplaque, celui-ci reste néanmoins dominant en milieu océanique avec plus de 65 000 kms de dorsales, lieux de formation de la croûte océanique. Les principaux constituants de cette dernière sont les basaltes (et gabbros) que l'on désigne plus communément par Mid Ocean Ridge Basalts (MORB) et Ocean Island Basalts (OIB), pour faire la distinction avec les basaltes continentaux d'une part, mais également pour indiquer leur contexte de mise en place respectifs d'autre part. Ces basaltes océaniques sont des éléments clefs dans la compréhension de l'intérieur de la Terre dans la mesure où ils sont les produits directs (sans contamination crustale) de la fusion partielle du manteau terrestre, lequel est peu accessible et mal préservé en surface. Les basaltes conservent une signature géochimique fidèle à leur source mantellique, ce qui permet de caractériser la composition du manteau sans y avoir accès directement. C'est ainsi, en étudiant les météorites et grâce aux données géochimiques qu'un modèle chimique de la Terre a pu voir le jour. La croûte continentale fut extraite à partir du manteau primitif, laissant derrière elle un manteau supérieur résiduel appauvri en éléments incompatibles, dont seraient extraits les MORB, et un manteau inférieur plus primitif en composition qui serait la principale source des OIB (e.g, O'Nions et al., 1979 ; DePaolo et Wasserburg, 1979). Toutefois, même si la composition des roches du manteau est homogène au premier ordre (majeurs, paragénèses), les éléments traces et les isotopes radiogéniques dans des péridotites et basaltes océaniques ont révélé le caractère très hétérogène du manteau, hérité d'un recyclage continu de composants lithosphériques continentaux (e.g, McKenzie et O'Nions, 1983 ; Rudnick et Fountain, 1995 ; Tatsumi, 2000 ; Escrig et al., 2005 ; Willbold et Stracke, 2010) et océaniques très contrastés (e.g, Hofmann et White, 1982 ; Chauvel, 1992 ; Chauvel et al., 2008 ; Donnelly et al., 2004 ; Day et al., 2009). Le manteau supérieur ne doit pas être vu comme un réservoir homogène et passif, mais plutôt comme le siège d'un remaniement permanent où lithosphère, sédiments et le manteau lui-même sont mélangés, subissent le métamorphisme, et forment un ensemble marbré d'hétérogénéités. Le manteau supérieur n'est donc pas caractérisé par une composition isotopique unique, mais plutôt par une variété de compositions isotopiques résultant de mélanges entre différents pôles mantelliques. Cette diversité géochimique peut s'exprimer en surface dans les magmas émis au niveau des dorsales océaniques et au niveau des points chauds suite à l'ascension de panaches mantelliques profonds (manteau inférieur) (Morgan, 1972), ou bien plus superficiels et issus d'anomalies lithologiques fertiles, héritées dans le manteau su-

périeur (e.g, Courtillot et al., 2003 ; Asimow et al. 2004, Bonatti, 1990 ;). Les systèmes isotopiques du Sr, Nd, Pb, Hf et He permettent de tracer les sources, de déterminer si plusieurs composants entrent en jeu dans la composition des basaltes, et d'en préciser la nature. L'étude géochimique et surtout isotopique des basaltes océaniques est donc un moyen facile d'accès à la composition du manteau terrestre. Cependant, au delà du simple aspect géochimique, la notion d'hétérogénéité reste quelque chose de difficile à définir dans la mesure où elle va dépendre de l'équilibre entre les processus qui tendent à ré-homogénéiser le milieu (convection, diffusion, absorption) et ceux qui tendent à le contaminer (subduction, délamination). Et puisque ce rapport de force varie spatialement, il peut conduire à divers types d'hétérogénéités pour un même espace donné. Par conséquent, l'échelle et la précision de l'échantillonnage sont importants. Par exemple, considérant un domaine dans le manteau contenant une multitude de petites hétérogénéités bien réparties, on comprend rapidement l'impact du pas d'échantillonnage sur l'interprétation d'un cas comme celui-ci : un échantillonnage trop basse résolution aura tendance à gommer les hétérogénéités locales et renvoyer une image faussement homogène de la zone, tandis qu'un maillage plus petit permettra de les mettre en évidence. Une autre difficulté à aborder concernant la représentativité du manteau, au travers des basaltes océaniques, provient de l'existence des mélanges à l'état liquide. Entre le stade fusion partielle et la remontée en surface des basaltes, les liquides magmatiques doivent traverser la lithosphère. Au cours de cette remontée, des liquides issus de sources différentes vont pouvoir se mélanger, et donc former des basaltes "hybrides" qui enregistrent géochimiquement le mélange entre plusieurs sources, mais qui ont également perdu leurs signatures isotopiques originales. De plus, le trajet effectué par les magmas depuis leur zone de fusion n'est pas direct et vertical et donc reflète une vision biaisée ou plutôt imprécise de la localisation des hétérogénéités dans le manteau. Finalement, bien que la géochimie des basaltes océaniques constitue la meilleure approche pour comprendre la composition de l'enveloppe "manteau terrestre", il ne faut pas oublier que celle-ci n'en reste pas moins qu'un reflet dérivé, affecté par tout un ensemble de processus et mélanges magmatiques qui viennent fractionner les éléments chimiques et moyenniser les rapports isotopiques. C'est pourquoi, la poursuite de l'étude de ces processus constitue un enjeu important dans la reconstitution d'une image plus réaliste du manteau, dans la mesure où se sont eux qui contrôlent l'héritage géochimique entre manteau et croûte océanique.

Ce travail présente une étude géochimique très détaillée et à petite échelle, d'une interaction point chaud - dorsale : le système Mathématiciens - dorsale Est Pacifique (EPR). C'est tout d'abord la morphologie singulière de ce segment de dorsale entre

15 ° 20' et 16 ° 20' N qui a attiré l'attention sur cette région au début des années 1990. Ce segment s'est révélé être surélevé de 300m par rapport au reste de la dorsale et également deux fois plus large, résultant de deux petits sauts d'axes successifs vers l'ouest, en direction d'une petite chaîne d'imposants seamounts culminant encore 100m plus haut (e.g, Macdonald et al., 1992 ; Weiland et Macdonald, 1996 ; Carbotte et al., 2000). Le recoupement des observations bathymétriques, sismiques et gravimétriques suggérait la présence d'une activité magmatique anormalement élevée, qui a fait germer l'idée d'une interaction entre un petit point chaud et une dorsale rapide. Dans le cas suivant, il semblerait que cette interaction soit récente (<600 000 ans), et que le panache soit déjà suffisamment proche de l'axe pour perturber à ce point le fonctionnement de la ride (e.g., Macdonald et al., 1992, Carbotte et al., 2000, Carlut et al., 2004). Il permet donc d'envisager l'étude des modalités d'interaction d'un système assez rare, où les deux éléments convergent l'un vers l'autre.

Ce travail propose une approche avec une résolution de l'ordre de la centaine de mètres des hétérogénéités locales au sein du manteau, dans un contexte d'interaction point chaud - dorsale, à travers une étude géochimique classique des basaltes océaniques. Le manuscrit est en 4 parties. Une première introductive avec un rappel général des connaissances sur les volcanismes de dorsale et de point chaud, ainsi que sur la composition et la dynamique du manteau. Elle détaillera également le contexte général de la zone d'étude et présentera de manière plus détaillée les objectifs de ce travail. La seconde partie concerne les techniques analytiques utilisées et présente l'ensemble des résultats obtenus. Dans une troisième partie l'enjeu scientifique et l'intérêt de cette étude seront mis en avant avec l'interprétation des résultats, et sera décliné selon trois grands axes de discussion. Les trois chapitres de discussion peuvent être lus de manière quasi-indépendante. Chacun d'eux débute par un paragraphe introductif qui guide le lecteur vers le thème traité, avant d'aborder l'aspect interprétatif. La dernière partie fait la synthèse du travail réalisé et ouvre des perspectives. Un article soumis et en révision à Nature Communications est également présenté dans le chapitre 6. Une lecture rapide de ce manuscrit de thèse peut être envisagée par le lecteur en ne lisant que l'article et le chapitre 7 qui constituent les deux éléments fondamentaux de l'interprétation des données. Enfin, une annexe a été intégrée à la fin du manuscrit dans laquelle figurent l'ensemble des tableaux de données ainsi que des cartes sur lesquelles est nommé et positionné plus précisément chacun des échantillons.

Première partie

Introduction et problématique

Chapitre 1

Généralités

1.1 Le manteau terrestre et la croûte océanique

1.1.1 Les dorsales : générateurs passifs de croûte océanique

Avec 361 000 000 de km² d'océan recouvrant près de 71% de la surface du globe, tandis que le reste est attribué au domaine continental, la croûte océanique est la grande représentante de l'enveloppe superficielle de la Terre. Bien que la nature de chacun de ces domaines soit magmatique, la croûte océanique se différencie de la croûte continentale par sa faible épaisseur de 7 km en moyenne (contre 35 km) mais surtout sa composition basique : basaltique en surface et gabbroïque en profondeur ; très différente des magmas acides rencontrés dans la croûte continentale.

En regardant la bathymétrie des fonds océaniques et avec un regard naturaliste, on ne peut passer à côté de la présence de longues chaînes de montagnes sous-marines continues et situées au milieu des océans, des nombreuses fosses qui entourent ces océans (en particulier le Pacifique), mais également des grandes montagnes isolées ou formant des alignements, dispersés aléatoirement sur le fond marin. C'est finalement en reliant l'ensemble des observations morphologiques, paléontologiques, paléomagnétiques et sismiques que s'est construite la théorie de la tectonique des plaques (McKenzie et Parker, 1967 ; LePichon, 1968 ; Morgan, 1968) qui définira les dorsales en tant que centres de production et les zones de subduction en tant que zones de destruction de la croûte océanique et qui découpent la Terre en plaques lithosphériques.

Le plancher océanique est donc mobile et trouve son origine dans l'expression magmatique des rides médio-océaniques (Hess, 1962 ; Vine et Matthews, 1963). Cependant, contrairement aux apparences, ce sont les réponses passives aux forces de tractions exer-

cées sur la lithosphère par les subductions, qui font d'elles des déchirures caractérisées par une vitesse d'écartement des plaques et une activité magmatique. La vitesse d'écartement entre deux plaques représente par défaut la vitesse d'accrétion et contrôle la morphologie et le régime thermique d'une dorsale. De manière classique, on distingue les dorsales rapides d'un côté, et les dorsales lentes de l'autre. Les dorsales lentes ont des segments généralement plus courts, décalés par la présence de nombreuses failles transformantes, avec une zone axiale marquée par la présence d'une vallée très faillée (e.g., Le Douaran et Francheteau, 1981 ; Macdonald, 1982). A l'inverse, les dorsales rapides sont généralement moins profondes, n'ont pas de vallée axiale mais un aspect bombé par la présence de multiples dômes, et présentent une chambre magmatique axiale continue sous l'axe (e.g., Lonsdale, 1977 ; Macdonald, 1982). Ces différences morphologiques reflètent en réalité un régime thermique différent, où la remontée et le renouvellement d'asthénosphère chaude se fait plus efficacement sous une dorsale rapide, et donc génère une production de magma plus importante que pour une dorsale lente, qui elle, aura une accommodation de l'étirement plutôt d'ordre tectonique (Figure 1.1).

Néanmoins, indépendamment des variations morphologiques, toutes les dorsales génèrent des basaltes que l'on appelle "Mid Ocean Ridge Basalt" (MORB) et que l'on reconnaît très distinctement par leur signature géochimique appartenant à la série tholéiitique. C'est la décompression adiabatique du manteau sous l'axe de la dorsale, entraînant sa propre fusion (Figure 1.2) qui est responsable de cette production magmatique, et qui en refroidissant va former la croûte océanique. Le manteau fond à hauteur de 5 à 20% (relativement fort degré de fusion partielle), à une profondeur comprise entre 50 et 100 km, et à une température autour de 1200 ° C.

Les premiers échantillons de croûte océanique et de manteau ont été observés sans le savoir dans les massifs ophiolitiques (e.g Hunt 1872, Merrill, 1889 ; Hess, 1939). Ce n'est qu'après les premières campagnes d'exploration géologique des fonds marins que l'on comprit que ces ophiolites représentaient des portions de lithosphère océanique (Pearce et Cann, 1971 ; Church et Stevens, 1971 ; Devey et Bird 1971 ; Pallister et Hopson 1981) exhumées à terre tectoniquement. Cette découverte aboutit à la définition d'un "log ophiolitique" complet lors de la Penrose conférence de 1972 comprenant de haut en bas : le complexe volcanique basique constitué de basaltes en coussin (MORB), le complexe filonien basique, le complexe gabbroïque (isotropes et lités) et à la base le complexe ultramafique de type lherzolite, harzburgite ou dunite. Quant au mécanisme tectonique responsable du charriage d'une portion de lithosphère océanique sur la lithosphère continentale, celui-ci est nommé "obduction" (Coleman, 1981).

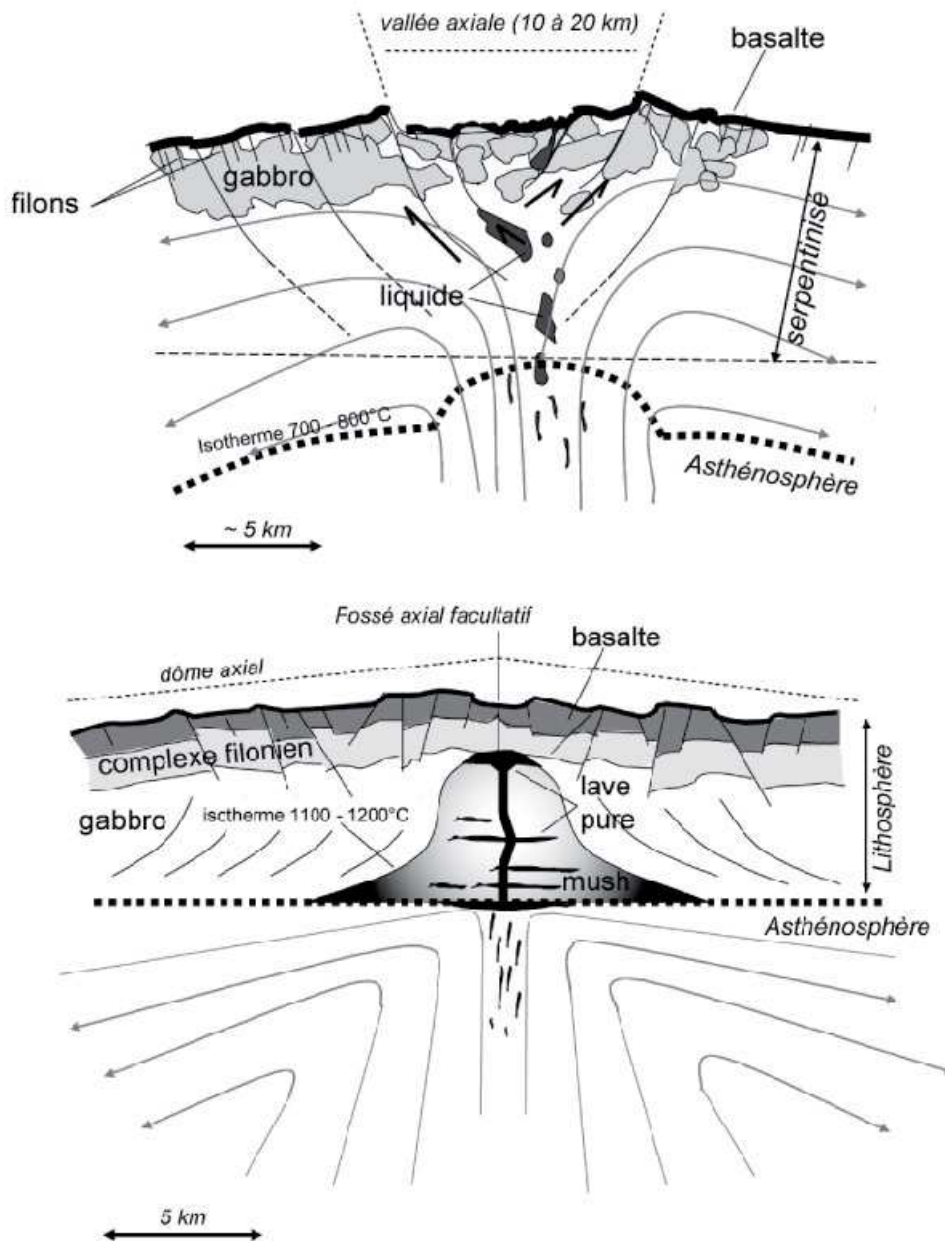


FIGURE 1.1 – Coupes synthétiques d'une dorsale lente (en haut) et d'une dorsale rapide (en bas) (modifié de Pommerol et al., 2000). Sur ces coupes sont représentées les divers éléments structuraux et lithologiques qui caractérisent et différencient chacun des systèmes. On remarquera que le volume magmatique est plus important, plus épais et continu au niveau de la dorsale rapide, et qu'au contraire il est amoindri et sous forme de poches indépendantes dans le cas d'une dorsale lente. On constatera également, que le manteau parvient à être exhumé tectonique dans la zone axiale de la dorsale lente, et que l'épaisseur de la lithosphère à l'axe de celle-ci est supérieure à celle mesurée à l'axe d'une dorsale rapide.

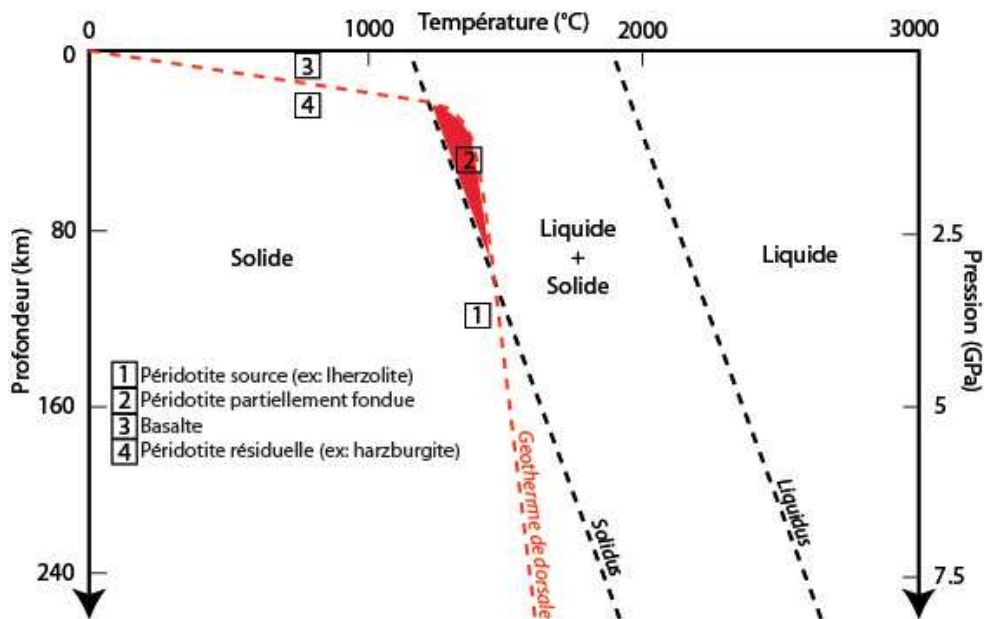


FIGURE 1.2 – Diagramme P-T représentant les conditions de fusion partielle au niveau d'une dorsale d'une péridotite sèche en fonction de la profondeur.

De nos jours, on dénombre plus de 150 ophiolites, avec des âges compris entre 2 Ga (Québec) et 2-3 Ma (Chili) et des logs stratigraphiques très variables et plus ou moins complets, qui témoignent d'une grande diversité dans la nature de la croûte océanique. Les études géochimiques (e.g., Miyashiro, 1973; Robinson et al., 1983; Pierce et al., 1984) ont démontré que celle-ci pouvait se former dans des contextes géodynamiques variés (ride océanique, subduction mais aussi dans les bassins marginaux d'arrière arcs), mais surtout que la composition et la structure de la lithosphère océanique pouvait varier au sein d'un même contexte géodynamique également (e.g., dorsale rapide, dorsale lente) (Figure 1.3). A plus petite échelle encore, on reconnaît une diversité géochimique dans les MORB (N-MORB, I-MORB, E-MORB), qui fut initialement attribuée comme due à des différences de taux de fusion partielle et ou de cristallisation fractionnée à partir d'un manteau homogène. L'utilisation des isotopes radiogéniques a démontré que ces MORB pouvaient aussi être issus de différentes sources mantelliques, révélant ainsi la non homogénéité du manteau supérieur, grâce à des différences de compositions isotopiques de certains éléments lourds. Ces derniers n'étant pas fractionnés par les processus de fusion et cristallisation, conservent la signature de leur source.

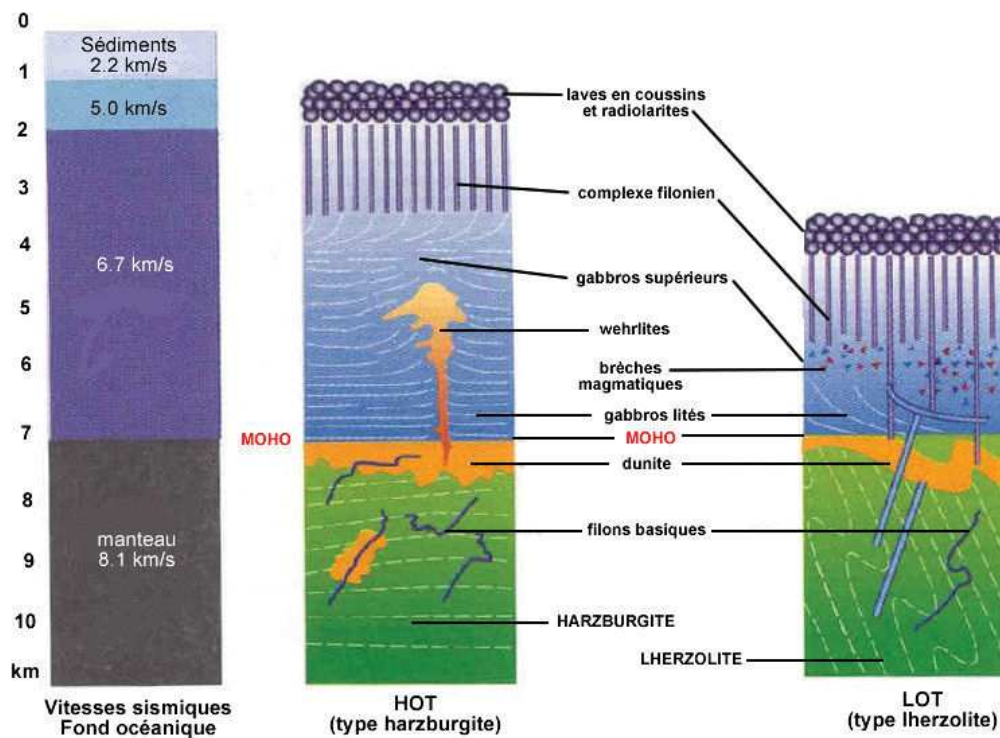


FIGURE 1.3 – Structure sismique et comparaison des Logs ophiolitiques de lithosphères océaniques de type HOT (e.g Oman/analogue actuel EPR) et LOT (e.g Chenaillet/analogue actuel MAR) (tiré de Nicolas, 1997).

1.1.2 La notion de point chaud

Le magmatisme intraplaque est indépendant du fonctionnement des dorsales océaniques. Les diagrammes élémentaires et les signatures isotopiques des basaltes associés à ce volcanisme témoignent d'une variabilité plus grande que celle des MORB. Il est responsable de la formation d'îles volcaniques océaniques dont les laves sont appelées "Ocean Island basalts" (OIB). Lorsque ces volcans restent immergés, on les appelle plus communément "seamounts", et les laves qui leur sont associées se mettent en place sur la croûte océanique, qu'elle soit jeune ou ancienne. Les OIB ont permis d'échantillonner des parties du manteau qui n'étaient pas accessibles par les dorsales. Alors qu'on considère classiquement la source des MORB comme le manteau supérieur appauvri, les OIB de part leur nature plus enrichie reflètent un manteau différent dont la variabilité de composition a été bornée par des pôles nommés "Enriched Mantle type 1" (EM1), "Enriched Mantle type 2" (EM2), "High μ " (HIMU) ($\mu = U/Pb$), "Depleted MORB Mantle" (DMM) par Zindler et Hart (1986). L'existence réelle, en tant que pôles "purs", de ces compositions reste aujourd'hui très discutée, mais ce que l'on observe c'est que la quasi-totalité des basaltes analysés (MORB compris) représente des mélanges entre ces pôles théoriques (Figure 1.4).

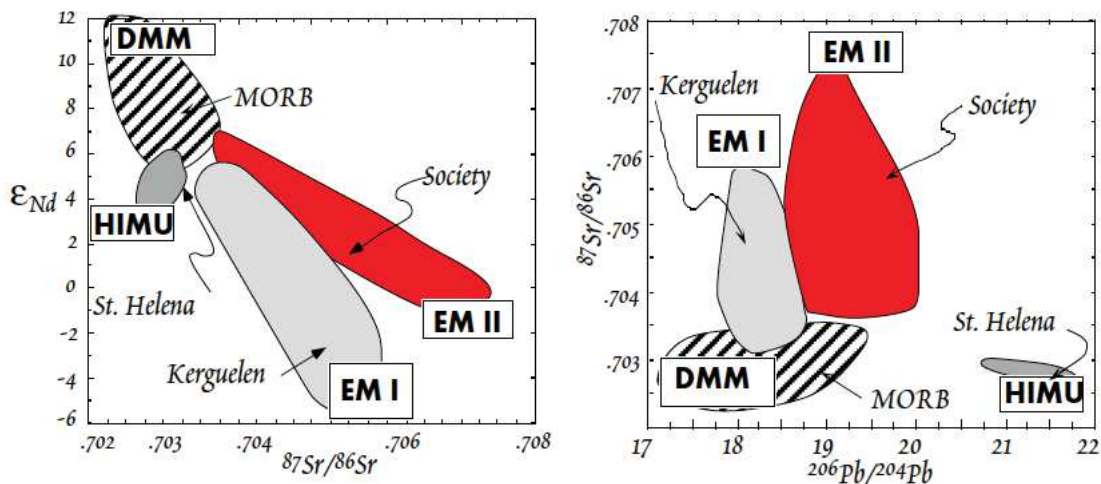


FIGURE 1.4 – Représentation du "zoo mantellique" (d'après Zindler et Hart, 1986) et appartenances isotopiques des OIB (d'après White, 1985).

Les OIB sont généralement issus de taux de fusion partielle nettement plus faibles (quelques % seulement) que les MORB, et ont tendance à être plus enrichis en éléments traces incompatibles. Du point de vue isotopique, les OIB ont du Sr et Pb généralement

plus radiogéniques et du Nd et Hf moins radiogéniques. L'analyse du contenu en gaz rares des verres basaltiques a également montré que les OIB ont des rapports R/R_A plus élevés que ceux des MORB, suggérant ainsi que leur source est plus primitive.

Le magmatisme intraplaque est induit par la remontée de panaches de manteau chaud résultant d'anomalies thermiques positives intra-mantellique, qui remonteraient adiabatiquement par convection jusqu'à atteindre leur point de fusion, et s'exprimeraient en surface par la formation d'îles volcaniques intra-plaques. On parle ici de volcanisme de point chaud.



FIGURE 1.5 – Carte de localisation des principaux points chauds (Lin, 1998). On remarquera qu'une grande partie d'entre eux se trouvent très proche voir à l'aplomb des dorsales océaniques.

Le terme "point chaud" a été pendant longtemps associé à un type bien particulier de point - chaud : celui issu du modèle développé par Morgan (1972), c'est à dire un panache de grande dimension (150 km de diamètre) et qui prendrait sa source très profondément dans le manteau inférieur. Cependant, au vu de la dizaine de milliers de seamounts répertoriés et autres plateaux se répartissant très largement sur la croûte océanique, il est difficile d'imaginer la présence sous chacun d'entre eux d'un panache de ce type. Pourtant les compositions de ces laves diffèrent significativement des MORB et reflètent un matériel bien plus "enrichi". De ce fait, la notion de point chaud a du être

élargie et développée, en admettant que des panaches plus superficiels puissent exister et ne pas être enracinés à la limite noyau/manteau (Courtillot et al., 2003 ; Montelli et al., 2004 ; King, 2007). Dans un article synthétique, sur la base d'une quarantaine de points chauds supposés (Davies, 1988 ; Sleep, 1990 ; Steinberger, 2000) et localisés Figure 1.5, Courtillot et al. (2003) proposent qu'il existe 3 types de points chauds différents (Figure 1.6).

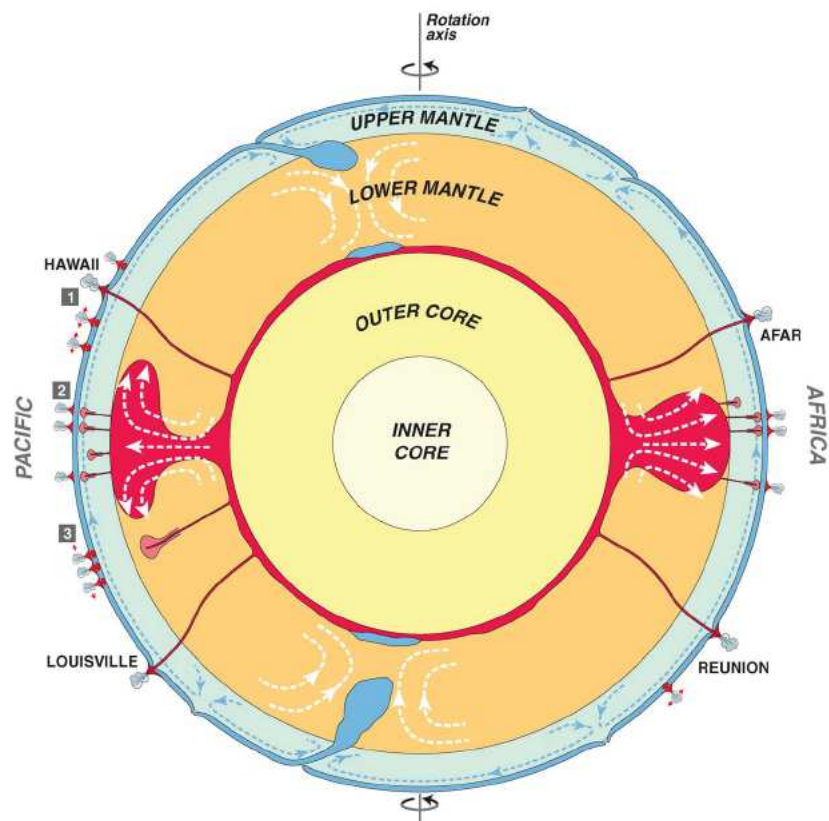


FIGURE 1.6 – Coupe schématique de la dynamique terrestre montrant les 3 types de points chauds. 1) Les points chauds primaires (ou "Morganien") enracinés dans la couche D'' à limite noyau/manteau, 2) ceux prenant source dans les dômes des superswells dans la zone de transition du manteau, et 3) les points chauds tertiaires ou mineurs, plus nombreux et qui tirent leur source des hétérogénéités du manteau supérieur (Tiré de Courtillot et al., 2003).

Le premier est qualifié de point chaud primaire (Hawaï, Pâques, Louisville, Islande, Afar, Réunion et Tristan da Cunha) tel que l'envisageait Morgan (1972) et qui prendrait sa source dans la couche D'', c'est à dire à la limite manteau/noyau (Olson et al., 1987). Le second type de point chaud est associé aux deux "superswells" situés sous l'Afrique

et la Polynésie française et qui constituent deux dômes géochimiquement hétérogènes localisés dans la zone de transition du manteau et à partir desquels de nombreux points chauds dits "secondaires" sont issus (tel que Pitcairn, Tahiti, Samoa, Caroline et Mc Donald par exemple). Enfin le dernier type regroupe le reste des points chauds qui prennent leur source dans le manteau supérieur mais dont on connaît très peu de choses sur leur formation. Anderson (2000) suggère qu'une partie de ces points chauds superficiels et présentant un excès de magmatisme puissent être liés à des variations de températures de l'ordre de 200 ° C à travers le manteau supérieur, causées par des mouvements de convections à plus petite échelle. Par exemple, King et Anderson (1998) ont montré que les zones cratoniques ou les zones de transition océan-continent peuvent jouer le rôle de barrière thermique à partir de laquelle s'initient de petites cellules convectives, responsables de la formation de nombreux points chauds dans un périmètre de 600 à 1000 km (King, 2007) : ce phénomène est appelé "edge-driven convection".

L'autre grand mécanisme à l'origine de ces points chauds est lié à l'hétérogénéité lithologique et chimique du manteau supérieur lui-même. Entre subduction de lithosphère océanique et délamination de croûte continentale sur-épaissie, une grande quantité de matériel au potentiel hautement fertile est en permanence recyclé dans le manteau supérieur. Ces fragments crustaux constituent des hétérogénéités à l'échelle de la dizaine voire de la centaine de kilomètres qui peuvent se retrouver isolées sur de longues périodes de temps, avant de fondre. Ce modèle de "fertility" spot (Anderson, 2006) ne nécessite pas l'implication de grandes variations de température. Un échauffement modéré de ce matériel suffit à le faire remonter sous forme de micro-panache, à l'origine d'un petit point chaud. De la même manière Bonatti (1990) et Asimow et al. (2004) attribuent cet excès de volcanisme par endroit en surface non pas à une anomalie thermique, mais plutôt au recyclage de matériel hydraté (e.g., manteau subcontinental) au point de fusion plus bas que celui de la péridotite sèche : c'est le concept de "wetspot". Dans les deux cas le "déficit thermique" est alors compensé par le fort potentiel fusible de ces hétérogénéités.

On pourrait donc qualifier de point chaud toute anomalie thermique positive et/ou chimique, localisée au sein du manteau qui viendrait à fondre et produire un excès de magmatisme local dont la composition des laves serait différente des MORB et des laves d'arc. Le volcanisme de point chaud n'est donc pas restreint aux OIB uniquement. Ce sont les dimensions et la localisation dans le manteau (couche D", zone de transition ou manteau supérieur) de cette zone anormalement chaude et/ou fertile qui va déterminer la taille du point chaud et donc son expression dans le temps et dans l'espace en surface.

Les points chauds de grande taille vont avoir une durée de vie plus importante que les petits et vont plus facilement remonter sans être perturbés par la convection à grande-échelle du manteau. Toutefois, il est aussi possible que là où la convection se fait plus rapidement, ces grands panaches finissent par être désagrégés par convection en petits "blobs" (Allègre et al., 1984) qui se dispersent ensuite dans le manteau supérieur et soient à l'origine de petits édifices dispersés. Ceci pourrait permettre d'expliquer l'absence de point chaud majeur dans l'océan Pacifique par comparaison avec l'océan Atlantique.

Finalement, les points chauds constituent au même titre que les dorsales et les MORB des fenêtres ouvertes sur la composition du manteau terrestre. Alors que les dorsales échantillonnent la partie la plus superficielle du manteau, les points chauds peuvent en illustrer une partie plus profonde. En revanche, il ne faut pas oublier que ces panaches sont associés à des anomalies thermiques et chimiques reflétant très certainement une lithologie particulière.

1.1.3 La complexité du manteau terrestre

Le manteau représente la plus importante enveloppe de la Terre, soit 80% de son volume total. Tout comme pour la croûte océanique, les premières estimations directes de la composition du manteau terrestre ont été réalisées à partir des massifs péridotitiques des ophiolites. Une péridotite du manteau supérieur est caractérisée par un assemblage minéralogique composé d'olivine, de pyroxène et d'une phase alumineuse qui peut être du plagioclase sous croûte océanique à faible profondeurs (< 35 km), du spinelle entre 35 et 70 km ou du grenat à des profondeurs excédant les 70 km. Pour les parties plus profondes du manteau, les quelques estimations proviennent soit d'observations directes à partir d'inclusions dans les diamants ou de données sismologiques, soit d'études expérimentales (e.g., Ringwood, 1975; Bell, 1979; Anderson et Bass, 1984; O'Neill et Jeanloz, 1990) à hautes pressions qui permettent de prédire la succession des transformations minéralogiques avec l'augmentation de la pression. Ces résultats indiquent l'existence d'une limite physique entre le manteau supérieur et le manteau inférieur au niveau d'une zone transitionnelle où l'olivine γ (ringwoodite) $((Fe, Mg)_2SiO_4)$ subit une transition de phase vers un assemblage à perovskite $((Fe, Mg)SiO_3)$ et magnésio-wustite $((Fe, Mg)O)$ autour de 600 km de profondeur (Figure 1.7).

Toutefois, l'échantillonnage direct du manteau est trop fragmentaire et superficiel. L'analyse isotopique des basaltes a permis de définir ce que l'on appelle le "Zoo mantelique" (Zindler et Hart, 1986) : c'est à dire dire 4 pôles extrêmes (DMM, HIMU, EM1,

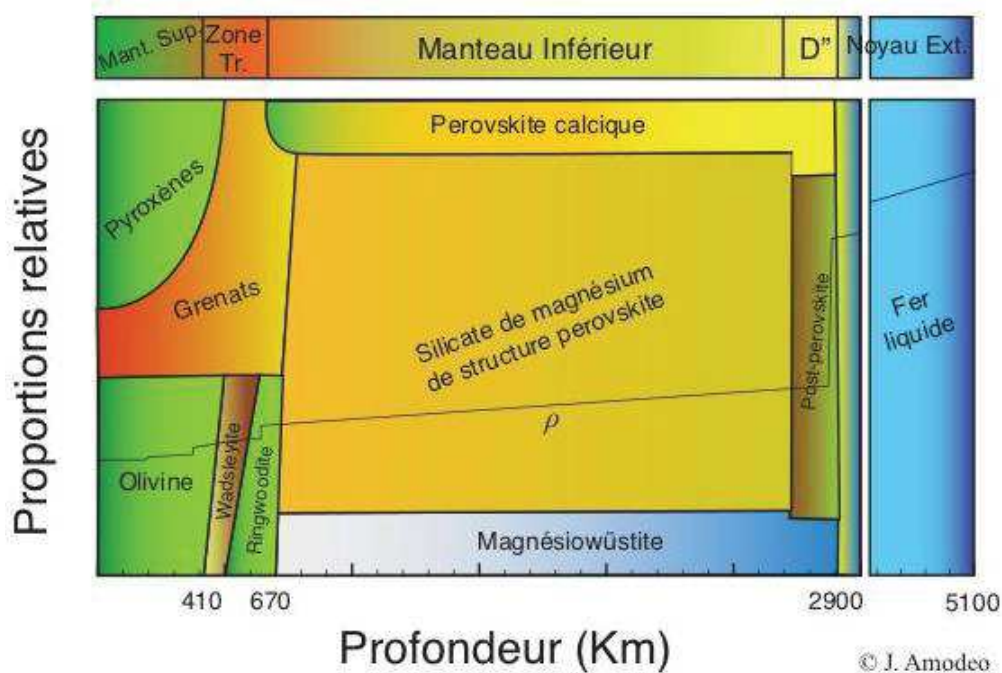


FIGURE 1.7 – Assemblages minéralogiques et proportions de phase du manteau, en fonction de la profondeur.

EM2) et un pôle commun (C) (Hanan et Graham, 1996) suffisants pour décrire toute la variabilité isotopique des basaltes mondiaux, qui atteste de l'hétérogénéité du manteau, acquise au cours de l'histoire de la Terre par le recyclage de matériel continental et océanique par subduction et délamination.

Le **DMM** (pour **D**epleted **MORB** **M**antle) est la source principale des MORB, et désigne un réservoir "appauvri" : c'est à dire appauvri en éléments traces incompatibles. Il est caractérisé par les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ les plus élevés, et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ les plus bas enregistrés. Le DMM est considéré comme le représentant majeur du manteau supérieur, et comme le résidu laissé par l'extraction de la croûte. Sur la base des valeurs moyennes chondritiques (Jacobsen, 1980) de Nd ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) il a été estimé que celui-ci devrait avoir les mêmes dimensions que le manteau supérieur. Toutefois, récemment la meilleure précision et la multiplication des analyses du rapport isotopique $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les roches terrestres a montré que leur rapport était systématiquement supérieur à celui des chondrites (Boyet et Carlson, 2005 ; 2006). Ils proposent alors qu'une phase de différenciation précoce de la BSE se soit effectuée dans les 30 premiers millions d'années de l'histoire de la Terre, sé-

parant ainsi un réservoir appauvri (EDR : "Early Depleted Reservoir") qui serait ensuite à nouveau différencié lors de l'extraction de la croûte continentale ; d'un réservoir enrichi préservé depuis de tout magmatisme (EER : "Early Enriched Reservoir"). Dans ce cas, les dimensions du DMM doivent être réévaluées car elles ont été jusque là surestimées.

Le réservoir **HIMU** (pour **HI**gh μ) est défini par un rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ très élevé et les compositions isotopiques de Pb les plus radiogéniques. Il est aussi caractérisé par des rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ hauts ainsi que des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas. Ce composant est interprété comme reflétant la signature d'une croûte océanique altérée dans laquelle le Pb aurait été lessivé et non l'U, d'où un μ très élevé (e.g., Chase, 1981 ; Chauvel et al., 1992). Les laves des îles Cook-Australes et St Hélène sont des représentantes de ce pôle.

Les composants enrichis **EM1** et **EM2** ont des origines plus discutées. Le pôle **EM1** possède les plus faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mais a un rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé pour un faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné, ainsi qu'un fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Exemple : Pitcairn-Gambier, Tristan). Le pôle **EM2** correspond aux valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus hautes, des rapports modérées à élevés de Pb, et des rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bas (Exemple : îles Sociétés, Samoa, îles Marquises). Parmi tous les scénarios envisagés figurent le recyclage de lithosphère continentale délaminiée (Mc Kenzie et O'Nions, 1983 ; Tatsumi, 2000 ; Lustrino, 2005), celui de la lithosphère océanique métasomatisée (Niu et O'Hara, 2003 ; Donnelly et al., 2004 ; Workman et al., 2004 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Day et al 2009), celui de la croûte océanique et de sédiments (terrigènes ou pélagiques) (Hofmann et White, 1982 ; White et Hofmann, 1982 ; Weaver, 1991 ; Chauvel et al., 1992 ; Jackson et al., 2007 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Chauvel et al., 2008, Jackson et Dasgupta, 2008), ou encore le recyclage de seamounts et plateaux océaniques (Gasperini et al., 2000 ; Ulrich et al., 2012).

Sur la Figure 1.8, l'ensemble des données OIB sont représentées dans des espaces isotopiques tétraédriques définis par les 4 pôles mantelliques définis par Zindler et Hart (1986). Hart et Hauri (1992) ont montré que les tendances définies par les différents groupes d'îles convergeaient toutes vers un même espace qu'ils ont appelé **FOZO** (pour **FO**cus **ZO**ne) qu'il considèrent être un cinquième composant ancien entraîné dans les panaches depuis la limite manteau/noyau. La même année, Farley et al., (1992) proposent également sur la base des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevés l'existence d'un réservoir primitif commun contenu dans la source des OIB et nommé **PHEM**. Quelques années

plus tard, à partir des isotopes du Pb et de l'He, Hanan et Graham (1996) montrent également qu'un composant Commun qu'ils baptisent "C" existe, mais qu'il est omniprésent à la fois dans les MORB et dans les OIB, et que ce réservoir pourrait être localisé au niveau de la zone transitionnelle du manteau.

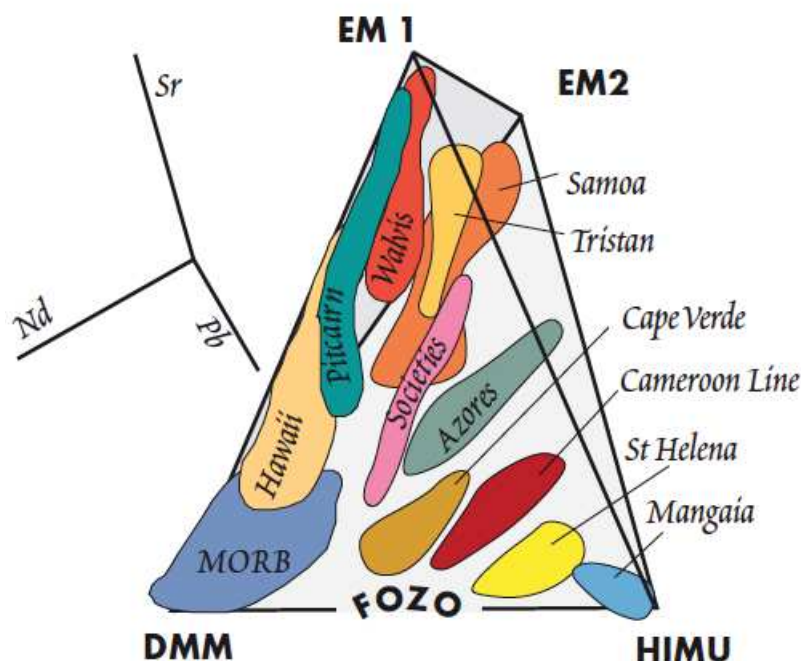


FIGURE 1.8 – Représentation tri-dimensionnelle des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. L'ensemble des MORB et OIB sont représentés au sein d'un tétraèdre défini par les composants EM1, EM2, HIMU et DMM. Les groupes de basaltes forment des tendances dont la plupart pointent en direction d'une zone focale (FOZO) située à la base du tétraèdre (d'après Hart et al., 1992).

L'existence de ces composants mantelliques, leur traçage dans les basaltes et l'histoire de l'acquisition de ces signatures constituent les témoins géochimiques de l'existence d'une réelle dynamique mantellique. Le manteau est en effet une enveloppe active dont l'expression en surface est révélée par la tectonique des plaques, le flux de chaleur et l'activité sismique et volcanique de notre planète. Cette dynamique est due à l'existence de gradients de température au sein du manteau. Le manteau subit un chauffage interne par désintégration radioactive ainsi qu'un chauffage par le bas via l'énergie produite par la cristallisation de la graine. Le matériel réchauffé remonte par différence de densité, jusqu'à être refroidi en limite supérieure où il se densifie et s'enfonce, créant ainsi des

cellules de convection. Lorsque des lambeaux de lithosphère océanique ou continentale sont ré-introduits dans le manteau, ils sont soumis à cette convection qui contrôle ensuite leur devenir. Certains sont transportés très loin dans le manteau jusqu'à la couche D'' (Van der Hilst et al., 1997) comme le montrent les images de tomographie sismique (Figure 1.9), d'autres restent prisonniers dans le manteau supérieur (Albarède et Van der Hilst, 2002). Certains sont bien remaniés et ré-homogénéisés dans la matrice environnante, d'autres refondent avant d'avoir eu le temps d'être homogénéisés ou restent séquestrés et transportés dans le manteau supérieur sur de très longues périodes. Dès lors, de nombreuses hétérogénéités, qu'elles soient petites (métriques à kilométriques) ou très grandes (dizaines à centaines de kilomètres), sont ainsi créées au cours du temps et lardent la matrice péridotitique caractéristique du manteau supérieur de veines métamorphiques de matériel recyclé (pyroxénites, éclogites).

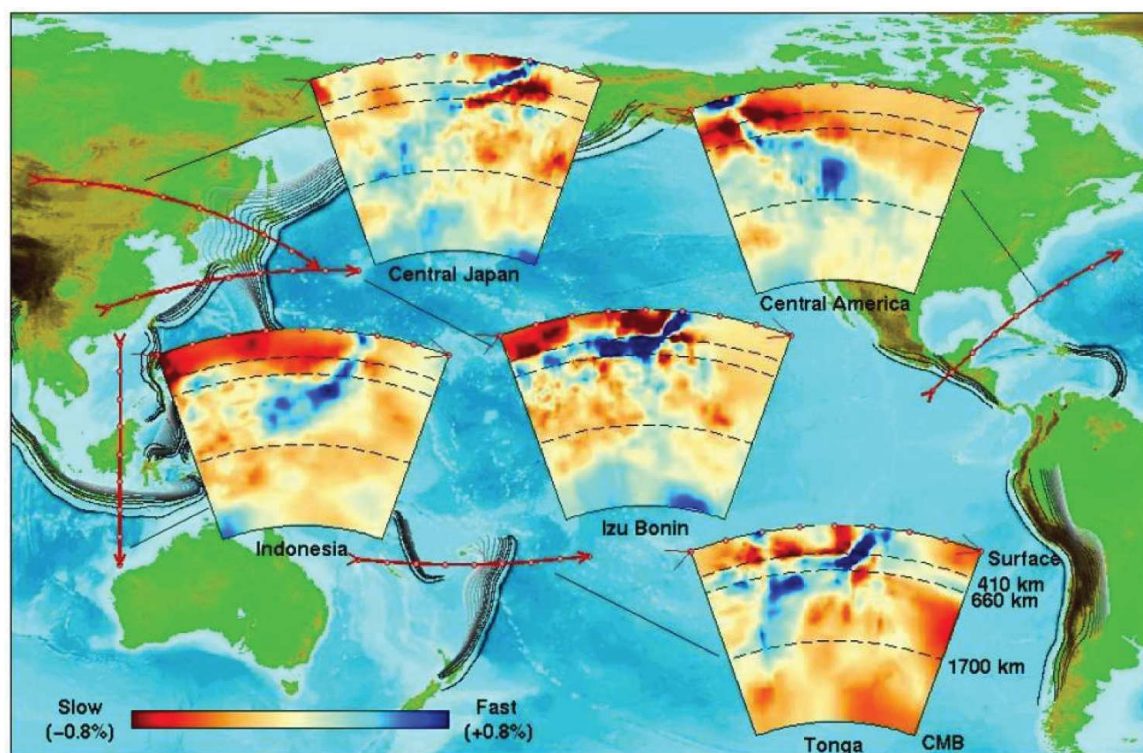


FIGURE 1.9 – Coupes tomographiques en contexte de subduction illustrant le recyclage des plaques lithosphériques (d'après Albarède et Van der Hilst, 2002). On remarquera que le matériel dense et froid (bleu) subducté est capable d'atteindre de très grandes profondeurs, bien au delà de la limite manteau supérieur / manteau inférieur (660km)

Puisque la tomographie a montré que le panneau plongeant d'une zone de subduction

pouvait atteindre et dépasser la profondeur de 660 km, l'hypothèse selon laquelle le manteau inférieur serait resté primitif et sans échanges avec les unités supérieures ne tient plus. Cependant, comme l'attestent les rapports isotopiques en gaz rares d'OIB issus de panaches très profonds, il semblerait que le manteau inférieur ait gardé une signature beaucoup plus primitive (très peu dégazée) que le manteau supérieur. Initialement, certains prônaient un modèle à deux couches (e.g., Allègre et al., 1983; Christensen, 1995) où pas ou peu d'échanges sont possibles entre manteaux supérieur et inférieur en raison de la zone de transition de phase qui constitue une véritable barrière. Dans ce modèle les panaches se forment au niveau de la discontinuité des 660 km où s'achève la descente des plaques entrées en subduction, et le manteau inférieur reste isolé et peu dégazé. Parallèlement, d'autres proposaient un modèle à une seule couche (e.g. Kurz et al., 1982; Davies et Richards, 1992), dans laquelle la convection se fait sur toute la hauteur de manteau et où les plaques plongent jusqu'à la limite noyau - manteau, limite d'où sont issus tous les panaches. Cependant, de toute évidence, aucun de ces modèles ne semble pour l'instant satisfaire et concilier l'ensemble des observations géophysiques et géochimiques. L'existence d'une véritable frontière physique et chimique séparant le manteau inférieur du manteau supérieur existe bien, limitant ainsi les échanges avec la partie la plus profonde. Il semblerait que le recyclage des matériaux de surface se fasse préférentiellement dans les premiers 660 km, bien qu'il soit possible au delà. Le manteau peut ainsi être décrit comme une enveloppe à deux couches suffisamment découplées pour avoir maintenu des différences physico-chimiques, mais en même temps avec une frontière suffisamment perméable pour autoriser les subductions et les remontées de panaches à travers plusieurs milliers de kilomètres. Il s'agit des modèles hybrides de Olson et al. (1990), et Stein et Hofmann (1994). L'alternative suggérée par Allègre (1997) est celle d'une dynamique mantellique ayant évolué dans le temps. La convection aurait d'abord fonctionné selon le modèle imperméable à deux niveaux jusqu'à il y a environ un milliard d'années, et depuis 500 millions d'années serait en phase de transition vers le modèle de convection globale. Depuis, d'autres modèles ont été proposés invoquant l'existence d'un réservoir primitif (^{40}Ar , ^3He) à 1600 km (Kellogg et al., 1999), l'établissement d'une zonation chimique verticale du manteau dans un système convectif global (Albarède et Van der Hilst, 2002), ou encore le modèle de "filtre à eau" au niveau de la zone de transition développé par Bercovici et Karato (2003) (figure 1.10).

La dynamique complexe du manteau soulève encore des interrogations, puisque les indices actuels ne permettent toujours pas de concilier les modèles chimiques et physiques de la Terre. Néanmoins, la diversité géochimique des MORB indique que des hétérogé-

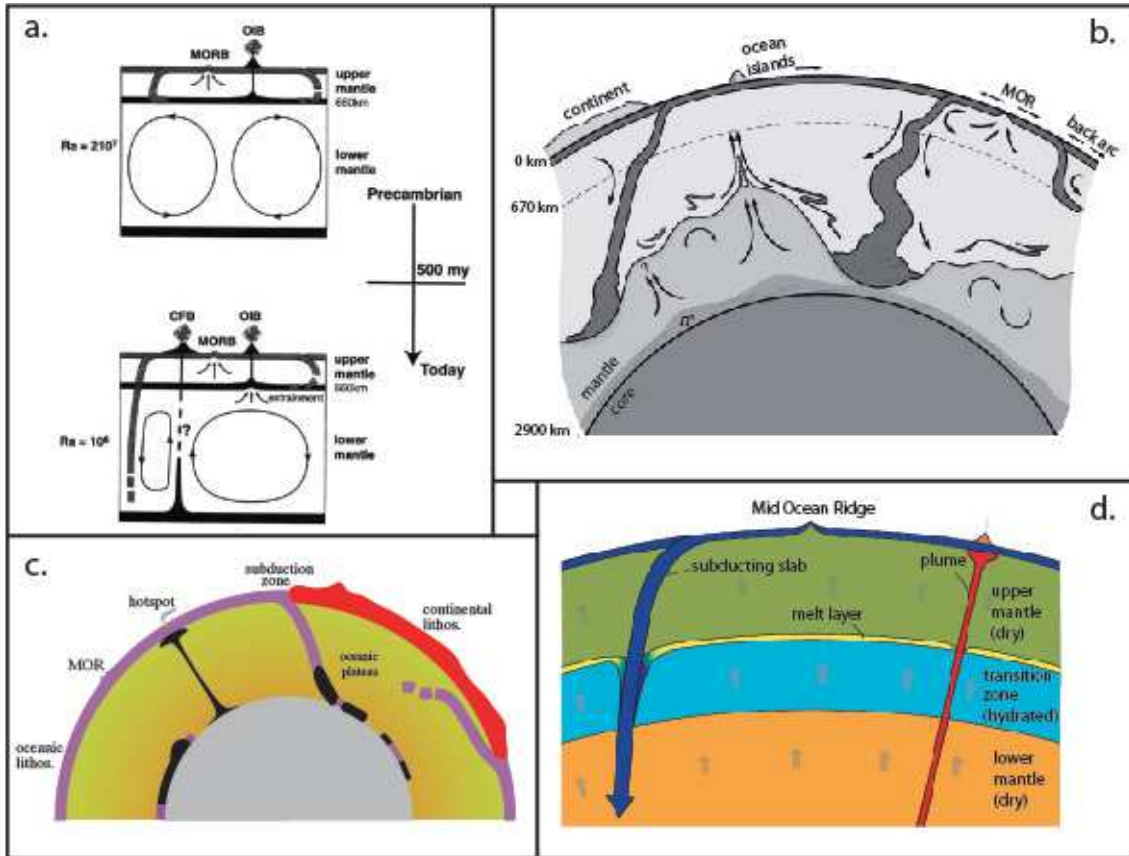


FIGURE 1.10 – Les principaux modèles de convection. (a) Modèle transitionnel illustrant le passage d'un régime de convection à deux couches à un modèle de convection globale (tiré de Allègre et al., 1997), (b) modèle de Kellogg et al. (1999) proposant l'existence d'une couche de mélange entre 1600 km - couche D" qui renfermerait l'ensemble des composants géochimiques observés dans les basaltes océaniques, (c) modèle de zonation géochimique verticale induite par la différence de profondeur de recyclage atteinte par les plaques lithosphériques, selon leur degré de chargement (tiré de Albarède et Van Der Hilst, 2002), et (d) modèle de filtre à eau impliquant la filtration du manteau à hauteur de la zone de transition, et sa séparation en une phase sèche et appauvrie ascendante, et une phase humide, enrichie et plus dense retournant dans le manteau profond (tiré de Bercovici et Karato, 2003).

néités existent dans le manteau supérieur et peuvent être préservées pendant de longues périodes avant d'émerger le long du système de dorsales océaniques mondial. Lorsque ces hétérogénéités sont capables de produire un excès de magmatisme important, pouvant perturber le fonctionnement habituelle d'une dorsale, on parle alors d'interaction point chaud-dorsale.

1.2 Rencontre entre un point chaud et une dorsale : Modalités d'interaction

Alors que les deux systèmes fonctionnent de manière totalement indépendantes, il arrive que les deux cohabitent et forment de grandes anomalies structurales en surface qui les rendent détectables. Au total pas moins de 21 interactions point chaud - dorsale ont été recensées à la surface, ce qui correspondrait à environ 15-20% de la longueur totale du système de dorsale mondial affecté physiquement et chimiquement par les points chauds (Ito et al., 2003). Leurs répercussions en surface sont aussi diverses qu'il existe de cas d'interactions, cependant on constate certaines similarités parmi les systèmes étudiés. De manière non exhaustive, les principales caractéristiques d'une interaction point chaud - dorsale vont être : 1) une sur-élévation globale du plancher océanique dans la zone, 2) un épaissement crustal pouvant aller jusqu'à quintupler l'épaisseur de la croûte océanique (anomalie de Bouger négative), 3) un manteau localement plus chaud (contenu en Na8 bas), 4) une anomalie géochimique à l'axe de la dorsale (laves différentes des N-MORB typiques), et 5) un budget magmatique anormalement élevé suggéré par l'ensemble des données bathymétriques, gravimétriques et sismiques. Ces différentes caractéristiques peuvent également être accompagnées d'un volcanisme hors axe important (plateaux ou grande densité de seamounts) si le point chaud est excentré par rapport à la dorsale (sans qu'il y ait pour autant de progression d'âge évidente). Dans ce cas, une partie des magmas du point chaud peut alors être transférée vers le centre d'accrétion (Kincaid et al., 1995 ; Kingsley et Schilling, 1998 ; Mittelstaedt et al., 2011) via la mise en place d'un réseau complexe de sills magmatiques souvent imités par la tomographie sismique (Canales et al., 2012), ce qui a pour effet de gonfler le budget magmatique dans la zone axiale et de favoriser les mélanges liquide-liquide entre ces deux systèmes.

A l'axe, une diversification et une augmentation des volumes de laves émis sont observés, et se manifestent par la formation d'un bombement bathymétrique omniprésent en surface, et en profondeur par la présence d'une chambre magmatique axiale habituel-

lement plus large sous ce type de segment (e.g., Carbotte et al., 2000). En règle générale les segments de dorsale affectés par le fonctionnement d'un point chaud ont une morphologie plus complexe, car ils enregistrent tous les rééquilibrages successifs de la dorsale qui tente de s'accommoder aux nouvelles contraintes imposées par la présence du point chaud, en plus de celles déjà imposées par la tectonique des plaques. Au niveau morphologique cette réorganisation se fait à tous les ordres de segmentation et se manifeste surtout par la propagation et l'élongation de certains segments (au détriment d'autres) dans le but de conserver l'axe de la dorsale proche du point chaud (Wilson et Hey, 1995; Dyment, 1998), et par des sauts d'axe en direction de cette source plus chaude (Hardarson et al., 1997; Scheirer et al., 2000; Mittelstaedt et al., 2008, Mittelstaedt et al., 2011). L'échelle de temps à laquelle peut s'effectuer une pareille délocalisation serait de l'ordre de 10^5 à 10^6 ans (Mittelstaedt et al., 2008, 2011).

Du point de vue géochimique, les basaltes émis par la dorsale vont fréquemment échantillonner le composant point chaud en plus de celui de la dorsale. Les études à l'échelle de plusieurs segments (e.g., Schilling, 1973; Schilling, 1991; Schilling et al., 1994; Dosso et al., 1999; Kingsley et al., 2007) s'accordent pour dire qu'il existe un gradient géochimique à mesure que l'on se rapproche des point chauds. Classiquement, ce gradient caractérisé par une augmentation progressive des rapports $(La/Sm)_N$ ("effet Schilling"), des rapports isotopiques de Sr et de Pb et du rapport R/R_A , et à l'inverse une baisse des rapports isotopiques de Nd et d'Hf en comparaison avec le DMM. Cependant, la force de ce gradient et le type d'enrichissement des basaltes peut varier d'un cas à un autre, car il est en fait directement dépendant 1) de la localisation du point chaud par rapport à l'axe, 2) de l'efficacité du transfert des laves vers l'axe, 3) des compositions de chacune des sources, et 4) de la contribution respective de chacune de ces sources dans les mélanges magmatiques. En effet, nous avons vu précédemment que la notion de point chaud englobait des activités/objets magmatiques pouvant être d'origine et de nature très variées.

Néanmoins, de manière générale et en s'affranchissant de cette diversité géochimique, trois configurations d'interaction point chaud - dorsale peuvent être distinguées : 1) celle où la dorsale s'approche d'un point chaud, 2) celle où la dorsale est centrée sur le point chaud, et 3) celle où la dorsale s'éloigne du point chaud (Figure 1.11). Ces trois configurations correspondent en fait aux stades successifs de l'évolution d'une interaction point-chaud dorsale dans le temps (Figure 1.12). Idéalement et dans le cas d'un point chaud "primaire", la trace du point chaud pourrait être suivie par l'alignement des seamounts sur le plancher océanique. Ensuite, il y aurait augmentation de la densité

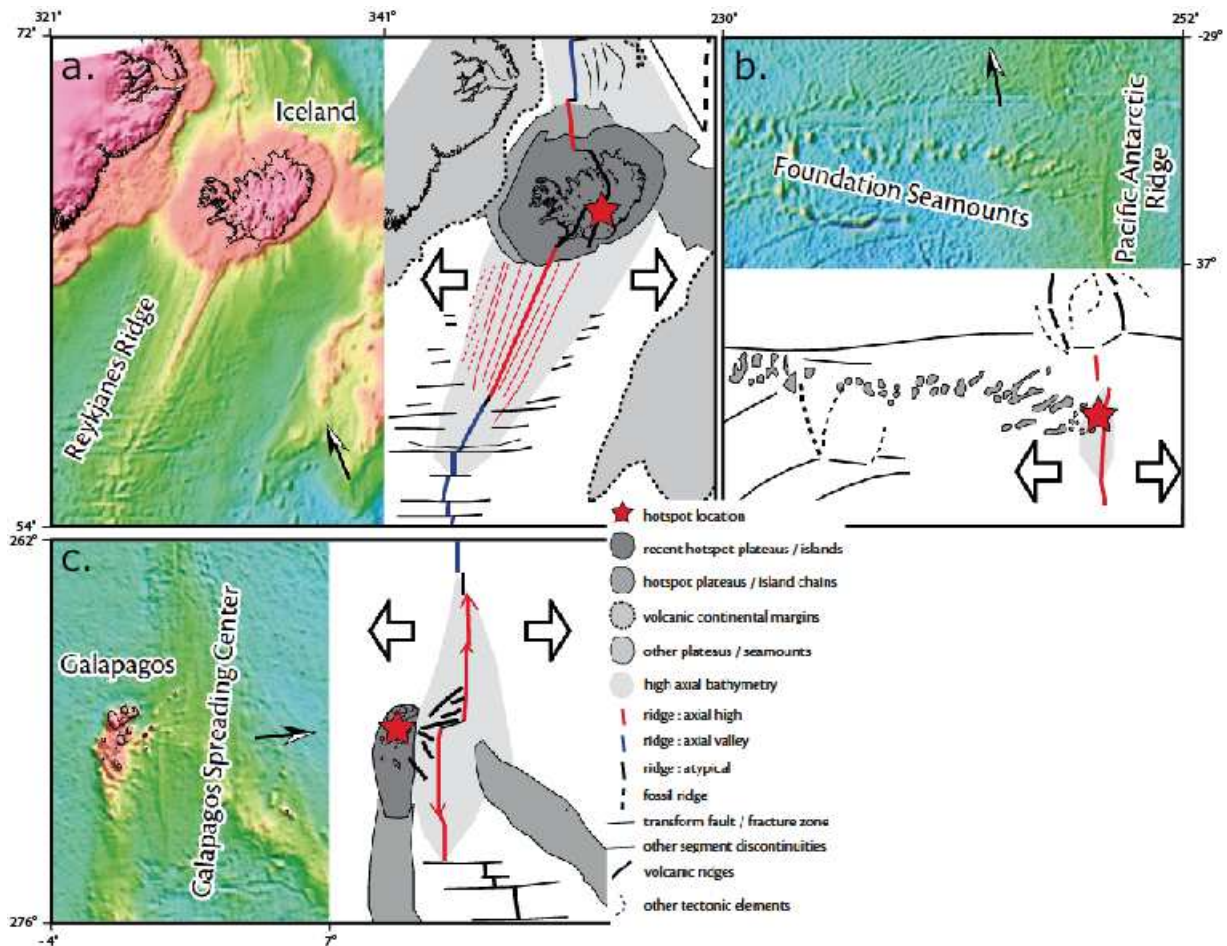


FIGURE 1.11 – Carte bathymétrique et interprétation morpho-tectonique associée illustrant les 3 configurations possibles d'interaction point chaud - dorsale. a) dorsale et point chaud centrés (Islande/MAR), b) dorsale et point chaud convergents (Foundation/PAR), et c) dorsale et point chaud divergents (Galapagos/Cocos) (adapté de Dyment et al., 2007).

de nouveaux seamounts dispersés aléatoirement dans l'intervalle laissé entre le conduit du point chaud et l'axe de la dorsale suite au rapprochement de la dorsale et du point chaud : c'est le début de l'interaction. Puis, la superposition totale des deux systèmes engendrerait la formation d'un large et épais plateau volcanique qui témoignerait du doublement des apports magmatiques sous la ride. Enfin, l'éloignement progressif de la dorsale permettrait la mise en place d'une dernière génération de volcans au sein du plateau rifté, qui seraient les derniers témoins de l'interaction. Quant au gradient géochimique, il représente un mélange entre les deux sources et serait croissant tout au long de la phase de rapprochement, avec une signature du point chaud de plus en plus marquée, et atteignant son paroxysme lorsque le point chaud est centré sous la ride, avant de décroître à mesure que la dorsale s'éloigne.

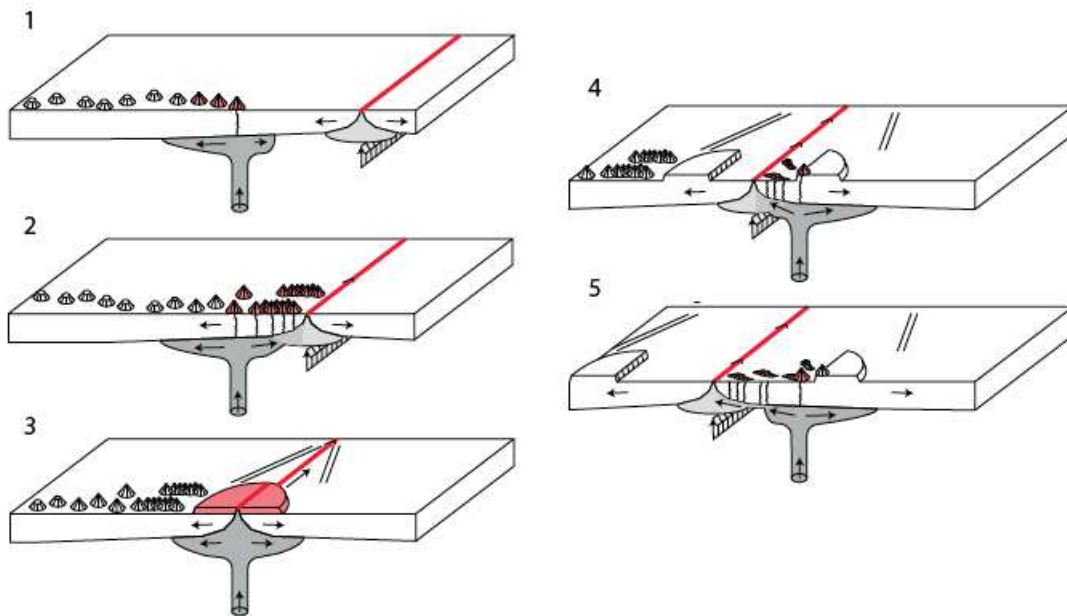


FIGURE 1.12 – Schéma d'une évolution classique dans le temps d'une interaction point chaud dorsale dans le cas d'un point chaud primaire. 1) rapprochement des deux systèmes, 2) début de l'interaction, 3) maximum d'interaction, 4) éloignement des deux systèmes et 5) stade terminal de l'interaction (adapté de Dymant et al., 2007).

Toutefois, la quasi-totalité des études sur le sujet s'est intéressée aux deux dernières configurations, qui sont les cas actuels les mieux représentés à la surface du globe. Les exemples typiques d'une dorsale centrée sur un point chaud sont les systèmes Islande / MAR et Açores / MAR (e.g, Schilling, 1973 ; Vogt, 1971 ; Vogt, 1976 ; Blichert Toft et al., 2005), ou encore, plus récemment étudié : le système Amsterdam - St Paul / SEIR

(Janin et al., 2012). La configuration la mieux étudiée est celle où la dorsale s'éloigne du point chaud : c'est le cas des interactions Galapagos / dorsale Cocos (e.g Morgan, 1978 ; Schilling et al., 1982), La Réunion / CIR (e.g, Morgan, 1978), Ascension / SAR (e.g, Schilling et al., 1985) ou encore celle de l'île de Pâques / EPR (e.g, Kingsley et Schilling, 1998 ; Pan et Batiza., 1998). Pour ce qui est d'une dorsale se rapprochant d'un point chaud, il existe très peu d'informations puisqu'il n'existe qu'une seule référence : le système Foundation / PAR (Small, 1995 ; Devey et al., 1997 ; Hekinian et al., 1999 ; Maia et al., 2000). Il a d'ailleurs été montré à partir de bilans de vitesses de déplacement au sein de la lithosphère (vitesse d'accrétion océanique \pm la vitesse de déplacement de la dorsale) que le rapprochement d'une dorsale vers un point chaud a tendance à restreindre l'interaction entre les deux, alors que son éloignement la favoriserait (Ito et al., 1997 ; Ribe et Delattre, 1998 ; Maia et al., 2000). Cette dernière remarque pourrait en partie expliquer pourquoi cette configuration de convergence des deux systèmes est rare, puisque son expression étant amoindrie en surface, elle rend le cas plus difficile à détecter, et donc moins étudié.

Finalement, on retiendra que l'influence d'un point chaud sur une dorsale entraîne de grosses perturbations sur le fonctionnement de la dorsale, qui seront visibles à tous les niveaux (géochimie, sismique, gravimétrie, tomographie, bathymétrie). C'est l'étude détaillée de l'origine et de la sommation complexe de tous ces changements, qui permet de mieux comprendre les modalités d'interaction entre ces deux systèmes magmatiques, dont les caractéristiques propres à chacun diffèrent systématiquement d'un cas à l'autre (e.g vitesse d'accrétion de la dorsale, source et taille du point chaud, distance point chaud - dorsale etc).

Chapitre 2

Zone d'étude et problématique

2.1 Aperçu géodynamique et géochimique global de l'EPR

L'océan pacifique est un domaine océanique ancien entouré de zones de subduction. Son extension est actuellement permise par un réseau de dorsales fortement excentré vers l'est, avec pour lieu d'accrétion principal la dorsale est pacifique (EPR). Cette dorsale constitue une longue chaîne orientée nord-sud (N-S) de près de 9000 km, et sépare la plaque Pacifique des plaques Cocos et Nazca, depuis seulement 11 Ma. C'est une dorsale rapide avec une vitesse d'accrétion croissante du nord vers le sud comprise entre 6 cm/an à l'entrée du golfe de Californie (20° N) et 16.2 cm/an à l'approche de l'île de Pâques (22° S). Elle est connectée au continent nord américain par un jeu de failles transformantes qui la relie plus au nord au système de dorsales Gorda/Juan de Fuca/Explorer par la terminaison nord de la faille de San Andreas. L'EPR est également raccordée à deux dorsales orientées E/O qui sont la dorsale Cocos-Nazca (connectée à 2° N) et celle du Chili, partant de la micro plaque Juan Fernandez (à 33° S), et formant ainsi deux points triples. A son extrémité sud, elle est prolongée par la dorsale Pacifique/Antarctique (PAR) qui propage l'accrétion océanique bien plus loin vers l'ouest.

L'EPR est divisée au premier ordre, du sud vers le nord, et à partir de 13° S par une dizaine de grandes zones de fracture : Garret, Wilkes, Yaquina, Gofar, Discovery, Quebrada, Siqueiros, Clipperton, Orozco et Rivera (Figure 2.1). Ces failles transformantes divisent l'axe en segments tectoniquement indépendants et créent de grandes anomalies de profondeurs. Quelques unes d'entre elles sont volcaniquement actives (Garrett et Siqueiros). Ces segments sont également marqués par un deuxième type de discontinuité

non rigide et temporaire appelé "Overlapping Spreading Centers" (OSC). Un OSC équivaut à un saut d'axe de l'ordre de quelques kilomètres, séparant ainsi le segment en deux morceaux qui cohabiteront pendant un court laps de temps, jusqu'à ce que l'un d'eux se propage plus rapidement vers l'autre, se reconnecte et gomme la discontinuité. Ils sont omniprésents le long de l'EPR et illustrent très bien ses perpétuels réajustements et réorganisations (Figure 2.1).

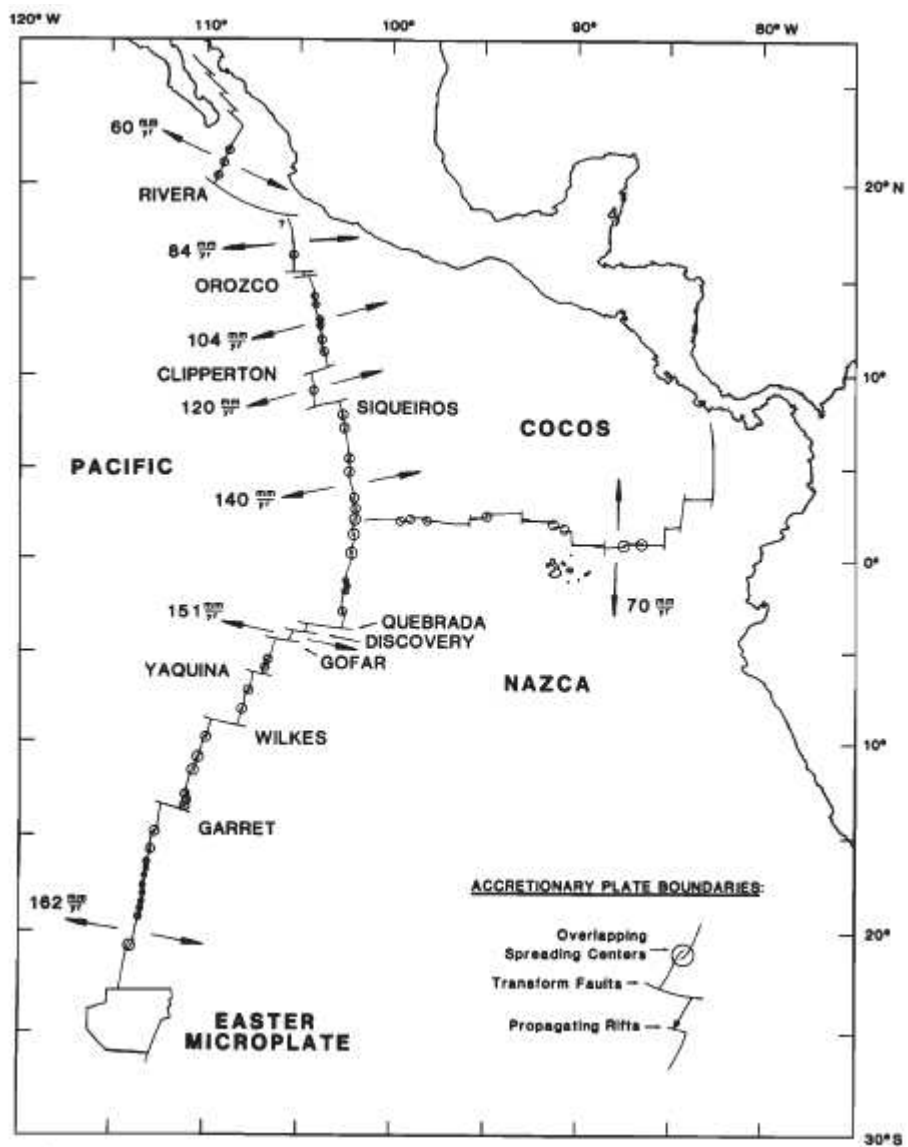


FIGURE 2.1 – Carte de la segmentation à grande échelle de l'EPR (d'après Macdonald et al., 1986). Les flèches indiquent le d'ouverture et les chiffres la valeur du taux d'expansion (mm/a).

A plus petite échelle, l'EPR présente une morphologie axiale en forme de dôme régulier, à la différence des vallées axiales rencontrées par exemple sur la dorsale atlantique (MAR). Les premières données de tomographie réalisées entre 8 ° N et 13 ° N (e.g., Orcutt et al., 1975 ; Lewis et Garmany, 1982) ont révélé l'existence et la redondance d'une zone de faible vitesse (LVZ) généralement située entre 1.5 - 2.5 km d'épaisseur, concordante avec un réflecteur très marqué dans les profils de sismique réflexion (Axial Magmatic Chamber (AMC) reflector). Ce réflecteur est aujourd'hui reconnu comme le toit de la chambre magmatique (Detrick et al., 1987 ; Detrick et al., 1993 ; Carbotte et al., 1997), située sous l'axe de la ride. Il est omniprésent sous les segments de l'EPR et reflète sa forte productivité magmatique, responsable de la morphologie axiale. Lorsque celui-ci est présent, la zone axiale est en forme de large dôme avec au centre un graben dans lequel se mettent en place des laves lobbées et des lacs de laves, relayés par des pillow lavas sur les murs et sommets du graben, et accompagnés de coulées lisses et drapées sur les flancs de la dorsale. En revanche, en extrémité de segment, c'est à dire sur les portions profondes et proches des discontinuités, ce réflecteur disparaît, suggérant un amoindrissement de la chambre magmatique et un changement dans la morphologie de l'axe de la dorsale (Sinton et Detrick, 1992). L'AMC est parfois segmentée à petite échelle également (5-10km) (Toomey et al., 1990 ; Carbotte et al., 2008), et dessine une multitude de petits réservoirs magmatiques déconnectés les uns des autres, le long de certaines portions de ride. A l'inverse l'AMC peut être anormalement large par endroits (Detrick et al., 1987 ; Avedik et Géli, 1987) ce qui révèle la présence d'un plus gros volume de magma disponible.

C'est également sur l'EPR (entre 9 ° - 10 ° N), qu'ont été détectées à deux reprises, des éruptions en 1991-92 et 2005-06. Ces événements ont permis pour la première fois de s'intéresser non seulement à la variabilité géochimique des laves à très court terme, mais aussi au cycle volcanique au sein de l'AMC d'une dorsale rapide. En 1992, Carbotte et McDonald avaient estimé le cycle éruptif à 10 ans par kilomètre de dorsale pour un taux d'expansion de 11 cm/an. La succession de ces éruptions a donc confirmé l'échelle de temps estimée par ces auteurs. Alors que beaucoup d'études géochimiques sont réalisées sur les MORB, très peu s'intéressent aux paramètres physiques responsables du déclenchement des éruptions. Il semblerait que cette cyclicité éruptive soit basée principalement sur la surpression exercée par la percolation des liquides au sein de la chambre magmatique, plutôt que par l'injection par le bas de nouveau magma (Gosse et al., 2010).

L'EPR a été également l'objet privilégié d'un grand nombre d'études géochimiques

puisqu'elle offre l'opportunité d'une part, d'étudier une dorsale sans influence de points chauds majeurs (contrairement à la MAR) et d'autre part, d'avoir accès à un gros volume de basalte, étant une dorsale rapide.

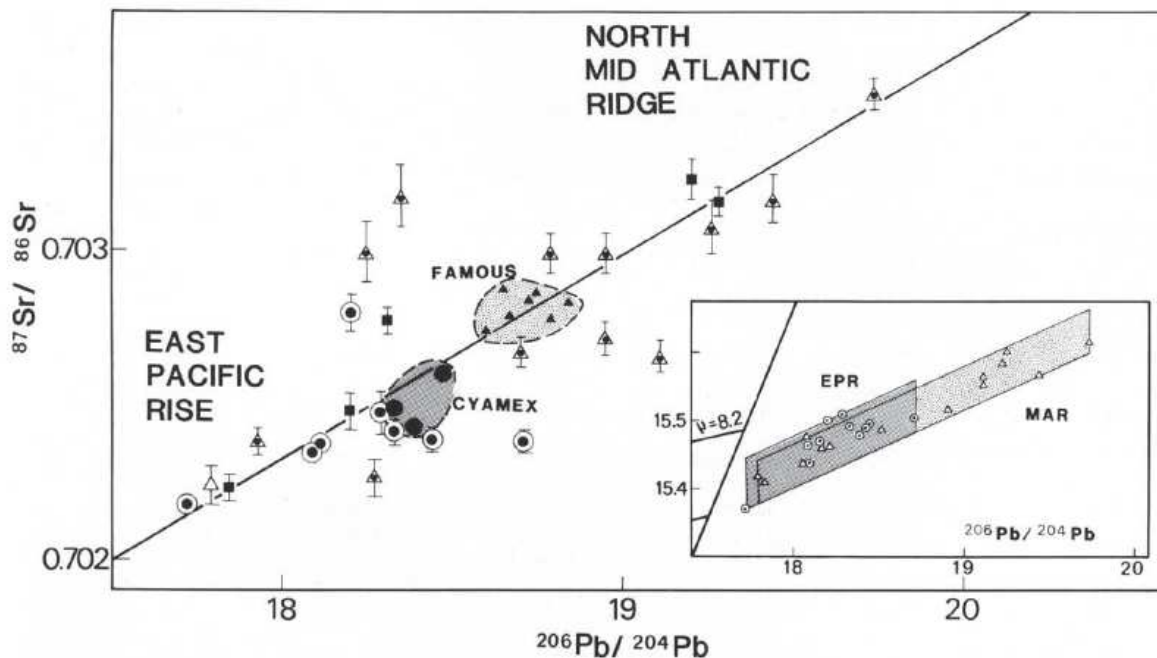


FIGURE 2.2 – Comparaison de la variabilité géochimique des basaltes de l'EPR (ronds) à ceux de la MAR (triangles) (tiré de Hamelin et al., 1984). Compositions isotopiques du Pb et du Sr.

Dès les années 80, un important jeu de données géochimiques (concentrations en éléments majeurs, traces et isotopes du Sr et du Pb) était déjà constitué (Tatsumoto, 1978; Mattinson, 1978; Sun, 1980; Brévart et al., 1981; Dupré et al., 1981; Vidal et Clauer, 1981), et a permis de dresser un portrait général de la ride allant de 22° N (golfe de Californie) à 22° S (île de Pâques), avec au moins un échantillon tous les 5°. Dans un article synthétique, Hamelin et al. (1984) dressent alors ce portrait et le comparent à celui de son strict opposé : la dorsale médio-Atlantique (MAR) (Figure 2.2). Ils montrent que la composition des MORB de l'EPR est bien plus homogène que celles des MORB de la MAR, avec des gammes isotopiques pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ allant de 0.70215 à 0.70287 (contre 0.70215 à 0.7037) et pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ allant de 17.8 à 18.74 (contre 17.8 à 19.8). Les auteurs ont comparé les corrélations obtenues pour les MORB des deux dorsales avec les données des OIB présents dans les domaines correspondants (l'île de Pâques (Sun, 1980) et les îles Galapagos (White, 1979) pour l'EPR), et montrent que ces derniers viennent s'harmoniser au sein de la droite de corrélation dé-

finie par l'EPR, mais avec des valeurs plus radiogéniques. Le manteau supérieur ambiant semble donc bien être un mélange entre la source des OIB et un composant appauvri.

Depuis, beaucoup d'études à grande et surtout plus petite échelle sont venues s'ajouter (e.g., Ito et al., 1987; Hekinian et al., 1989; Othman, 1990; Mahoney et al., 1994; Niu et al., 1996; Schiano et al., 1997; Reynolds et Langmuir, 2000; Sims et al., 2002; Geldmacher et al., 2013) fournissant d'autres types de données isotopiques (Nd, Hf, Os, He, Ne, U-Th) et complétant le jeu de données déjà présent. Elles ont permis de dresser un portrait plus contrasté de la composition du manteau sous l'EPR mais également de la structuration du manteau supérieur en général, en y introduisant notamment la notion de variabilité géochimique locale (Macdougall et Lugmair, 1986; Bach et al., 1994; Niedermann et al., 1997) s'exprimant à travers la présence de petits panaches/blobs de manteau plus enrichis (Allègre et al., 1984) et de veines fertiles (pyroxénitiques et/ou éclogitiques) recyclées et emballées dans la matrice péridotitique (Figure 2.3) du manteau supérieur (Allègre et Turcotte, 1986; Hirschmann et Stolper, 1996). Lorsque ces hétérogénéités se retrouvent proches ou introduites dans la zone de fusion de la dorsale, elle fondent et se mélangent avec les liquides appauvris habituellement caractéristiques des MORB et génèrent les nombreux "MORB-Enrichis" (E-MORB) rencontrés localement à l'axe ou proche de l'axe de l'EPR.

En effet, la présence de nombreux E-MORB le long de segments "normaux" de l'EPR a soulevé bien des interrogations, car on pensait avant de s'y intéresser plus en détail que ceux-ci, de part leur ressemblance avec les OIB et leur occurrence au voisinage des points chauds, étaient issus du mélange direct entre les deux sources panache et dorsale (Schilling et al., 1973). Par opposition aux interactions point chaud-dorsale proximales rencontrées au niveau de la MAR, Niu et al. (1999) proposent alors l'existence d'interactions point chaud - dorsale distales en suggérant une influence du point chaud d'Hawaï sur l'EPR pour expliquer la composition des E-MORB situés à 11 ° 20'N. Aujourd'hui il est généralement admis que l'occurrence des E-MORB le long des dorsales soit contrôlé par deux facteurs clefs : 1) l'aspect physique de l'AMC qui peut inhiber ou participer à la manière dont se font les mélanges à l'intérieur de celle-ci (Gosse et al., 2010; Waters et al., 2011), et 2) la contribution de matériel enrichi (hétérogénéités lithologique, panache...) qui entre en jeu dans le mélange.

Plusieurs modèles ont été avancés pour tenter d'expliquer l'origine de la signature E-MORB. Niu et al. (2002) évoquent d'abord le rôle du recyclage de la partie profonde des

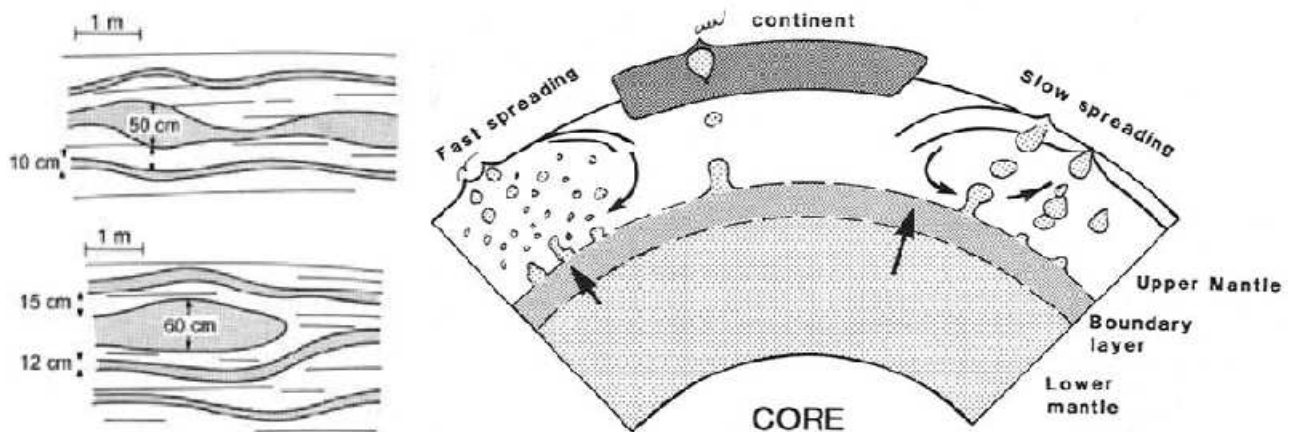


FIGURE 2.3 – Représentation schématique de l'hétérogénéité du manteau. A gauche, une illustration de la structure "marble cake" (d'après Allègre et Turcotte, 1986). En grisé les veines de pyroxénites, emballées dans la matrice péridotitique (en blanc). A droite, représentation de la théorie du "blob mantle" (tiré de Allègre et al., 1984) où est illustrée la remontée de panaches désagrégés par convection en petits blobs de manteau enrichis. Leur degré de dispersion est fonction de la vitesse d'accrétion.

slabs de croûte océanique, dans la constitution d'anomalies lithologiques et chimiques au sein du manteau supérieur. Donnelly et al. (2004) proposent un modèle en deux étapes dans lequel la genèse des E-MORB serait liée à la métasomatose du coin mantellique ; via la fusion partielle à faible degré des éclogites du slab dans un premier temps ; puis à une seconde phase de fusion partielle de ce manteau enrichi, plus tard et à plus fort degré au niveau des dorsales. L'alternative proposée également par Hemond et al. (2006) et Ulrich et al. (2012) suggère que c'est le recyclage des OIB et seamounts dans le manteau après subduction qui introduit une grosse quantité de matériel enrichi capable de générer la signature observée des E-MORB. Ces modèles tentent de répondre à la question purement géochimique qui concerne l'acquisition de la signature du matériel enrichi à l'origine de E-MORB. L'autre interrogation qui persiste est celle qui s'intéresse à la transmission en surface de ces liquides enrichis. Perfit et al. (1994) pensaient que N et E-MORB se mettaient en place en même temps aux environs de $9^{\circ}31'N$, mais que les E-MORB étaient préférentiellement transférés hors axe, sans passer par la chambre magmatique axiale (pas de mélange magmatique). Toutefois, leur présence rencontrée à l'axe de l'EPR au sein même d'autres N-MORB prouvent que ces derniers ne sont pas systématiquement déviés en contexte hors-axe. Batiza et Niu (1992) proposaient également que les deux se mettent en place à des temps différents, selon l'introduction

périodique d'hétérogénéités dans le domaine de fusion de la dorsale. A partir des variations en éléments traces sur des laves émises au même endroit mais à 13 ans d'intervalle, Gosse et al. (2010) suggèrent qu'il soit possible à partir d'une seule et même source de générer E-MORB et N-MORB. Pour des compositions isotopiques similaires, la dernière génération de basaltes est plus différenciée. Ceci suggère qu'elle provient de la fusion des résidus fractionnés de première génération, ceux-ci étant ensuite re-mélangés avec des liquides plus évolués et plus profonds dans la chambre magmatique. Ainsi, cette variabilité géochimique serait plutôt attribuée à une non-homogénéité chimique au sein de l'AMC, elle-même liée à une convection localement limitée en raison de son rétrécissement, du à des changements dans les contraintes physiques. Plus récemment, dans une étude située entre 9 ° et 10 ° N sur l'EPR, Waters et al. (2011) suggèrent que ce n'est pas majoritairement les proportions respectives de chacune des sources dans l'AMC qui contrôle en surface l'émission de E-MORB ou N-MORB, mais que c'est aussi l'aspect de l'AMC. Les deux types de liquides cohabiteraient au sein d'une même AMC qui, lors d'une baisse d'intensité volcanique, serait amoindrie et favoriserait la séparation des liquides enrichis et appauvris, permettant aux liquides enrichis habituellement trop dilués d'être détectables le long de l'axe.

Finalement à l'échelle d'une dorsale entière, les basaltes de l'EPR renvoient l'image d'un manteau à la composition géochimique moins contrastée que celle du manteau sous d'autres dorsales (MAR, SEIR, CIR et SWIR), et cela parce qu'elle n'est affectée par aucun point chaud majeur. En revanche, la multiplication des études et la diminution de l'intervalle d'échantillonnage a révélé la présence de nombreuses hétérogénéités locales et fertiles présentes dans le manteau supérieur et qui sont échantillonnées dans les E-MORB de l'EPR. Ce manteau apparaît donc comme moins contrasté si l'on regarde l'amplitude des variations géochimiques enregistrées et qu'on la compare à celle du manteau indien et atlantique, mais est en fait beaucoup plus variable si l'on regarde la fréquence à laquelle les compositions varient le long de cette dorsale.

2.2 Présentation de la zone d'étude

2.2.1 Le projet PaRiSub : mars - avril 2010

PaRiSub (**P**anache **R**ide **S**ubmersible) est une campagne océanographique qui a eu lieu en mars/avril 2010 (N/O l'Atalante) L'objectif principal de ce projet est de comprendre l'influence d'un petit panache de manteau sur l'accrétion océanique, pendant



FIGURE 2.4 – Photographies des équipements utilisés lors de la campagne PaRiSub. a) le submersible Nautille, b) l'Autonomous Underwater Vehicle (AUV) AsterX, et c) le navire Océanographique (N/O) l'Atalante.

une courte période de temps ($< 1\text{Ma}$).

Pour pouvoir étudier la mise en place d'une interaction point chaud/dorsale, l'étude d'un système convergent où le panache est suffisamment proche pour que ses produits dérivés puisse être échantillonnés dans les laves émises par la dorsale, était requis. La région ciblée dans ce projet est localisée à $15 - 16^\circ\text{N}$ dans les eaux pacifiques mexicaines, là où le point chaud des Mathématiciens interagit avec l'EPR. Accessible par un submersible habité (contrairement à la zone Foundation-PAR), et ayant fait l'objet de travaux précédents (e.g., Macdonald et al., 1992; Macdonald et al., 1996; Carbotte et al., 2000; Shah et Buck, 2006) qui ont permis de choisir précisément les sites à étudier, cette région est apparue comme un candidat idéal à une étude pluridisciplinaire et à très petite échelle d'une interaction point chaud - dorsale (Gente et al., 2010).

Pour ce faire, 24 plongées par le submersible Nautille (gravimètre embarqué), et 20 plongées AUV (magnétomètre et néphélomètre embarqués) (Figure 2.4) ont été réalisées selon deux directions : le long (15 km) et perpendiculaire (20 km) à l'axe de l'EPR. Au total 209 échantillons de basaltes et 6 échantillons de cheminées hydrothermales ont été prélevés, en même temps qu'ont été acquises les données géophysiques de fond comprenant la gravimétrie (19 stations, Scintrex CG3M), le magnétisme (20 plongées), la bathymétrie (4-5 noeuds, sondeur de coque EM122, mode faisceaux serrés), la microbathymétrie (18 plongées, AUV ASTER X à 70m au dessus du fond, 1-2m de résolution) et la néphélométrie (18 plongées). L'analyse géochimique des échantillons a pour but de répondre aux questions concernant la nature et la quantification de l'interaction magmatique entre point chaud et dorsale, et donnera un aperçu de la composition isotopique du manteau sous cette partie de l'EPR. Les données magnétiques quant à elles sont des données clefs pour établir un cadre temporel à l'étude d'aussi jeunes structures magmatiques. Les mesures de gravimétrie vont permettre de regarder l'impact d'un point chaud sur l'épaisseur et la structure d'une croûte océanique mise en place dans un contexte d'accrétion déjà rapide. Enfin, les données de bathymétrie et microbathymétrie vont donner accès à une image très précise de la morphologie de l'EPR, qui passera par une caractérisation très détaillée de la déformation et des structures tectono-magmatiques, en vue de mieux comprendre comment la dorsale s'accommode et réagit face à une nouvelle source magmatique à proximité (Le Saout, doctorat en cours, univ. Brest).

2.2.2 Contexte général

Historique tectonique de la partie Nord de l'EPR

La zone d'étude appartient à l'histoire de la partie nord de l'EPR entre 10 ° et 23 ° N. Alors qu'un seul centre d'accrétion principal est visible aujourd'hui, les données bathymétriques et magnétiques enregistrées depuis 30 Ma témoignent d'une évolution complexe de l'accrétion dans cette partie, alternant périodes stationnaires et grandes phases de réorganisation qui ont fini par translater le système d'accrétion vers l'est. Cela s'est effectué en 3 grandes étapes estimées à il y a 25, 12 et 6 Ma (Figures 2.5 & 2.6 (Klitgord et Mammerickx, 1982 ; Mammerickx et al., 1988)).

Initialement plus à l'ouest, le centre d'accrétion était la dorsale Pacifique-Guadeloupe. La première phase de réorganisation a consisté en l'extinction, il y a 25 Ma, de cette dorsale dans sa partie la plus au nord et à une légère rotation horaire de l'ensemble des

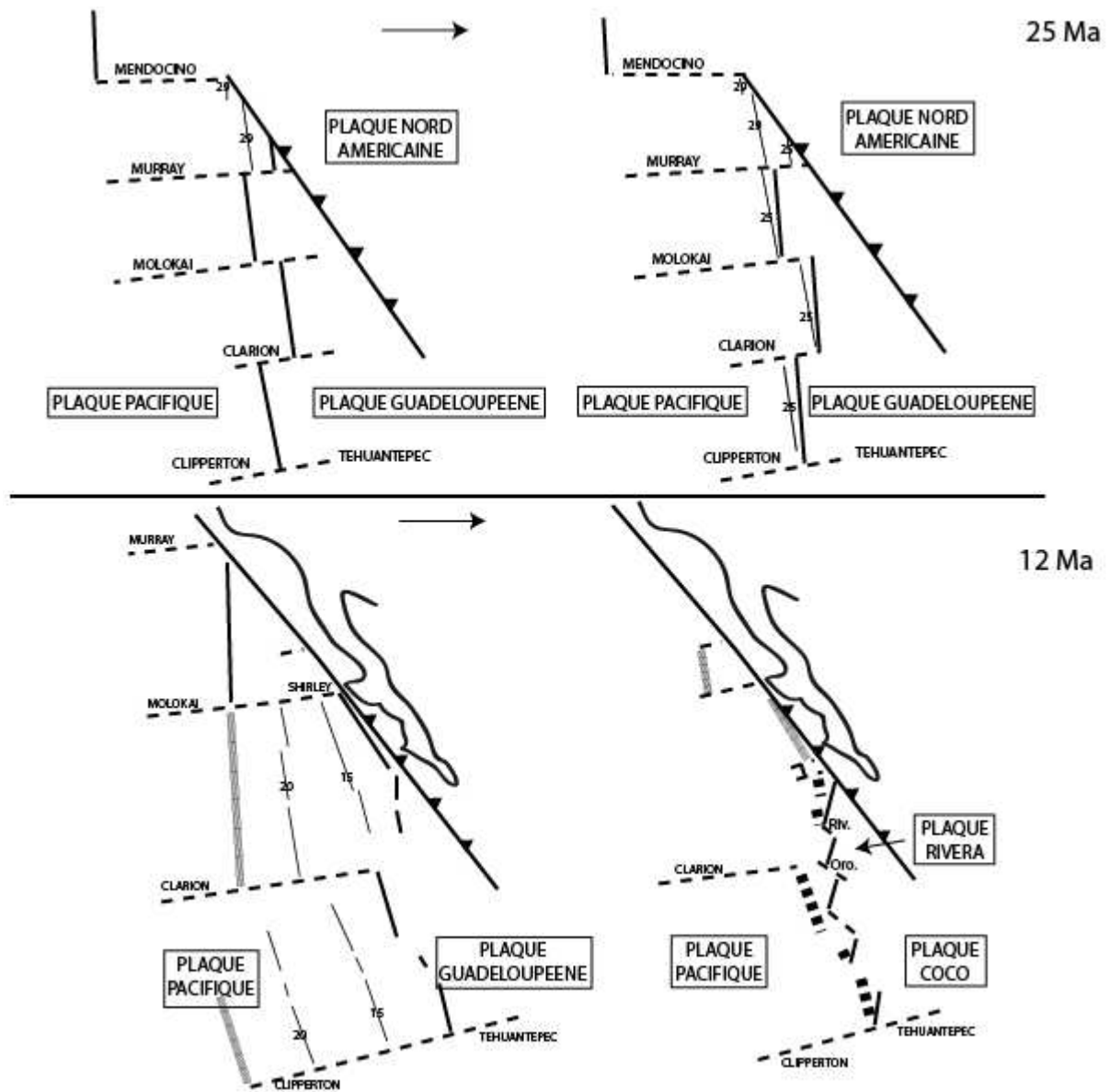


FIGURE 2.5 – Représentation schématique de la réorganisation tectonique dans la partie nord de l’EPR il y a 25 Ma (en haut) et 12 Ma (en bas) (adapté de Mammericks et Klitgord, 1982). Les lignes fines sont les isochrones et celles plus épaisses les segments de dorsale actifs. Les lignes en pointillés symbolisent les zones de fracture, et les lignes épaisses grisées ou tiretées (en bas) représentent les centres d’accrétions abandonnés.

segments. Au sud, cela correspond également au début de la formation et de la propagation de la dorsale Coco-Nazca (direction ouest-est). Au cours du miocène la dorsale s'est progressivement décalée vers l'est tandis que le segment le plus au nord a pivoté dans le sens anti-horaire jusqu'à être subparallèle à la basse Californie. Il y a 12 Ma s'est effectué un très gros remaniement qui a conduit à l'extinction de la dorsale Pacifique-Guadeloupe jusqu'à la transformante de Clipperton (10° N) à la faveur d'un nouveau système d'accrétion situé un peu plus loin à l'est, orienté NNE-SSO appelé dorsale des Mathématiciens et découpé par nouveau jeu de failles transformantes. Peu de temps après et encore plus à l'est, un deuxième centre d'accrétion s'est formé dans une direction N-S : c'est l'EPR actuelle. Pendant quelques millions d'années, les deux dorsales vont fonctionner en même temps et construire une micro-plaque qui va croître jusqu'à l'abandon de la partie sud de la dorsale des Mathématiciens, il y a 6.5 Ma. A partir de ce moment, l'EPR va commencer à se propager vers le nord jusqu'à se reconnecter par l'intermédiaire de la transformante Rivera à la terminaison nord de la dorsale des Mathématiciens, qui elle, sera complètement abandonnée, il y a 3.5 Ma.

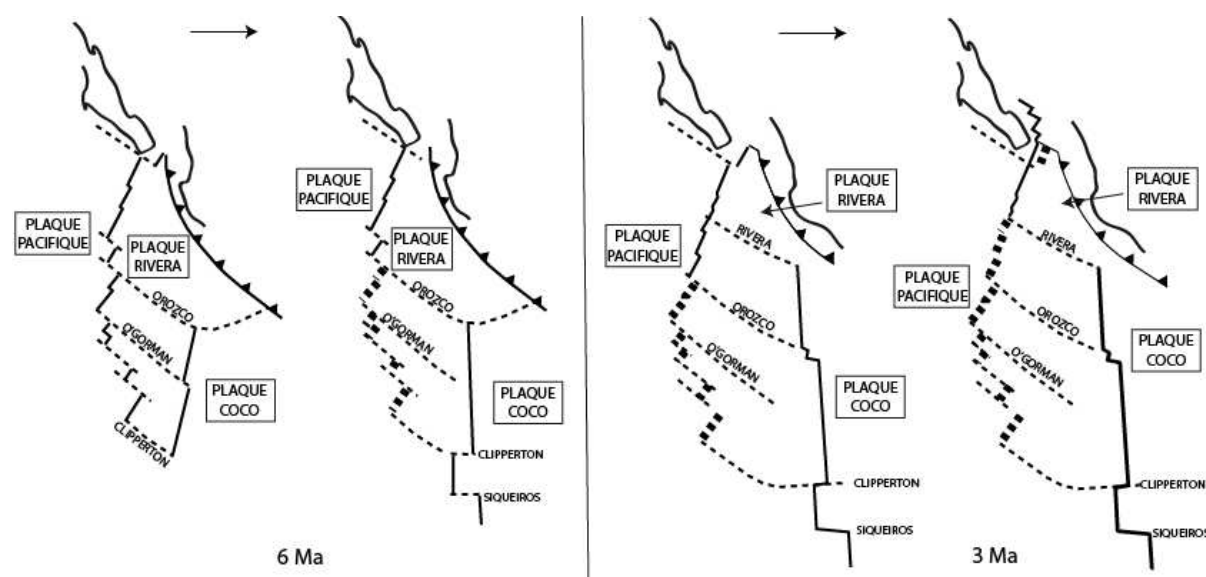


FIGURE 2.6 – Représentation schématique de la réorganisation tectonique dans la partie nord de l'EPR il y a 6 Ma (à gauche) et 3 Ma (à droite) (adapté de Mammericks et Klitgord 1982). Les lignes épaisses représentent les segments de dorsale actifs. Les lignes en pointillés symbolisent les zones de fracture, et les lignes encore plus épaisses et tiretées représentent les segments abandonnés qui constituent à l'actuel, la dorsale fossile des Mathématiciens.

La région nord de l'EPR est marquée par un important volcanisme hors-axe de part

et d'autre du segment Orozco-Rivera, mais plus abondant à l'ouest. A l'est du segment se trouve un groupement de seamounts indépendants. A l'ouest, se situe une courte chaîne de seamounts connectée au segment le moins profond de l'EPR ($15^{\circ} 4'N$), un alignement NE-SE moins dense de seamounts qui se prolonge plus à l'ouest en un haut plateau volcanique ($109^{\circ} W$) proche de la dorsale fossile des Mathématiciens.

Zoom sur le segment d'étude

Le segment ciblé est située entre la zone de fracture de Rivera au nord et celle d'Orozco au sud, là où l'EPR sépare la micro-plaque fossile des Mathématiciens de la plaque Cocos, qui entre très rapidement en subduction sous la côte mexicaine (e.g., Pardo et Suarez, 1995). Entre ces deux transformantes, la dorsale est divisée en trois segments de deuxième ordre. Les deux segments sud sont séparés par un OSC de grande dimension à $16^{\circ} 20'N$ (Sloan, 1991 ; Macdonald et al., 1992). Le taux d'accrétion de ces deux segments est identique et d'environ 80-85 mm/a, pourtant leurs morphologies diffèrent énormément. La configuration actuelle du segment Rivera - Orozco a été acquise très récemment. Il y a plus de 600 000 ans ce segment était encore divisé en 4 segments de deuxième ordre par deux OSC, avec un segment central plus petit. Les deux segments les plus longs se sont propagés jusqu'à éliminer le segment central et ne former qu'un OSC à $16^{\circ} 20'N$ (Figure 2.7) (Weiland et Macdonald, 1996). Actuellement la propagation du segment nord (45 mm/a) vers le sud domine celle du segment sud vers le nord dont la vitesse est passée de 105mm/a à 10mm/a, ce qui a pour effet de faire migrer l'OSC vers le sud.

Le segment sud situé entre l'OSC et la zone de fracture d'Orozco est la région échantillonnée dans cette étude (Figure 2.8). Celui-ci est surélevé de 300 m par rapport au reste de la dorsale et est également 2 fois plus large que le reste de l'EPR (10 km vs 4 km en moyenne) (Scheirer et Macdonald, 1993), formant un plateau sommital inhabituel. Sur son côté ouest, l'axe de la ride est intercepté perpendiculairement, dans sa partie la plus large et haute, par une chaîne proéminente de seamounts (nommée "P1545", Weiland et Macdonald, 1996) appelée ici chaîne des Mathématiciens. Cette chaîne surplombe de 1000 m l'axe déjà très peu profond de la dorsale, et se termine par un petit volcan récent appelé "volcan Split", scindé en deux par l'axe actuel, et venant border le dôme axial de l'EPR.

Les études de sismique réalisées dans cette zone ont révélé la présence du réflecteur de l'AMC deux fois plus épais et moins profond que sous les autres segments, suggé-

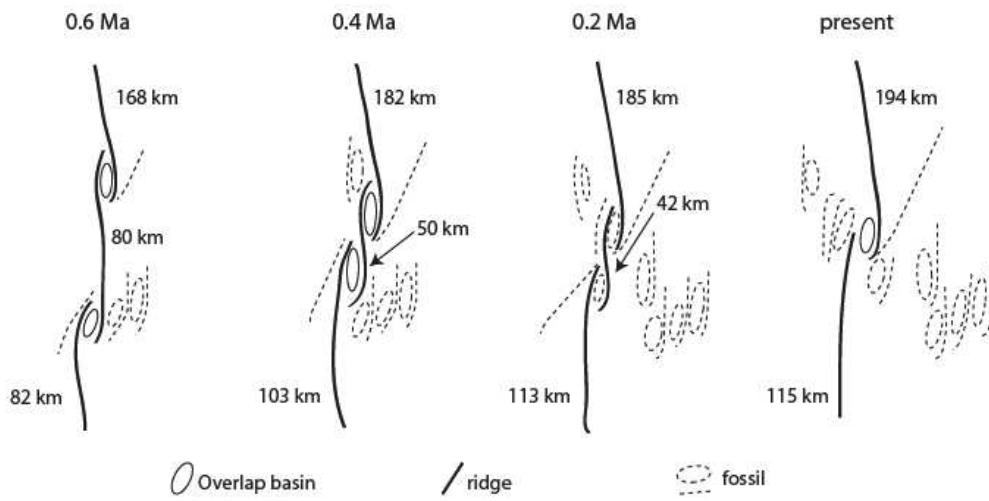


FIGURE 2.7 – Reconstruction tectonique de l’OSC 16° 20’ N et des segments 16° et 17° N au cours des derniers 0.6 ma. Passage progressif d’un système à trois segments et deux OSC à un système à deux segments et un OSC (adapté de Weiland et Macdonald, 1996).

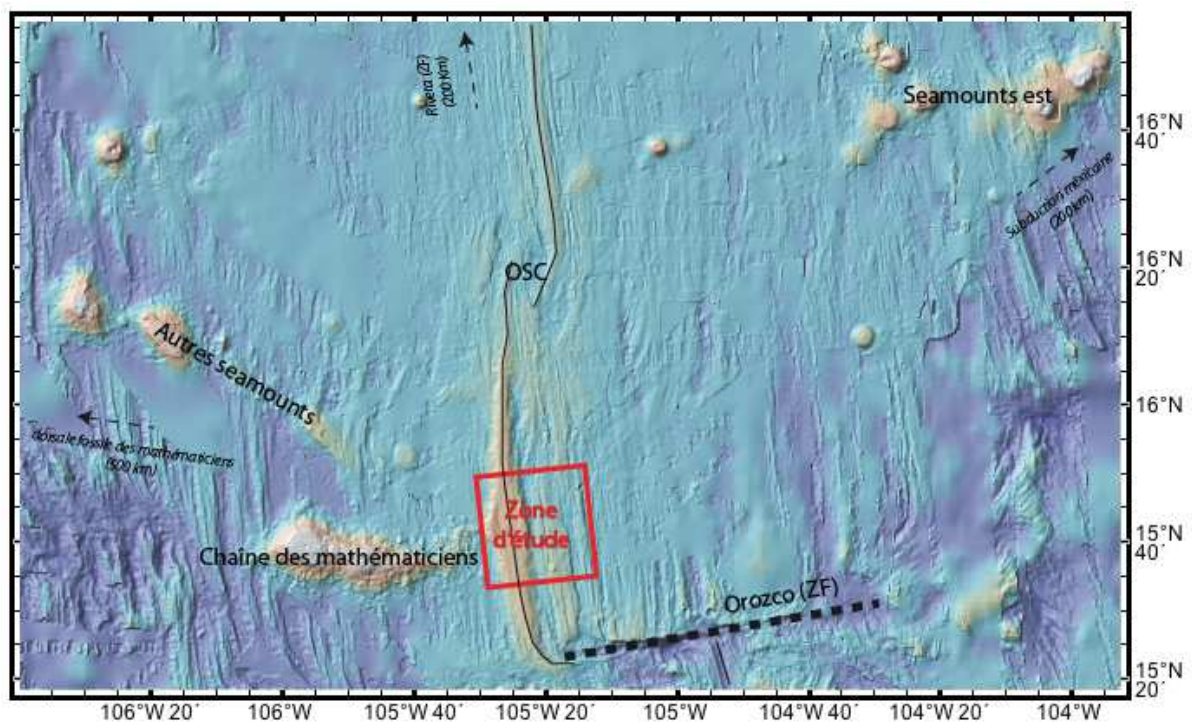


FIGURE 2.8 – Localisation de la zone d’étude (carré rouge) et repérage des éléments tectoniques et magmatiques principaux sur fond de carte bathymétrique. (Carte réalisée avec Geomapapp).

rant ainsi un plus gros budget magmatique sous cette partie de la dorsale (Carbotte et al., 2000). De la même manière, les données de gravimétrie indiquent une anomalie de Bouguer négative (12mgal) au centre de ce segment, ce qui suggère plutôt la présence d'un manteau plus chaud sous cette partie de l'axe qu'un épaissement crustal (Weiland et Macdonald, 1996 ; Shah et Buck, 2006). Ce segment apparaît finalement comme anormalement robuste et à fort potentiel magmatique, et semble interagir actuellement avec la source des seamounts. D'ailleurs, à l'est de l'axe actuel se trouvent deux traces parallèles et rapprochées d'anciens axes (Weiland et Macdonald, 1996). Carbotte et al. (2000) proposent alors que ces deux petits sauts d'axes (7 et 9 km respectivement) récents, dans le sens contraire du déplacement général de l'EPR au cours des derniers millions d'années, soient liés à la présence d'un petit point chaud. Après chacune de ces délocalisations, la ride a augmenté de volume, et le segment s'est allongé. Ces sauts ont contribué fortement à l'augmentation de la longueur de la zone de fracture d'Orozco. Weiland et Macdonald (1996) suggèrent également que le changement récent dans la géométrie du segment (e.g., propagation rapide) au cours du dernier million d'années soit lié à l'influence d'une hétérogénéité fertile dans le manteau (Davis et Karsten, 1986).

Aperçu géochimique de la partie nord de l'EPR

Un certain nombre d'études ont porté dans les années 1980 et 1990 sur la géochimie des MORB de la partie nord de l'EPR située entre Clipperton FZ (10 ° N) et Orozco FZ (15 ° N), et du nord de la zone de fracture de Rivera (21 ° N) (Hekinian et Walker, 1987). Alors que certains auteurs ont tenté de relier géochimie des éléments majeurs/traces et morphologie de la dorsale (e.g Hekinian et Fouquet, 1985 ; Hekinian et al., 1989), d'autres se sont plutôt focalisés sur les compositions isotopiques et le traçage des sources mantelliques (e.g Hamelin et al., 1984 ; White et al., 1987 ; Ito et al., 1987 ; Prinzhofer et al., 1989 ; Reynolds, 1992 ; Niu et Batiza, 1997), mais il existe très peu d'études qui ont essayé de corréliser cet ensemble à l'échelle adéquate l'ensemble de ces données. Ces travaux ont néanmoins permis de montrer que ces basaltes de la partie nord recouvrent la moitié de la gamme de composition géochimique déjà rencontrée dans les MORB de l'EPR. Ils s'accordent aussi pour dire que malgré cette uniformité isotopique à l'échelle du bassin pacifique (par rapport aux bassins indien et atlantique), la composition isotopique des basaltes sous cette partie de l'EPR varie beaucoup et représente un exemple typique de la fusion d'un manteau de type "marble cake" reflétant le mélange entre une matrice appauvrie (type péridotite) et un matériel enrichi (type pyroxénite) (Prinzhofer et al., 1989 ; Hekinian et al., 1989).

Dans un article couplant les éléments majeurs/traces et les isotopes du Sr, Nd et Pb,

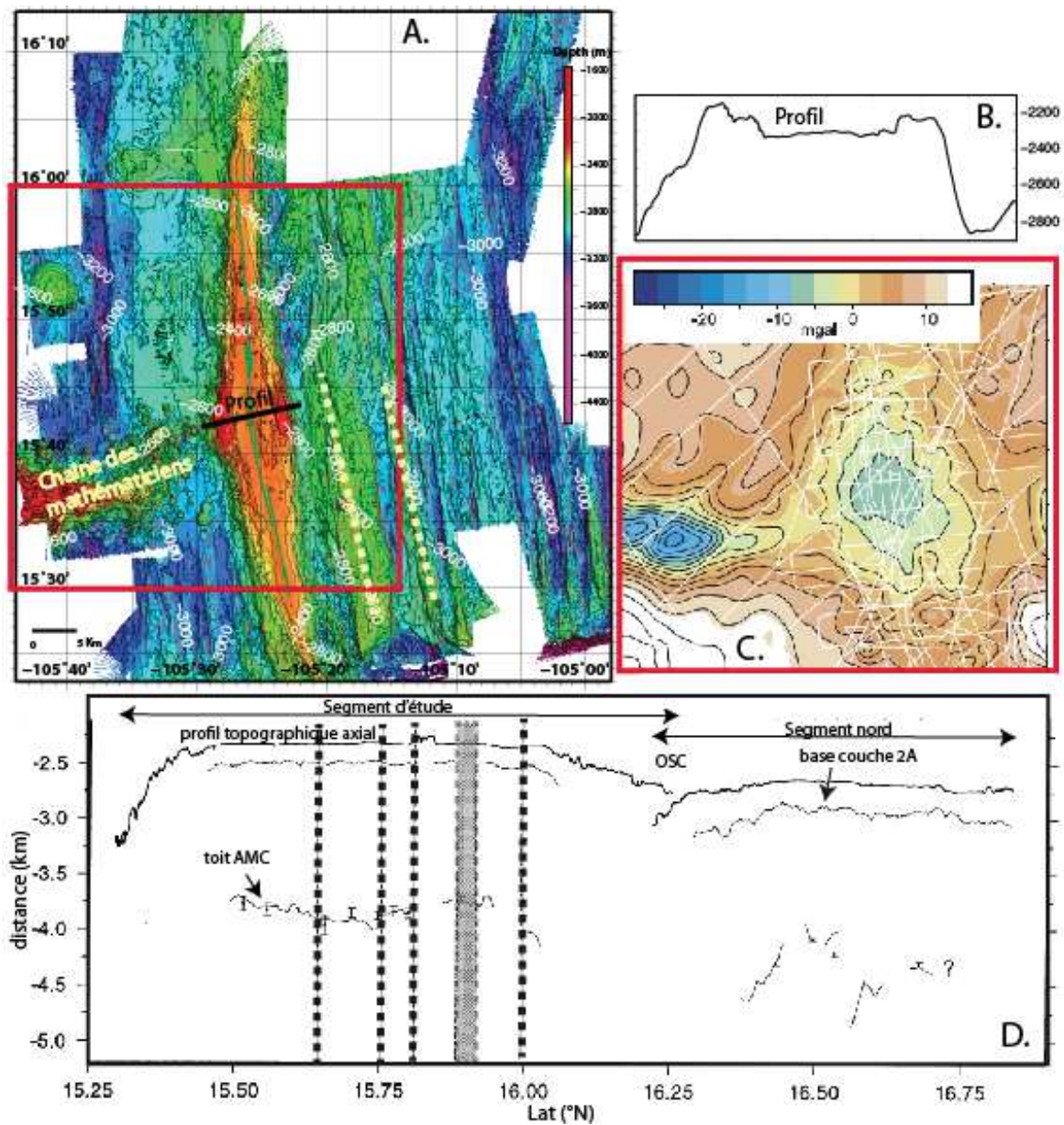


FIGURE 2.9 – Planche illustrant le fort caractère magmatique du segment 16° N de l’EPR à partir des données bathymétriques, gravimétriques et sismiques. (A) Carte bathymétrique à 40m de résolution (Le Saout, communication personnelle) et repérage des éléments tectoniques et magmatiques. (B) Profil bathymétrique transversal à l’axe à 15° 4’N (localisé en (A)). (C) Carte gravimétrique de l’anomalie de Bouguer (MBA) (intervalle des contours 2.5 mGal) (tiré de de Shah et Buck, 2006). (D) Interprétation et comparaison des données de sismique axiales entre les segments 16° et 17° N (adapté de Carbotte et al., 2000).

Castillo et al. (2000) donnent un bon aperçu de la composition du manteau entre 11 ° 45' et 15 ° N (Figure 2.10). Ils mettent surtout en évidence l'existence d'une frontière géochimique nette à 14 ° 10'N qui s'observe dans les changements des compositions isotopiques des basaltes analysés. Ils définissent le domaine 11 ° 45'N - 14 ° 10'N comme un mélange entre un composant appauvri (DMM) et un composant enrichi ayant la composition des seamounts à proximité, avec un gradient d'enrichissement progressif du composant seamounts du sud vers le nord. A partir de 14 ° 10'N et jusqu'à la zone de fracture d'Orozco, le manteau semble soudainement changer de composition en étant dominé non plus par le composant seamounts mais plutôt par une signature de type MORB indien, avec une chute du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et une augmentation des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

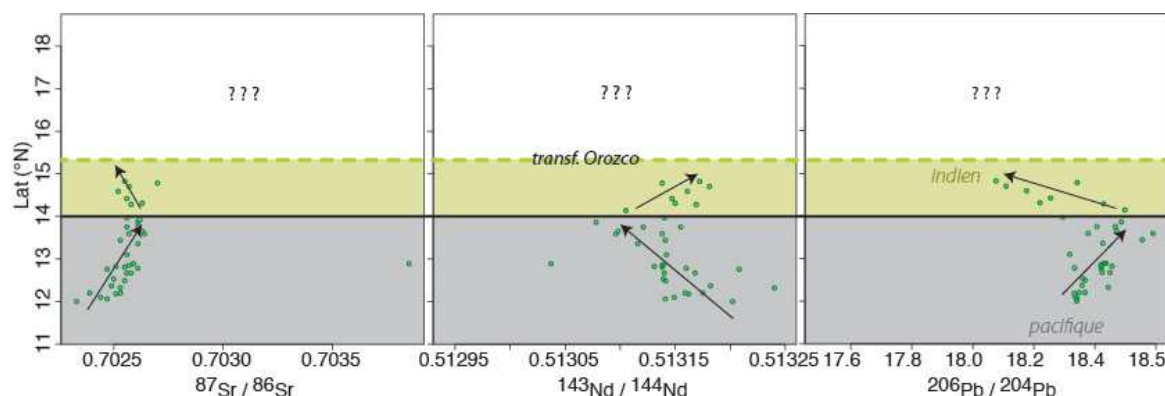


FIGURE 2.10 – Compositions isotopiques du Sr, Nd et Pb des basaltes de l'EPR entre 11 ° et 15 ° 5'N (Castillo et al. 2000). On remarquera la présence d'une frontière chimique à 14 ° N et celle des deux gradients géochimiques différents de part et d'autre de cette limite. L'un tend vers des compositions de type indien (domaine vert) et l'autre tend vers un mélange entre un composant appauvri (type pacifique) et un composant plus enrichi type seamounts (domaine gris). On notera l'absence de données publiées au nord de la zone de fracture d'Orozco.

Au nord de la zone de fracture d'Orozco et ce jusqu'à la zone de fracture de Rivera, il existe une véritable lacune dans les données. En effet, il n'existe aucune publication sur ce segment, et les seules références dans la littérature concernant la géochimie de cette région sont deux présentations à l'"American Geophysical Union Fall meeting" (Langmuir et al., 1990 ; Langmuir et al., 1998). Il existe pourtant un grand nombre d'échantillons collectés par dragages lors de la campagne Panorama Leg1 (1997) le long de ce grand segment et sur les seamounts aux alentours. Certains de ces échantillons ont été analysés et sont présentés dans une partie du mémoire de PhD de Donnelly (2002) portant sur la genèse des E-MORB (Figure 2.11). Ils seront comparés et discutés conjointement avec

les nouvelles données acquises dans cette étude dans la partie discussion de ce manuscrit.

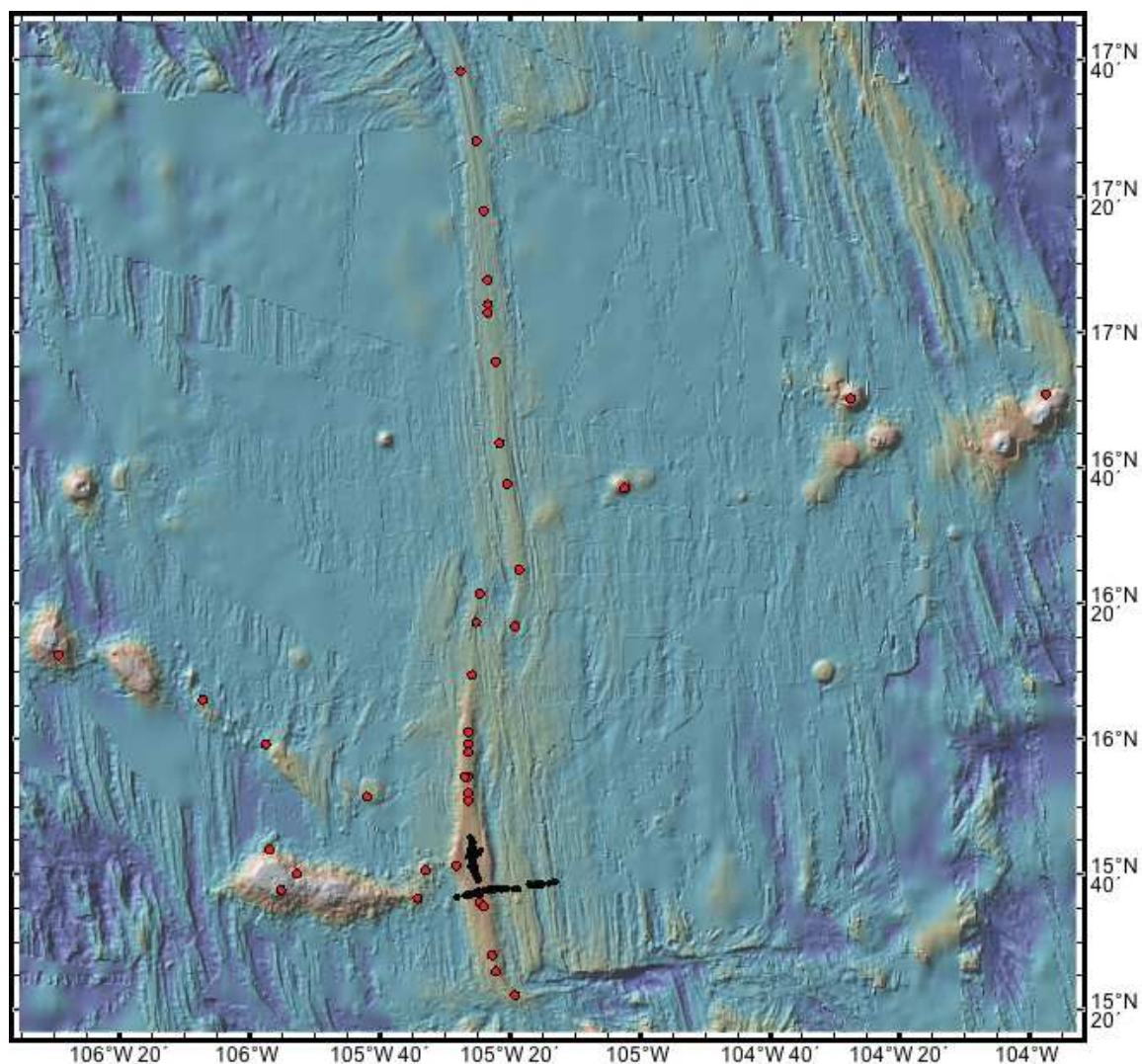


FIGURE 2.11 – Carte d'échantillonnage sur laquelle sont localisés en rouge les échantillons dragués lors de la campagne Panorama (1997), et en noir les échantillons analysés au cours de cette étude et prélevés par submersible lors de la campagne PaRiSub (2010) pour comparaison. On remarquera la différence entre les stratégies d'échantillonnage.

2.3 Objectifs et approche utilisée

Il n'existe aucune étude géochimique permettant d'éclaircir l'origine des particularités morphologiques de ce segment complexe situé entre 15°20'-16°20'N. L'amplitude du soulèvement axial, la présence d'un volcanisme important hors axe et très proche

(chaîne des Mathématiciens) voire connecté à l'axe, ainsi que la migration du segment en direction de ces seamounts semblent être des arguments forts plaçant pour l'existence d'un petit point chaud qui interagirait avec l'EPR à cet endroit. La campagne PaRiSub a permis l'acquisition d'un jeu de données très dense (pas d'échantillonnage < 300m) et précis (échantillonnage par submersible) le long d'un profil axial d'une quinzaine de kilomètres allant de 15 ° 38' à 15 ° 47'N, et un profil transversal recoupant l'axe à 15 ° 38'N, d'une vingtaine de kilomètres allant de 105 ° 12' à 105 ° 28'W. Au total, 120 échantillons ont été sélectionnés le long de ces deux profils. L'étude géochimique entreprise comporte l'acquisition des données majeurs, traces et isotopes du Sr, Nd, Pb, Hf et He sur des verres basaltiques. Ceci représente le jeu de données le plus dense et le plus complet sur une même portion de segment de dorsale, et l'étude géochimique à la plus haute résolution sur roche totale tentée dans l'optique à la fois de caractériser la variabilité géochimique du manteau à petite échelle, et de comprendre les modalités d'accrétion d'un segment complexe. L'objectif de ce travail de thèse est de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la composition géochimique des laves de ce segment atypique de l'EPR ?
- Que nous apprend t'elle sur la composition géochimique du manteau sous-jacent ?
- La composition du manteau est-elle significativement variable à si petite échelle ?
- La composition géochimique de ces laves est elle influencée par le point chaud des Mathématiciens ?
- Si oui, quelle est avec précision sa signature géochimique et quelle est son origine ?
- Que peut apporter la géochimie dans la compréhension des modalités spatio-temporelles d'interaction entre un petit point chaud et une dorsale ?
- Quels sont les intérêts d'une étude à si petite échelle dans la compréhension plus générale de la géochimie du manteau ?

Afin de répondre à ces questions, un certain nombre d'outils et traceurs géochimiques ont été exploités à partir des moyens et équipements dont disposaient l'université et le Pôle Spectrométrie Océan (PSO) de Brest. La géochimie des éléments majeurs, traces et des isotopes du Sr, Nd, Pb et Hf a pu être réalisée sur l'ensemble des échantillons de verres volcaniques sélectionnés. Par ailleurs, une série d'analyses des isotopes de l'He sur quelques échantillons a pu être également effectuée à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). La discussion de ce manuscrit s'articule autour de trois axes. 1) Le premier concerne principalement la composition du manteau sous cette portion de l'EPR et de sa variabilité à si petite échelle. 2) Le second axe concerne la signature

géochimique et l'origine de l'un de ces composants que nous avons associé au point chaud des Mathématiciens. 3) Le dernier volet de la discussion s'intéresse plus particulièrement à l'évolution dans l'espace et dans le temps de l'interaction entre le point chaud des Mathématiciens et ce segment de dorsale.

Deuxième partie

Méthodes et résultats

Chapitre 3

Protocoles analytiques

3.1 Sélection des échantillons

Nous avons sélectionné parmi plus de 250 lots d'échantillons de roche, 120 échantillons de verre basaltique de manière à couvrir de la façon la plus continue possible le profil axial et le profil transversal. Les morceaux sur lesquels était attaché le verre, et les gros éclats de verre ont été concassés au marteau en granulats, qui ont ensuite été rincés à l'eau distillée, puis placés à l'étuve pour séchage. Entre chaque échantillon les différents outils ont été soigneusement nettoyés à l'eau, à l'alcool et séchés afin d'éviter toute contamination croisée. L'étape suivante consistait à trier manuellement pour chaque échantillon des esquilles de verres à la pince à épiler sous la loupe binoculaire, pour ne garder que quelques grammes des petits morceaux les plus frais, entièrement vitrifiés, et sans traces d'altération. C'est sur cette fraction qu'a été réalisé l'ensemble des préparations géochimiques pour l'analyse des éléments majeurs, traces et des isotopes du Sr, Nd, Pb, Hf et He.

3.2 Préparation et mesures des compositions en éléments majeurs et traces

3.2.1 Les éléments majeurs

Préparation chimique

La préparation chimique des échantillons pour l'analyse des éléments majeurs par ICP AES (Atomic Emission Spectrometry) est adaptée du protocole de Cotten et al. (1995).



FIGURE 3.1 – Aperçu des échantillons. A gauche un bloc de basalte recouvert d’une épaisse couche de verre à partir de laquelle est faite l’analyse géochimique. A droite les échantillons après triage sous loupe binoculaire et rangés dans des petits piluliers.

250mg d’échantillon (éclats de verre basaltique) sont pesés et attaqués pendant 48h en étuve à 100°C avec 1ml de HNO_3 concentré distillé pour 3mL d’ HF concentré dans des béchers savilleux de 30ml. Ensuite, sont ajoutés en excès 96ml d’une solution aqueuse d’acide borique (H_3BO_3) avec ajout de chlorure de Césium (CsCl). La solution est laissée reposer pendant 48h, afin de neutraliser l’ HF en complexant l’ensemble des fluorures formés en acide fluoborique (HBF_4) tandis que le CsCl joue un rôle tampon lors de l’ionisation de la solution pendant la mesure.

Analyse à l’ICP-AES

Les concentrations en éléments majeurs ont été mesurées sur l’ICP (Inductively Coupled Plasma) - AES Horiba Jobin Ultima 2, du Pôle Spectrométrie Ocean (PSO) à l’Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) de Brest (Figure 3.2).

Principe. L’échantillon est introduit sous forme liquide dans le nébuliseur où il est transformé en aérosol et passe à travers la chambre de nébulisation où s’effectue le tri des gouttelettes en fonction de leur diamètre. L’aérosol est ensuite gainé et amené dans le plasma à l’aide d’un gaineur et d’un brûleur. Une fois ionisé celui-ci pénètre dans le système optique, qui lui-même est composé d’un système d’éclairage et d’un système dispersif nommé réseau. Le premier est constitué de plusieurs lentilles qui amènent la lumière émise par le plasma vers la fente d’entrée du spectromètre. Le second représente le cœur du spectromètre. Son rôle est de diffracter la lumière en décomposant la lumière blanche en une somme de longueurs d’ondes différentes (raies d’émission) comme le ferait un prisme. Une fois la lumière diffractée, celle-ci est convertie en courant par des pho-



FIGURE 3.2 – ICP-AES Horiba Jobin Ultima 2 du PSO (IUEM)

tomultiplicateurs, puis en tension, et enfin en fréquence, grâce à un ensemble de cartes électroniques qui font l'interface entre spectromètre et ordinateur. Les photomultiplicateurs sont des tubes contenant un composant photosensible constitué d'une cathode qui émet des électrons lorsqu'il est soumis à des rayonnements. Ces électrons sont accélérés, multipliés et éjectés par une dynode, puis récupérés par l'anode. Le courant mesuré en sortie est proportionnel à la quantité de lumière ayant atteint la cathode et la tension appliquée aux dynodes.

Mesures des concentrations des éléments. Pour pouvoir mesurer les teneurs en éléments, il faut au préalable préparer des solutions de standards internationaux qui serviront à la calibration et à l'évaluation de la dérive instrumentale. Cette dernière se situe autour de 1% pour SiO_2 et 2-3% pour les autres éléments majeurs. L'analyse par émission ICP ne permet pas une mesure directe, à partir d'un signal, de la concentration d'un élément. Elle se fait donc par comparaison avec des échantillons "étalons" dont on connaît les teneurs. L'intensité obtenue est directement proportionnelle à la concentration de l'élément, et du fait de l'ionisation totale de l'échantillon, on s'affranchit des effets de matrice, ce qui permet une correction à partir de droites d'étalonnage, élément par élément. Les standards utilisés pour les droites d'étalonnage sont les suivants : CB15, CB18, BELC, JB2 et BEN. Ils couvrent la gamme de concentration des échantillons à analyser. Les concentrations obtenues sont ensuite recalculées en tenant compte des

masses pesées.

3.2.2 Les concentrations en éléments Traces

La préparation chimique

Le protocole chimique utilisé est celui adapté de Li et Lee (2006). Environ 50mg d'échantillon sont pesés (10^{-5} g) dans des béchers bombes Savillex ® de 3ml en téflon et subissent deux attaques successives de 48h en $HF + HClO_4$ distillé. Les échantillons sont ensuite repris avec 1ml de HNO_3^* concentré avant d'être finalement dilués dans 120 ml de 0,5N HNO_3 , auxquels est aussi ajouté un standard interne d'Indium à hauteur de 1ppm dans la solution finale. La séquence de pesée se déroule de la manière suivante : pesée de la bouteille vide (125ml), ajout de l'échantillon, pesée, ajout de l'In, pesée, ajout de 0,5N HNO_3 , pesée finale. On laisse ensuite la solution se stabiliser une nuit avant analyse à l'ICP MS.

Analyses à l'HR ICP MS

Les concentrations en éléments traces ont été mesurées sur le HR (High Resolution) ICP (Inductively Coupled Plasma) - MS (Mass Spectrometer) Element II (Thermo Electron) du PSO à l'IUEM (Figures 3.3 & 3.4).



FIGURE 3.3 – Photo de l'HR-ICP-MS Thermo Element II (+ LASER) du PSO (IUEM)

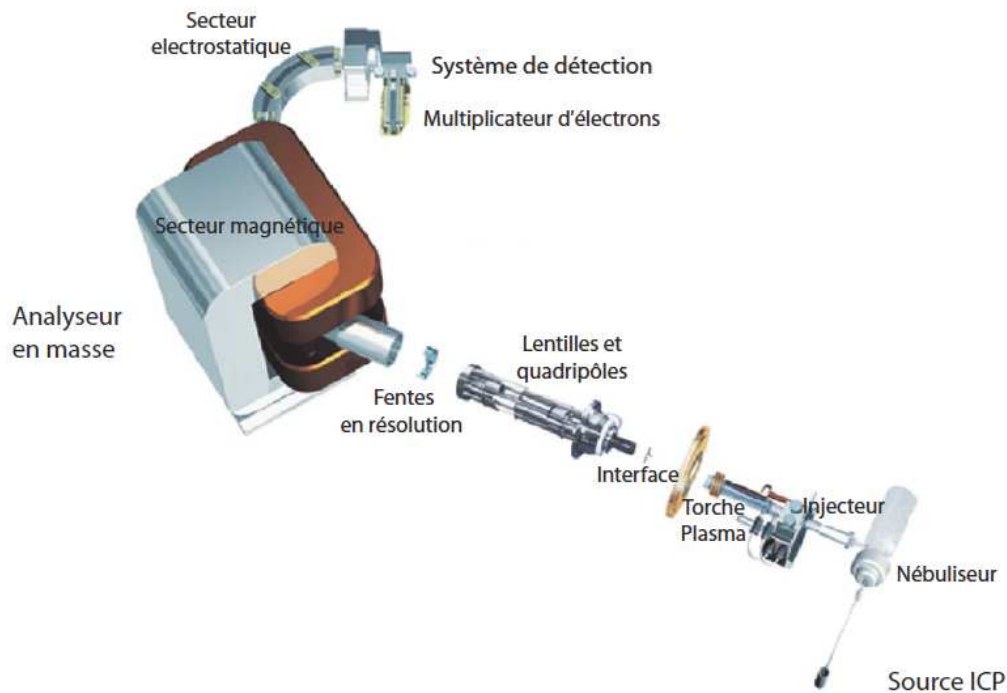


FIGURE 3.4 – Schéma d'un ICP-MS

Principe. L'échantillon liquide est prélevé et conduit grâce à une pompe péristaltique jusqu'au nébuliseur où celui-ci est transformé en aérosol par adjonction d'argon (Ar). Dans la chambre de nébulisation se forme alors un brouillard. Les 10% de gouttelettes les plus fines sont conduites jusqu'au centre du plasma (6000 à 8000 °C) et sont ionisées. Le faisceau ionique est dirigé vers le spectromètre de masse à travers une interface constituée de deux cônes skimmer, et sampler entre lesquels est fait le vide primaire (10^{-3} atms). Il est ensuite accéléré au niveau de la lentille d'extraction, puis focalisé par un jeu complexe de lentilles et quadripôles dans la partie focalisation. Avant d'entrer dans le secteur magnétique, on utilise selon les besoins le système en basse $\delta m/m = 200$ ou moyenne $\delta m/m = 400$ résolution.

L'Element II combine une double focalisation : le secteur magnétique (tri en fonction de la masse) et le secteur électrostatique (tri en fonction de l'énergie cinétique). Après séparation, les ions entrent dans le système de détection composé d'un compteur d'ions, et d'un amplificateur d'électrons (SEM). La quantité d'ions reçus en nombre de coups

est directement proportionnelle à la concentration d'un élément donné (cps/ppb).

Mesure des concentrations. L'ICP MS est réglé et calibré avec une solution multi-élémentaire à 1ppb. La première chose à effectuer est de chercher à optimiser l'intensité du signal pour un taux d'oxyde minimal, en réglant la position de la torche générant le plasma. Il faut ensuite réaliser la calibration en masse, c'est à dire vérifier pour les trois résolutions (basse, moyenne et haute) que les pics élémentaires sont correctement associés aux bonnes valeurs du champ magnétique, ou autrement, affecter à chaque masse, la valeur de champ magnétique correspondante. Les oxydes se forment par recombinaison entre des éléments du plasma et de l'échantillon et viennent interférer dans la mesure parce qu'ils ont des masses similaires à certaines terres rares. Les mesurer permet d'évaluer et de corriger les interférences en masse. Cela s'effectue par le dosage de 3 solutions artificielles dopées en Sm-Tb, Nd-Pr et Ba-Ce et une solution d' HNO_3 2% pour le bruit de fond.

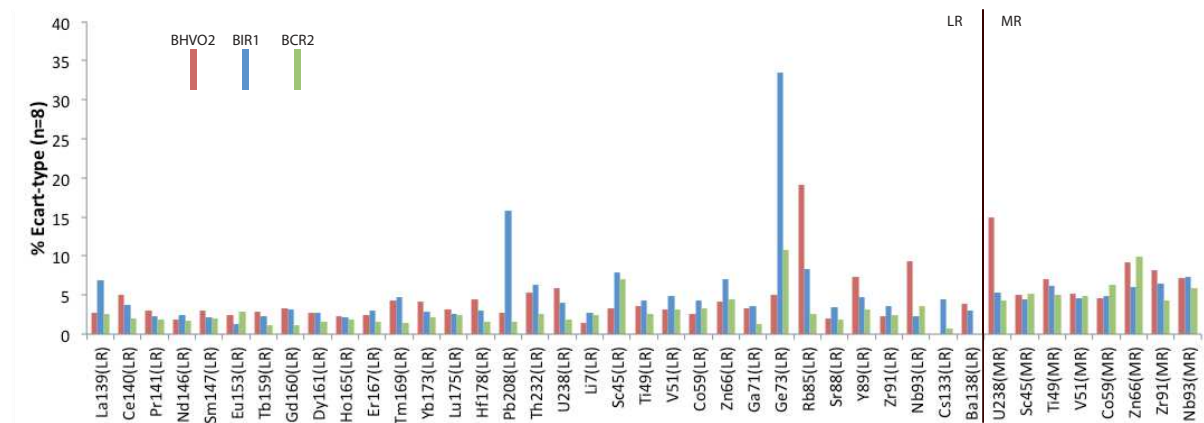


FIGURE 3.5 – Ecart-types (%) calculés pour les concentrations en éléments traces des standards BHVO-2, BIR-1 et BCR-2 (n=8) (LR=Low Resolution ; MR= Medium Resolution).

Enfin, les séquences analytiques démarrent toujours par la mesure d'un blanc de chimie, suivi de la mesure des standards internationaux et enfin des échantillons et à nouveau des standards, d'abord en basse résolution, puis en moyenne pour certains éléments. Les standards mesurés sont les suivants : BHVO-2, BIR-1 et BCR-2. Ils servent à établir une droite d'étalonnage qui permet en connaissant la concentration en Indium dans chaque échantillon de retrouver les concentrations en autres éléments. La reproductibilité dans la mesure des standards est représentée sur la Figure 3.5. Elle est inférieure

à 5% pour les terres rares, et globalement inférieure à 10% pour la plupart des éléments restants. La comparaison des valeurs de standard obtenue avec les valeurs proposées dans la littérature est illustrée Figure 3.6.

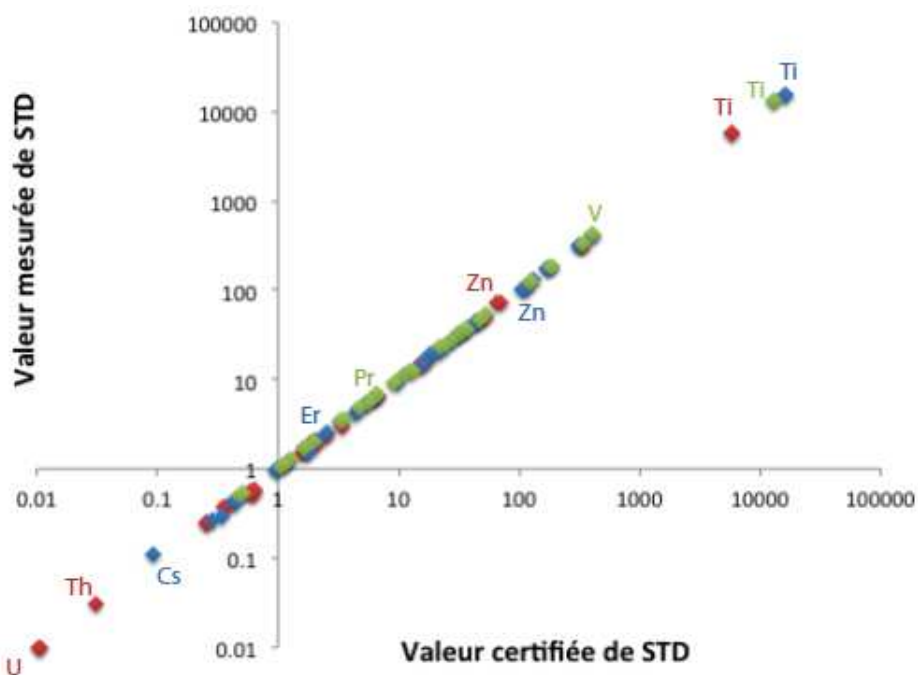


FIGURE 3.6 – Comparaison des valeurs de standards mesurées, avec les valeurs certifiées de BHVO-2 (Barrat et al., 2007), BIR-1 (Eggins et al., 1997) et BCR-2 (Jochum et Nehring, 2006) pour les éléments traces.

3.3 Les isotopes radiogéniques

3.3.1 Les isotopes du Pb et de l’Hf

Préparation chimique

Les préparations chimiques pour la séparation de l’Hf et du Pb sont adaptées de Blichert-Toft et al. (2005).

Purification de l’Hf et du Pb. Environ 500mg de verre basaltique sont pesés dans des béchers Savillex® en téflon de 7ml préalablement nettoyés à l’acide distillé (HF , HNO_3 , HCl). Les échantillons subissent d’abord un "leaching" en 6N HCl

(1ml) pendant 15 min à 100 ° C plus bain à ultrasons pendant 5 min. L'acide est évacué et les échantillons rincés à l'eau ultrapure. Les échantillons sont ensuite dissous grâce à un mélange d'acide fluorhydrique concentré (3ml) et d'acide nitrique concentré (1ml). Pendant 48h à 120 ° C, L'*HF* va briser les réseaux silicatés, combiné au pouvoir oxydant de l'*HNO*₃. Après l'attaque, il faut commencer par séparer l'Hf. Pour cela les échantillons secs sont repris avec 3ml d'*HF** concentré et on laisse précipiter les fluorures pendant 48h sur plaque chauffante à 120 ° C. Le Pb et les REE sont piégés dans les cristaux de fluorures tandis que l'Hf reste en solution. En passant les béchers pendant environ deux heures au bain à ultrasons, on brise ces cristaux optimisant ainsi la surface totale de réaction et donc le partage des éléments entre fluorures et solution. Enfin, en centrifugeant, on dissocie un surnageant contenant l'Hf, d'un culot contenant le Pb. A ce stade on sépare le surnageant du culot qui subiront des traitements différents.

La séparation de l'Hf. Après centrifugation et séparation du culot et du surnageant, on évapore le surnageant que l'on reprend dans 1ml de 0,5N *HF*. Après quelques heures sur plaque chauffante à 100 ° C puis évaporation, les résidus secs sont dissous dans 1ml de solution 0,5N *HCl* + 0,5N *HF*. Après centrifugation, les échantillons sont chargés et rincés sur des colonnes contenant 2ml de résine anionique AG1X8 100-200 mesh. L'Hf, le Ti et le Zr vont rester piégés dans la résine puis être récupérés avec du 6N *HCl*. Après récupération, une dizaine de gouttes d'acide perchlorique est ajoutées (*HClO*₄). Cet acide joue le rôle de retardateur d'évaporation (évaporation à 180 ° C). Ainsi, on va chercher à faire réduire au maximum le volume ajouté d' *HClO*₄ sans que des cristaux de perchlorates ne se forment. On réalise cette opération trois fois afin d'être certain d'avoir évaporé toute trace d'*HF*. Enfin 0,3ml de solution 2,5N *HCl* et 0,06ml d'*H*₂*O*₂ sont ajoutés et vont oxyder le Ti. Cette opération s'accompagne en général d'une coloration rouge des échantillons. Ceux-ci vont pouvoir être chargés et rincés sur de longues colonnes cationiques contenant la résine AG50W X8 200-400 mesh, pour ne récupérer que l'Hf (et le Zr) en sortie. Les étapes de la séparation sont présentées plus en détail dans les Tableaux 3.1 & 3.2

L'éluion du Plomb. Parce qu'il est élément le plus prompt à être contaminé par des apports anthropiques, la séparation du Pb s'effectue dans une salle blanche de classe 1000 dédiée uniquement à cette chimie. De plus, les réactifs de départ utilisés pour cette chimie sont plus purs que ceux utilisés dans la préparation chimique des autres éléments

Etape	Solution	Volume (ml)
Lavage	24N <i>HF</i>	10
Lavage	H_2O_{up}	10
Lavage	6N <i>HCl</i>	10
Lavage	H_2O_{up}	10
Lavage	6N <i>HCl</i>	10
Lavage	H_2O_{up}	10
Lavage	6N <i>HCl</i>	10
Lavage	H_2O_{up}	10
Conditionnement	0,5N <i>HF</i> , 0,5N <i>HCl</i>	6
Chargement	0,5N <i>HF</i> , 0,5N <i>HCl</i>	1
Rinçage	0,5N <i>HF</i> , 0,5N <i>HCl</i>	1
Rinçage	0,5N <i>HF</i> , 0,5N <i>HCl</i>	1
Rinçage	0,5N <i>HF</i> , 0,5N <i>HCl</i>	8
Rinçage	0,5N <i>HF</i> , 0,5N <i>HCl</i>	10
Récupération Hf, Zr, Ti	6N <i>HCl</i>	6

Tableau 3.1 – Etapes de séparation de l’Hf (première partie).

Etape	Solution	Volume (ml)
Backwash	H_2O	-
Lavage	4N <i>HF</i>	10
Lavage	6N <i>HCl</i>	10
Lavage	6N <i>HCl</i>	10
Backwash propre	H_2O	-
Conditionnement	2,5N <i>HCl</i>	8
Chargement	2,5N <i>HCl</i> + (0,07mL) H_2O_2	0,4
Rinçage	2,5N <i>HCl</i> + H_2O_2	0,3
RinçageTi	2,5N <i>HCl</i> + H_2O_2	5
Récupération Hf, Zr	2,5N <i>HCl</i> + <i>HF</i>	5

Tableau 3.2 – Etapes de séparation de l’Hf (deuxième partie).

([Pb] < 1ppt dans l'HBr et l'HF ; double distillation de l'HCl et de l'eau ultra pure). Les culots de fluorures gardés après la première centrifugation sont dissous dans des béchers propres avec 6ml de 6N *HCl**, pendant 24h à 100 ° C. Après évaporation, les résidus sont repris avec 1ml d'*HBr* 0,5N. La séparation du Pb se fait sur des micro-colonnes anioniques contenant 0,04ml de résine AG1 X8 200-400. Le chargement et le rinçage s'effectuent en 0,5N *HBr* qui est la concentration idéale pour piéger un maximum de Pb sur la résine (Strelow, 1978). La récupération du Pb se fait en 6N *HCl*. Deux passages sur ces mêmes colonnes sont nécessaires pour évacuer le reste des éléments majeurs et traces présents en solution. Cette fraction est d'ailleurs récupérée juste après le chargement et pourra servir à la purification du Sr et Nd. Les étapes de la séparation sont présentées plus en détail dans le Tableau 3.3.

Etape	Solution	Volume (ml)
Lavage	6N <i>HCl</i>	3
Lavage	<i>H₂O</i>	1
Conditionnement	0,5N <i>HBr</i>	1
Chargement	0,5N <i>HBr</i>	1-1,5
Rinçage	0,5N <i>HBr</i>	1
Récupération Pb	6N <i>HCl</i>	3

Tableau 3.3 – Etapes d'éluion du Pb (à faire deux fois).

Analyses à l'HR MC ICP MS Neptune. Les rapports isotopiques de l'Hf et du Pb ont été mesurés avec le MC (Multi Collector) ICP (Inductively Coupled Plasma) MS (Mass Spectrometer) Thermo Fisher Neptune, du Pôle Spectrométrie Océan de Brest (Figures 3.7 & 3.8).

Principe. Cet MC ICP MS équivaut à un couplage entre un ICP MS et un TIMS (Thermo Ionisation Mass Spectrometer). Le principe est quasiment le même que pour l'HR ICP MS (voir paragraphe ICP MS). L'échantillon est introduit en phase liquide dans la chambre de nébulisation ou il est transformé en aérosol puis injecté dans un plasma (8000 ° C) qui va désolvater, atomiser et ioniser les éléments présents dans l'échantillon. Les ions formés sont introduits dans le spectromètre de masse et sont déviés et triés en traversant le secteur électrostatique et l'analyseur en masse, puis collectés simultanément grâce au système de détection. Le MC ICP MS Neptune est équipé de neuf cages



FIGURE 3.7 – MC-ICP-MS Thermo Neptune du PSO (Ifremer).

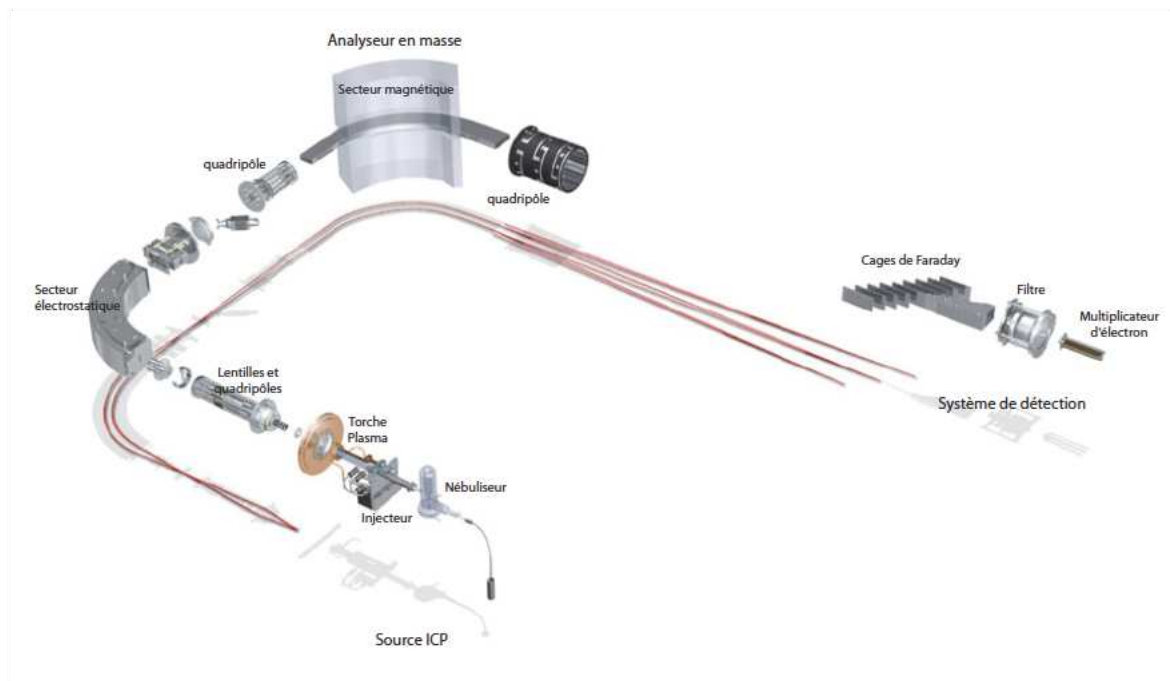


FIGURE 3.8 – Schéma d'un MC-ICP-MS.

de Faraday dont huit sont mobiles, deux mini compteurs d'ions (MIC), 1 "Retarding Potential Quad" (RPQ) ainsi qu'un compteur d'ion axial (SEM).

Préparation des échantillons. Les résidus issus de la chimie Pb (et Nd) sont repris avec 0.5 ml d' HNO_3 2% pendant 24h. L'ajout d'un spike (Thallium) et les dilutions sont réalisés de sorte que $[Pb] = 0.03\text{ppm}$ et $[Pb]/[Tl]=10$ dans tous les échantillons. L'ajout de Thallium est utilisé pour le Pb car celui-ci ne possède aucun rapport naturel stable, or il faut pouvoir corriger le fractionnement en masse entre les isotopes du Pb. Le Tl ayant des masses comparables à celles du Pb et connaissant le rapport isotopique $^{205}Tl/^{203}Tl$ du spike, on peut calculer le facteur de fractionnement f à appliquer sur les rapports du Pb. La calibration du signal en Pb est obtenue par la mesure d'une solution standard de NIST981, qui est régulièrement mesurée pour permettre de corriger la dérive instrumentale par interpolation du standard NIST981 (standard JNdi pour les mesures isotopiques du Nd). Pour l'Hf, les résidus sont repris dans 0.5 ml d'une solution 2% HNO_3 + 0.05% HF (0.5ml de 2% HNO_3 pour le Nd) pendant 24h. Le standard utilisé pour la correction de la dérive instrumentale par interpolation est le JMC475.

Blanc :	Hf (pg)	Pb (pg)	Sr (pg)	Nd (pg)
1	94	593	67	55
2	5	96	248	71
3	3	327	23	34
4	11	136	45	107
5	19	228	55	275
6	382	214	183	
7	367	155	34	
8	12	78	43	
9	370	84		
10	450	46		
11	316			
12	185			
13	208			
14	105			
Moyenne	181	196	87	108

Tableau 3.4 – Concentrations en Hf, Pb, Sr et Nd dans les blancs de chimie.

Mesure du rapport isotopique. Afin d'obtenir une mesure valide des rapports isotopiques, chaque échantillon est mesuré 30 fois. A titre informatif, les valeurs et la

moyenne des blancs sont reportées dans le Tableau 3.4. Les valeurs moyennes obtenues pour les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ du standard JMC475 (n=78) et pour les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du NIST981(n=72) sont de 0.282149 et 16.9292, 15.4822, 36.6688, avec une reproductibilité externe de 7.10^{-6} , 3.10^{-3} , 3.10^{-3} , 1.10^{-2} respectivement. L'ensemble des valeurs des standards est représenté dans les Figures 3.9 & 3.10 pour chacune des sessions d'analyse. Les duplicatas d'échantillons figurent en annexe dans les Tableaux 17, 18 & 21.

Les corrections appliquées sur les rapports isotopiques sont les suivantes :

> *Les interférences en masse :*

Lors de la mesure des rapports isotopiques, des éléments de même masse que le Pb ou l'Hf (respectivement le Hg ou Lu et Yb) peuvent parfois venir fausser l'intensité totale mesurée. C'est pourquoi lors du réglage de la machine, une ou plusieurs cages de Faraday sont utilisées pour mesurer l'intensité (I) du signal sur les éléments pouvant interférer. La configuration des cages pour les analyses isotopiques est montrée dans le Tableau 3.5. Si I n'est pas négligeable, on corrige alors les rapport isotopiques de la manière suivante (exemple du Pb) :

$$I(^{204}\text{Pb})_{\text{vraie}} = I(^{204}\text{Pb})_{\text{tot}} - I(^{202}\text{Hg})_{\text{mes.}} \cdot (M(^{204}\text{Pb})/M(^{202}\text{Pb})) \quad (3.1)$$

Isotope	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
Pb	^{201}Hg	^{202}Hg	^{203}Tl	^{204}Pb	^{205}Tl	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	-
Hf	^{172}Yb	^{173}Yb	^{175}Lu	^{176}Hf	^{177}Hf	^{178}Hf	^{179}Hf	^{180}Hf	-
Nd	^{142}Nd	^{143}Nd	^{144}Nd	^{145}Nd	^{146}Nd	^{147}Sm	^{148}Nd	^{149}Sm	^{150}Nd

Tableau 3.5 – Configuration des cages de Faraday (L, C & H) utilisée.

> *Le fractionnement en masse :*

Pour chaque mesure des rapports isotopiques du Pb, il se produit également un fractionnement entre les différents isotopes à cause de leurs différences de masses, ce qui conduit à un biais dans la mesure du rapport isotopique réel qu'il est nécessaire de corriger grâce au rapport isotopique stable $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ pour l'Hf et au rapport du spike $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.388$ pour le Pb. Ce fractionnement (f) entre les isotopes d'un élément donné peut s'écrire de la manière suivante (exemple du Pb) :

$$f(Tl) = \text{Ln}((^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl})_{\text{mesuré}}/({}^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl})_{\text{réel}})/\text{Ln}(M^{205}\text{Tl}/M^{203}\text{Tl}) \quad (3.2)$$

Puis, il est utilisé pour corrigé les rapports isotopiques du Pb mesurés :

$$({}^{20X}\text{Pb}/{}^{20Y}\text{Pb})_{\text{vrai}} = ({}^{20X}\text{Pb}/{}^{20Y}\text{Pb})_{\text{mesuré}} \cdot M({}^{20X}\text{Pb})/M({}^{20Y}\text{Pb})^{f(Tl)} \quad (3.3)$$

> *La dérive instrumentale :*

Une série d'analyses commence et se termine toujours par la mesure d'un standard, avec une mesure de standard tous les deux échantillons. Ces valeurs sont comparées à une valeur référence de la littérature. La dérive instrumentale est ainsi corrigée pour chaque échantillon, en fonction des valeurs des deux standards qui l'encadrent et de celle de la valeur de référence, avec un facteur de correction deux fois plus important pour la mesure de standard qui le précède ou succède directement (moyenne pondérée) : c'est ce qu'on appelle faire une interpolation ou du "standard bracketting".

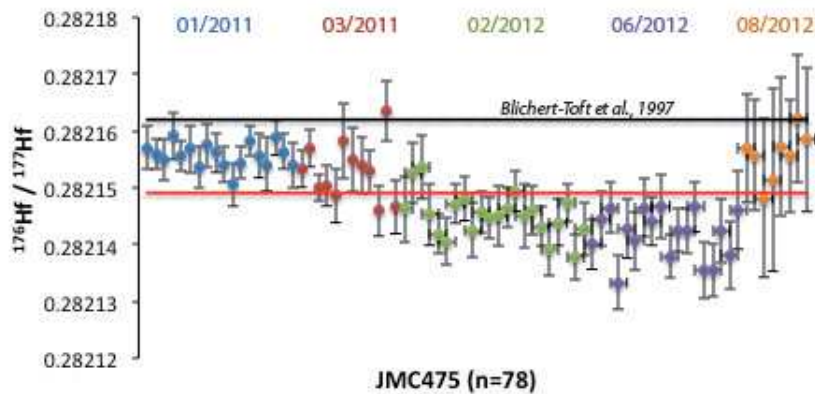


FIGURE 3.9 – Valeurs des standards de JMC475 pour l'Hf mesurés par MC ICP-MS. Le trait rouge représente la valeur moyenne des 78 analyses réalisées. Le trait noir la valeur référencée du standard (Blichert-Toft et al., 1997) utilisé pour l'interpolation.

3.3.2 Les isotopes du Sr et du Nd

Protocoles Expérimentaux

Elution du Sr. La séparation du Sr et des terres rares est réalisée à partir de résines spécifiques Eichrom ® selon le protocole décrit dans Moynier et al. (2010), adapté

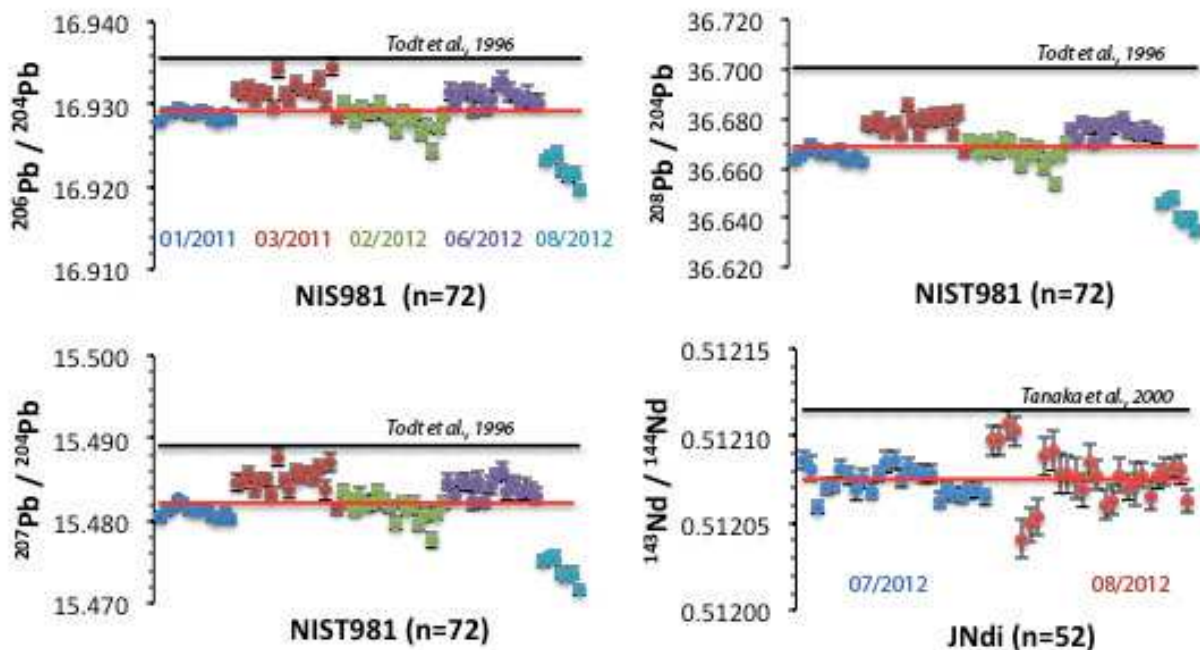


FIGURE 3.10 – Valeurs des standards de NIST981 pour le Pb (*JNdi pour le Nd*) mesurés par MC ICP-MS. Le trait rouge représente la valeur moyenne des 72 analyses réalisées ($n=52$ pour le Nd), le trait noir la valeur référencée du standard (Todt et al., 1996; Tanaka et al., 2000) utilisé pour l’interpolation.

de Fietzke et Eisenhauer (2006). Les résidus issus de la chimie Pb (ou à partir d’une nouvelle attaque) sont d’abord repris en HNO_3 concentré puis chargés en 4N HNO_3 sur des micro-colonnes contenant 200 μ l de résine Sr Spec 100-150mesh. Le Sr est ainsi fixé et piégé dans les pores de la résine tandis que tous les autres éléments sont rincés avec 3ml de 4N HNO_3 . Cette fraction est conservée pour réaliser l’élution du Nd. Le Sr est récupéré avec 3ml d’eau ultra-pure tiède (environ 50 ° C).

Elution des REE. Avant de procéder à la séparation du Nd sur résine LN Spec (200 μ l), il est nécessaire de passer par une étape préliminaire sur des micro-colonnes contenant 200 μ l de résine TRU Spec afin de se débarrasser de tout autre élément majeur (surtout Fe) qui saturerait définitivement la résine LN Spec et ainsi ne garder que les terres rares. Cette étape se fait sur la fraction récupérée entre le chargement et la phase de récupération du Sr. Une fois les terres rares séparées, on reprend les échantillons avec 200 μ l d’ HCl 0.2N que l’on charge sur les colonnes LN Spec.

Etape	Solution	Volume (mL)
Lavage	4N HNO_3	3
Lavage	H_2O_{up}	2
Conditionnement	4N HNO_3	1
Chargement	4N HNO_3	1
Rinçage	4N HNO_3	3
Récupération Sr	H_2O_{up}	3

Tableau 3.6 – Etapes de séparation du Sr sur la résine Sr Spec.

Etape	Solution	Volume (ml)
Lavage	2N HNO_3	2
Lavage	0,05N HNO_3	2
Conditionnement	2N HNO_3	1
Chargement	2N HNO_3	1
Rinçage	2N HNO_3	4
Récupération REE	0,05N HNO_3	2

Tableau 3.7 – Etapes de séparation des terres rares sur la résine TRU Spec.

Elution du Nd. Les fractions sorties de chimie TRU Spec sont chargées sur des colonnes contenant la résine LN Spec dans $200\mu\text{l}$ d' HCl 0.2N. Les colonnes ont été préalablement calibrées de manière à isoler et récupérer un maximum de Nd, tout en évacuant les terres rares les plus légères (La, Ce) grâce à 13ml de 0.2N HCl suivis de 1ml de 0.25N HCl et le Nd récupéré avec 5ml de 0.25N HCl .

Etape	Solution	Volume (ml)
Lavage	4N HCl	20
Lavage	H_2O	2
Conditionnement	0,2N HCl	5
Chargement	0,2N HCl	0.2
Fixation	0,2N HCl	0.2 x 2
Rinçage	0.2 HCl	13
Rinçage	0.25 HCl	1
Récupération Nd	0.25 HCl	5

Tableau 3.8 – Etapes de séparation du Nd sur la résine LN Spec.

Analyses au TIMS Thermo Triton

Tous les rapports isotopiques du Sr et une partie du Nd ont été mesurés avec le spectromètre de masse à Thermo-Ionisation Fisher Triton du PSO de Brest (Figures 3.11 & 3.12).



FIGURE 3.11 – TIMS Thermo Triton du PSO (IUEM).

Principe. Ce type de spectromètre est composé de trois ensembles principaux qui sont la source, l'analyseur en masse et le système de détection.

La source contient le barillet sur lequel sont fixés les échantillons. Elle est dotée d'un système de chauffage qui permet de ioniser les échantillons via un courant électrique. Elle comprend également un système de focalisation par lentilles électroniques qui permettent d'optimiser la quantité de signal (faisceau ionique) envoyée dans l'analyseur en masse.

La séparation des ions s'effectue dans l'analyseur grâce à un aimant qui crée un champ magnétique et dévie les ions selon leur énergie cinétique directement dépendante de leur masse/charge. Les ions à fort rapport masse/charge seront moins déviés que les

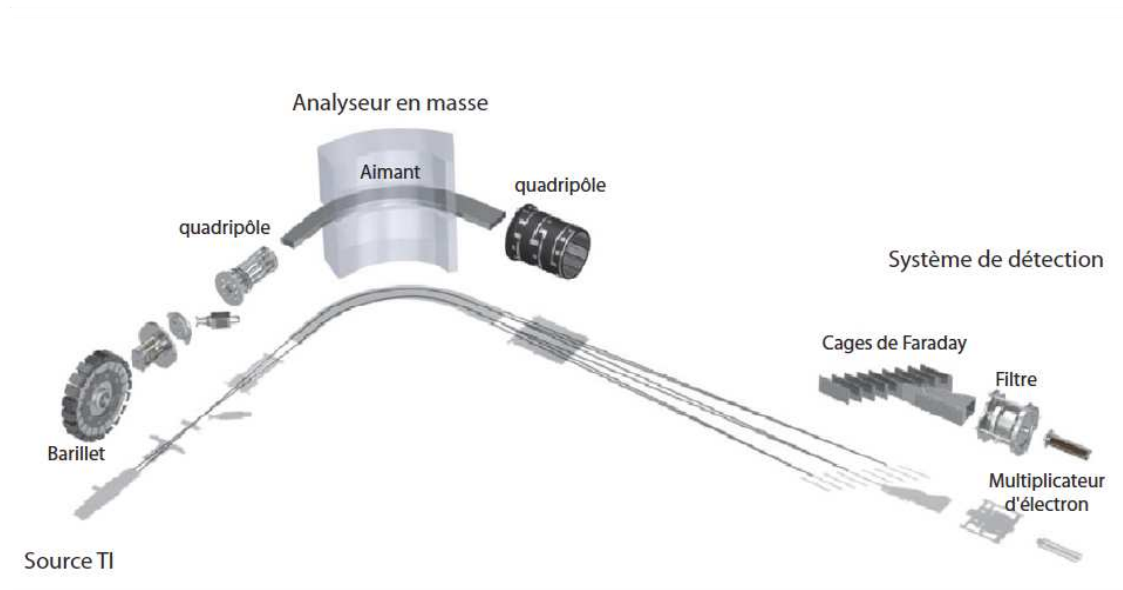


FIGURE 3.12 – Schema d'un TIMS.

ions plus légers et à plus faible énergie. C'est en réglant le champ magnétique que sont triés les ions que l'on souhaite compter. L'analyseur en masse renferme aussi le "zoom optics" : un système formé de deux quadripôles qui contrôlent forme et dispersion du faisceau ionique avant et après l'aimant.

Une fois déviés, les ions entrent dans le système de détection et sont reçus dans les collecteurs appelés cages de Faraday. Elles sont au nombre de neuf : une cage centrale fixe, et huit autres mobiles dont quatre passives et quatre autres motorisées. Pour palier le manque d'intensité des signaux reçus, les cages de Faraday peuvent être reliées à des amplificateurs, et pour les signaux encore plus faibles ($<16\text{mV}$), le système de détection utilise le multiplicateur d'électron secondaire (SEM) localisé à l'arrière de la cage centrale.

Préparation des échantillons. Suite à l'élution du Sr et du Nd, les résidus sont repris avec un ou quelques μl d' H_2O_{up} ou de solution d' HNO_3 très dilué ($< 1\text{N}$), puis chargés sur des filaments propres et dégazés sous vide à 4,5A. Le Sr est déposé sur un filament simple en tungstène appelé "évaporant" sur lequel on dépose au préalable $1\mu\text{l}$ d'activateur au tantale (régulateur d'émission) avant d'y déposer $1\mu\text{l}$ d'échantillon (pouvant être dilué si la quantité de Sr est importante). Celui-ci est séché à 1,1A puis

est flashé autour de 4,6 A intensité à laquelle il sera soumis dans la source. Le Nd est déposé directement sur un filament en rhénium (évaporant), séché autour de 0,9A et flashé au rouge sombre à une intensité beaucoup plus faible que pour le Sr (environ 2,5V), tandis qu'un autre filament appelé ionisant aidera à atteindre les hautes températures d'émission du Nd. Une fois déposés, les filaments sont montés sur le barillet, l'évaporant est systématiquement placé côté gauche, le côté droit servant à placer le ionisant (ou un pied support pour le Sr). Les deux pieds sont ensuite sellés avec une plaque d'extraction permettant de mettre à bonne distance l'évaporant du ionisant, et d'isoler chacun des échantillons. Le barillet est enfin introduit dans la source et les échantillons peuvent être analysés lorsque le vide est suffisamment important après pompage.

Mesure du rapport isotopique. Chaque échantillon a été mesuré en 10 blocs de 10 mesures minimum. Chacune des séries d'analyses effectuée a commencé et s'est achevée par la mesure d'un standard (NBS987 pour le Sr et La Jolla pour le Nd). Le voltage visé pour le lancement de la mesure était respectivement de 5V pour le Sr et 1V pour le Nd. Un fractionnement en masse des rapports isotopiques mesurés, inhérent à l'instrument est corrigé par rapports aux rapports isotopiques stables chondritiques $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375202$ pour le Sr et $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ pour le Nd. Les valeurs et la moyenne des blancs sont reportées dans le Tableau 3.4. Les valeurs moyennes des standards NBS987 et La Jolla sont respectivement de 0.710265 (n=29) avec une reproductibilité externe de 1.10^{-5} et de 0.511858 (n=13) avec une reproductibilité externe = 9.10^{-6} . L'ensemble des valeurs de standards mesurés est représenté dans la Figure 3.13 et atteste de la validité des mesures. Les duplicatas d'échantillons sont représentés en annexe dans les Tableaux 18, 19 & 20.

3.3.3 Les isotopes de l'He

Les rapports isotopiques de l'He ont été mesuré avec le Noblesse Noble Gaz Spectrometer (Nu Instruments) du laboratoire de géochimie et cosmochimie de l'Institut de Physique du Globe de Paris (Figures 3.14 & 3.15) suivant le protocole de Moreira et al. (2011).

Le spectromètre à gaz est constitué d'une source ionisante de type Nier, d'un électro-aimant laminé ainsi que d'un système multi-collection permettant l'analyse simultanée de plusieurs isotopes, composé de cage de Faraday, de multiplicateurs d'électrons et de compteurs d'ions. Il possède également un piège de type SAES getter ainsi qu'un système de pompage entièrement sec comprenant une pompe turbo, une pompe sèche,

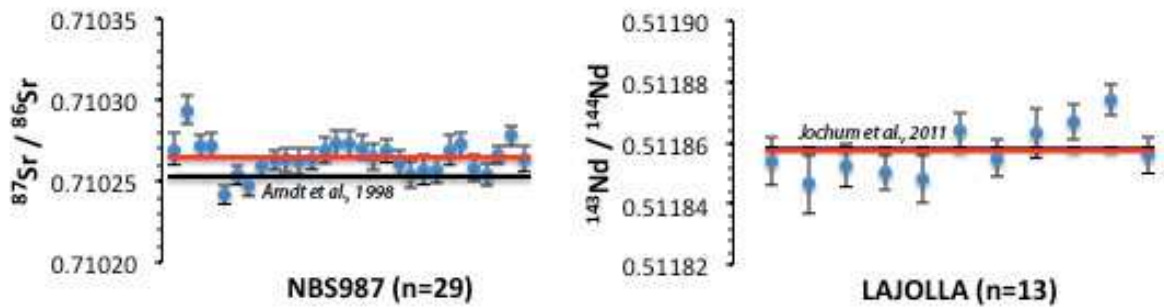


FIGURE 3.13 – Valeurs des standards de NBS987 et La Jolla mesuré pour le Sr et Nd par TI-MS. La ligne noire représente une valeur certifiée du standard (Arndt et al., 1998 ; Jochum et al., 2011), et la ligne rouge la moyenne des valeurs mesurées (n=29 pour NBS987, n=13 pour La Jolla).

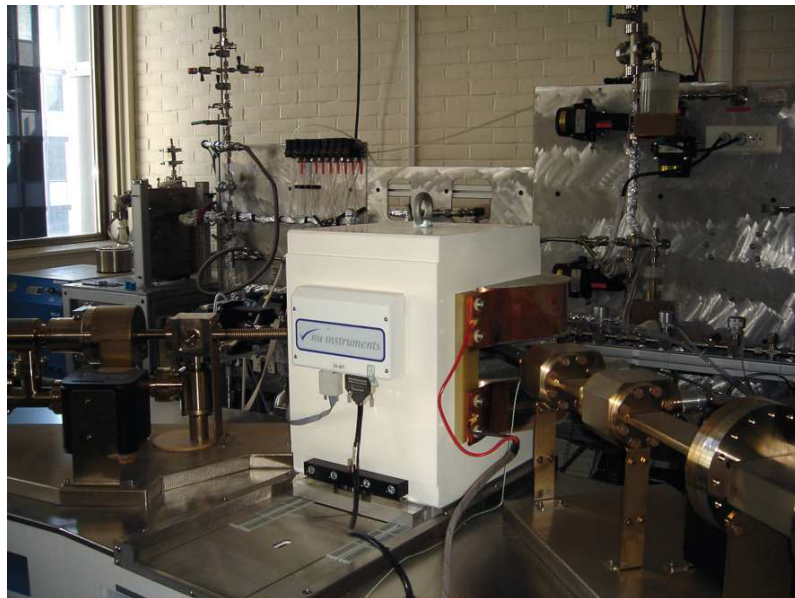


FIGURE 3.14 – Spectromètre de masse à source gazeuse Nu instruments Noblesse de l'IPGP.

deux pompes ioniques, et une pompe getter. Ce type de spectromètre est également conçu avec un volume interne minimal qui lui permet de maximiser le vide et d'obtenir ainsi des rapports de pression en gaz statiques extrêmement bas. Le principe reste similaire aux autres spectromètres de masse, c'est à dire ioniser (source Nier), extraire par différence de potentiel (3000V), séparer (aimant) et collecter (système de collection).

En amont se situe la ligne d'extraction, qui équivaut à un circuit au cours duquel on piège les divers gaz beaucoup plus abondants que les gaz rares dont la présence dans le spectromètre rendrait la mesure impossible en abaissant beaucoup trop la pression partielle des gaz rares que l'on souhaite analyser. Cette ligne est sous ultravide au moyen d'un système de pompage constitué d'une pompe ionique et d'une pompe turbo, et est équipée d'un broyeur (ou four), d'un piège SAES getter (pour piégeage H_2 à froid), d'un piège à mousse de titane (pour piégeage N_2 , CO_2 à $800^\circ C$ pour casser les liaisons, puis refroidissement progressif pour piéger), d'une tête froide (pour piégeage He, Ne à $<10K$), d'un piège à charbon actif (pour piégeage Ar, Kr, Xe à $-196^\circ C$), et d'une série de vannes qui divisent la ligne en volumes séparés dans lesquels on purifie, désorbe, détend et achemine les gaz vers l'entrée du spectromètre.

Les analyses sont effectuées sur des petits copeaux de verre basaltique de 20 à 30 mg préalablement nettoyés à l'eau ultra pure, puis à l'éthanol en cuve à ultrasons, et séchés. Ils sont ensuite disposés dans une pièce en métal à trous qui permet en la tournant de 45° de faire tomber l'échantillon dans le four pour libérer les gaz et les introduire dans la ligne. La procédure analytique est adaptée de Moreira et al. (2011). L'analyse des isotopes de l'He pour chaque échantillon est réalisée en 15 cycles de 15 mesures et la séquence est précédée d'une mesure de blanc à froid et d'une autre à chaud. L' 4He est mesuré sur cage de Faraday et l' 3He par multiplication d'électrons et comptage d'ions. Le rapport $^4He/^3He$ obtenu est corrigé du blanc de la manière suivante :

$$(^4He/^3He)_{mesuré} = \alpha.(^4He/^3He)_{blanc} + (1 - \alpha).(^4He/^3He)_{vrai} \quad (3.4)$$

avec :

$$\alpha = (^4He)_{blanc}/(^4He)_{vrai} \quad (3.5)$$

$$(^4He/^3He)_{vrai} = ((^4He/^3He)_{mesuré} - \alpha(^4He/^3He)_{blanc})/(1 - \alpha) \quad (3.6)$$

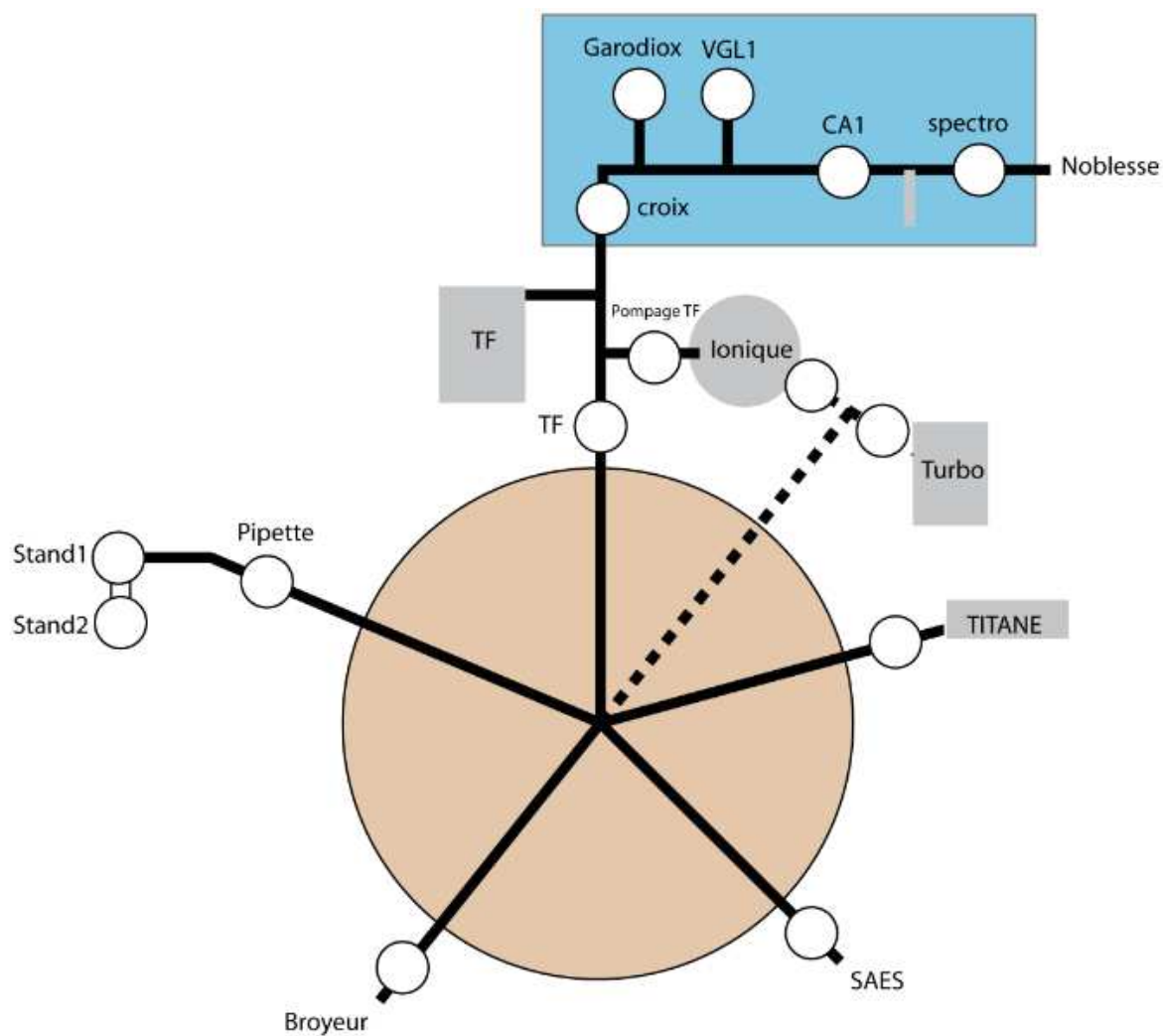


FIGURE 3.15 – Schéma de la ligne d'extraction du spectromètre à gaz Noblesse Nu instruments.

Le rapport est finalement corrigé de la discrimination en masse de la façon suivante :

$$({}^4He/{}^3He)_{signal} = [({}^4He/{}^3He)_{vrai}/({}^4He/{}^3He)_{(std)mesuré}].({}^4He/{}^3He)_{(std)réel} \quad (3.7)$$

Chapitre 4

Résultats

La totalité des données acquises sont reportées dans les tableaux 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 et 21 en annexes, ainsi que les coordonnées GPS de tous les échantillons analysés. Les données ont été divisées en deux catégories : celles appartenant au profil axial et celles appartenant au profil transversal. Sont à chaque fois présentés dans l'ordre, les latitudes et longitudes en degré décimal, puis les compositions en éléments majeurs, traces et enfin les compositions isotopiques pour le profil axial d'abord suivi du profil transversal.

4.1 Caractérisation géochimique des laves le long du profil axial (15 ° 37'N-15 ° 47'N)

Ce profil axial s'étend de 15 ° 37'N à 15 ° 47'N dans une direction Nord-Sud le long de l'axe de l'EPR. Il comporte 77 échantillons de verres volcaniques frais prélevés lors de la campagne PaRiSub par submersible (Figure 4.1).

4.1.1 Eléments majeurs

Comme le montre le diagramme TAS (Figure 4.2) représentant la teneur en alcalins ($Na_2O + K_2O$) en fonction de la teneur en SiO_2 (entre 49.8% et 51.8%), tous ces échantillons sont des basaltes tholéïtiques de compositions homogènes, tout à fait dans la gamme attendue pour des MORB. Les teneurs en MgO sont comprises entre 6.48% et 8.18%, suggèrent qu'une petite partie de ces basaltes est relativement primitive, tandis que la majeure partie est légèrement plus évoluée. On retrouve une belle systématique à travers ce jeu d'échantillons formant de très nettes anti-corrélations entre deux

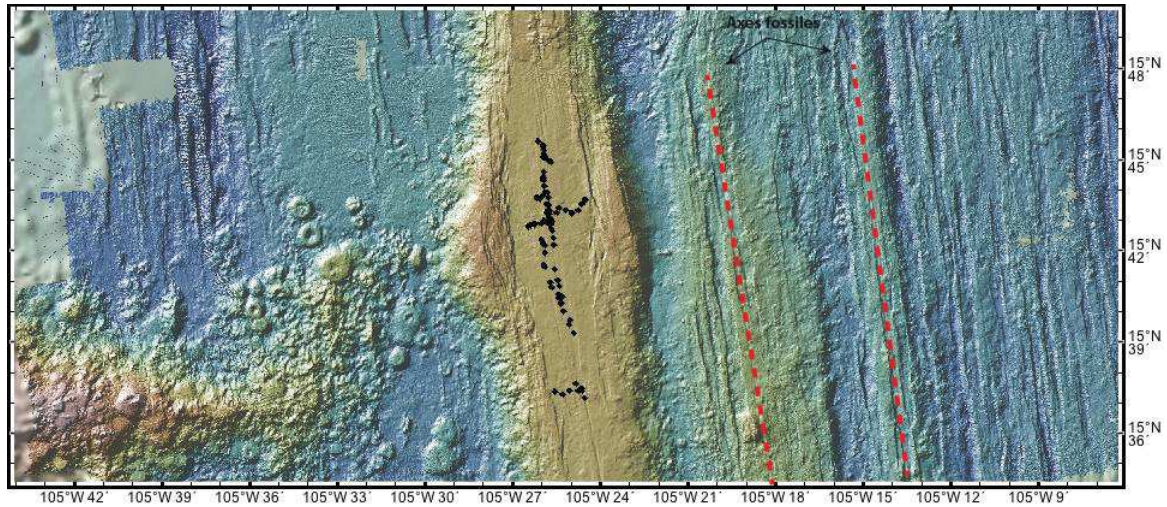


FIGURE 4.1 – Localisation des échantillons du profil axial.

pôles dans les diagrammes TiO_2 (entre 1.17% et 1.85%), MnO (entre 0.14% et 0.21%), K_2O (entre 0.10% et 0.30%) et FeO (entre 8.59% et 11.7%) représentés en fonction de MgO (Figure 4.3), tendances cohérentes avec la cristallisation d'olivine. Toutefois, si ces variations étaient uniquement liées à la cristallisation d'olivine, une augmentation des concentrations de tous les éléments majeurs est attendue avec la diminution du MgO . Or on observe que les échantillons les plus primitifs sont ceux avec les teneurs en Al_2O_3 (entre 14.0 et 16.4%) et SiO_2 les plus élevés, ce qui suggère un effet de source. L'interprétation en terme de source des compositions en éléments majeurs sera discutée dans la partie discussion du manuscrit et illustrée Figure 5.11. De plus il serait difficile d'expliquer seulement par cristallisation fractionnée comment générer une aussi grande amplitude dans les valeurs de certains éléments majeurs (K_2O par exemple) pour une gamme aussi restreinte de MgO . Les valeurs élevées en K_2O ($> 0.2\%$) suggèrent qu'une grande partie de ces basaltes est de type enrichi.

4.1.2 Eléments traces

Les concentrations en éléments traces dans les échantillons sont très contrastées, autant dans les abondances que dans l'allure des spectres normalisés des spidergrams (Figure 4.4). Deux groupes de basaltes peuvent être distingués. Un premier groupe de basaltes "enrichis" (20 à 50 fois la valeur des chondrites) en éléments traces et présentant des spectres de terre rares (TR) "plats" ($[La/Sm]_N = 1$; Schilling et al., 1973) voire faiblement enrichis en TR légères avec une légère anomalie négative en Eu. Et un deuxième

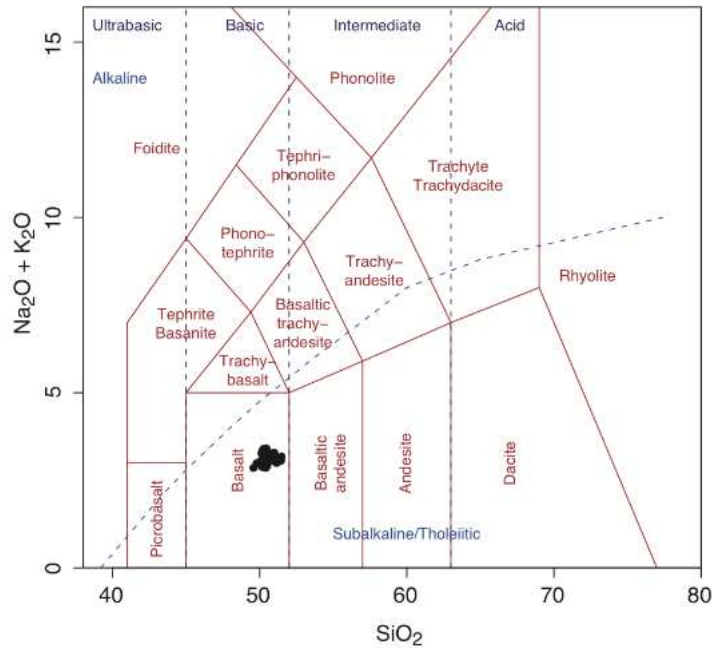


FIGURE 4.2 – Diagramme TAS (Total Alkalis vs Silica d'après Le Bas et Streckeisen, 1991) des échantillons du profil axial.

groupe "appauvri" (8 à 20 fois la valeur des chondrites) avec un spectre convexe culminant en une anomalie positive en Eu, et appauvrit de part et d'autre en TR Légères ($[La/Sm]_N = 0.6$) et lourdes ($[Sm/Yb]_N = 1.5$) (Figure 4.4)). Ces anomalies en Eu sont pour les deux groupes concomitantes avec des anomalies en Sr, négatives et positives respectivement. Les basaltes présentent également tous une anomalie positive en Ba et sont appauvris en Th et U, cette tendance étant plus prononcées pour le deuxième groupe de basaltes. Ce dernier est également plus enrichi en Pb. Cela s'observe dans l'amplitude de l'anomalie négative en Pb, qui est nettement plus faible voir absente (Figure 4.5). De telles différences entre ces deux groupes ne peuvent être dues à des variations de taux de fusion partielle et/ou cristallisation fractionnée. Ce sont donc vraisemblablement des basaltes issus de sources différentes. D'ailleurs l'existence d'un continuum d'échantillons intermédiaires et faisant transition entre ces deux groupes, illustre plutôt des mélanges à l'état liquide ayant lieu en diverses proportions entre deux sources.

4.1.3 Isotopes

Les rapports isotopiques du Sr, sont compris entre 0.70280 et 0.70340. Ceux du Nd entre 0.51298 et 0.51307 ($\epsilon_{Nd} = 6.6-8.4$), ceux de l'Hf entre 0.28302 et 0.28310 ($\epsilon_{Hf} = 7.1-$

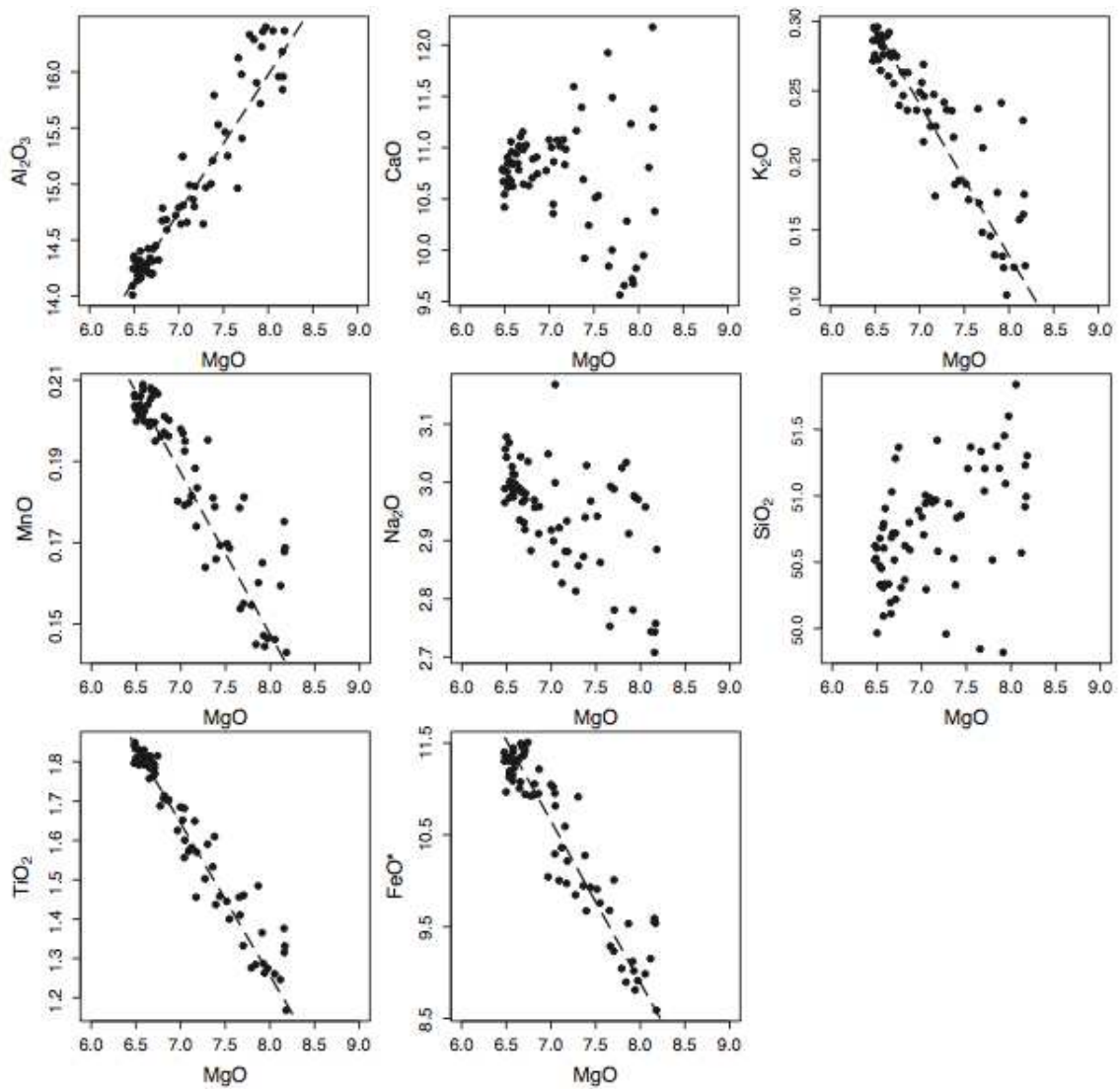


FIGURE 4.3 – Variations des teneurs en Al_2O_3 , CaO , MnO , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 et FeO en fonction de MgO pour les échantillons du profil axial. En pointillés sont illustrées les tendances principales définies par les échantillons du profil.

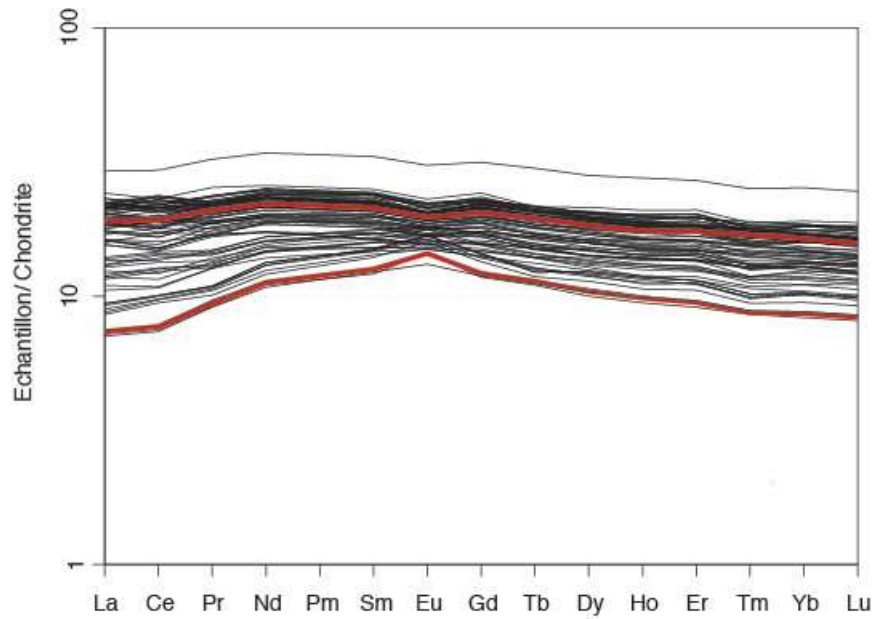


FIGURE 4.4 – Compositions de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) des échantillons du profil axial. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.

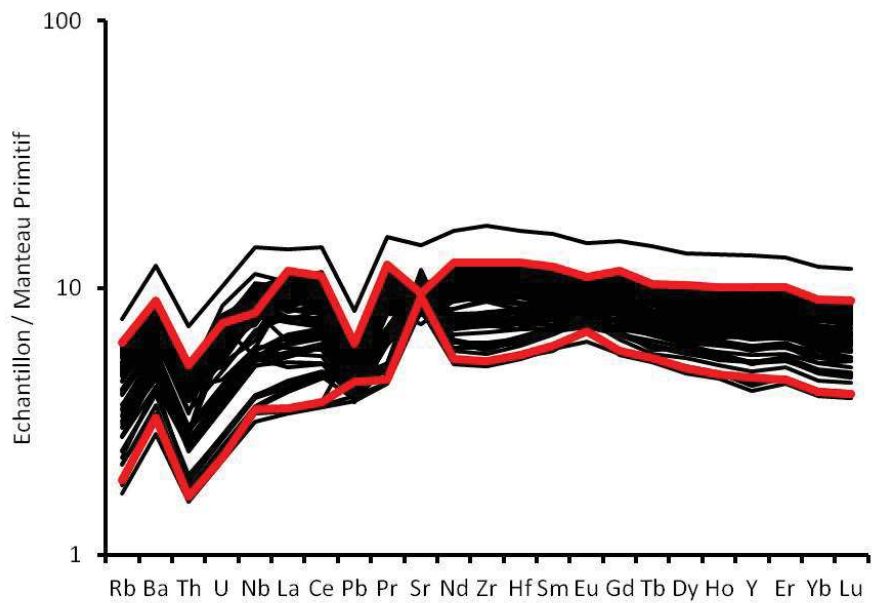


FIGURE 4.5 – Spectres d'éléments traces élargis normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des échantillons du profil axial. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.

10.1). Enfin, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont respectivement compris entre 17.494 - 18.267, 15.459 - 15.519, et 36.831 - 37.662. Tous ces résultats sont illustrés Figure 4.6. Cette variabilité isotopique atteste bien de l'existence de plusieurs sources et corrobore la diversité des compositions en éléments majeurs et traces rencontrée. Ces échantillons définissent de nettes corrélations (Pb-Pb) et anti-corrélations (Nd-Sr, Hf-Sr, Sr-Pb) dans tous les systèmes isotopiques (Figure 4.6) qui s'organisent selon deux tendances majeures, suggérant alors deux types de mélanges magmatiques entre 3 composants principaux. Les données isotopiques de l'He acquises (R/R_A) pour 15 des échantillons vont de 5.70 à 6.96.

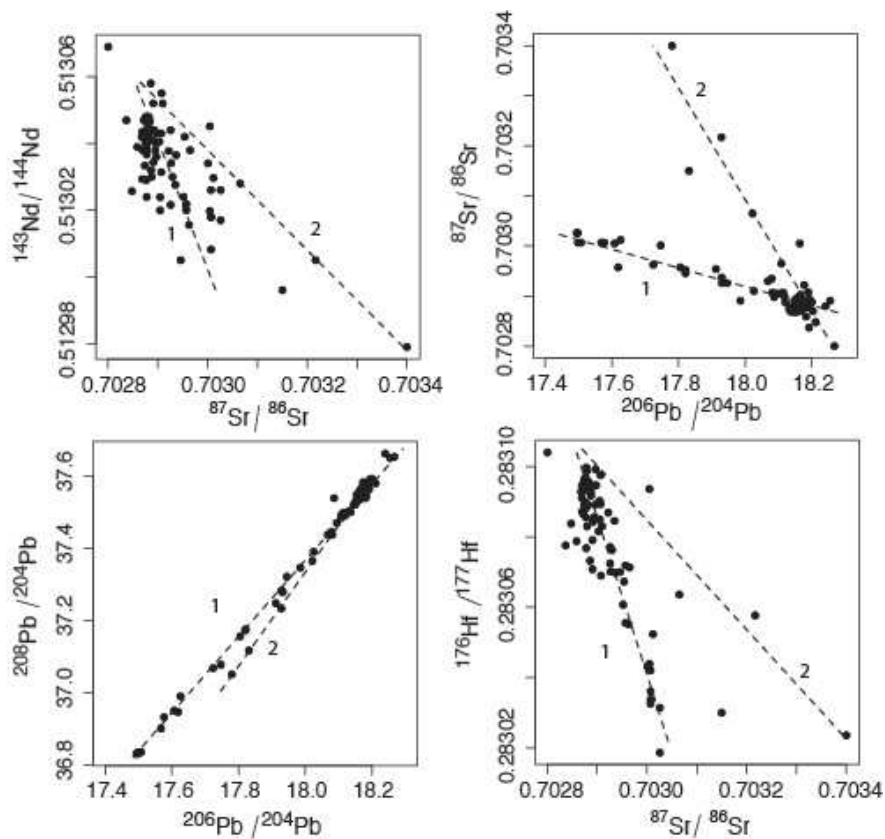


FIGURE 4.6 – Compositions isotopiques du Sr, Nd, Pb et Hf des échantillons du profil axial. En pointillés, l'allure des deux tendances principales observables, dessinées par l'ensemble des échantillons.

4.1.4 Analyse en Composante Principale (ACP)

L'ACP permet de transformer des variables corrélées en nouvelles variables decorré-
lées les unes des autres. Ces nouvelles variables sont nommées composantes principales
portant les vecteurs propres de l'ellipsoïde des données et permettent de décrire toute
la variabilité d'une population en fonction d'un nombre minimum de variables, et ainsi
de rendre l'information moins redondante. En 2D dans les diagrammes isotopiques, les
tendances formées par les rapports isotopiques des échantillons sont déformées par la
projection et ne permettent pas toujours d'avoir une bonne lisibilité de la variabilité
observée. Une ACP est un changement de repère vers un repère à n dimensions où cha-
cun des axes correspond à une composante principale. Elle rend le signal plus lisible car
elle permet d'extraire les variations significatives à partir d'un jeu de données (Alba-
rède, 1995). Cette variabilité totale est ainsi exprimée en pourcentage des composantes
principales, et permet de mieux identifier les composants impliqués dans les mélanges
de source. Les rapports isotopiques du Pb sont très bien corrélés du fait de la très forte
similarité de comportement entre les éléments pères (U et Th). Dans un diagramme
Pb-Pb les courbes de mélanges sont des droites et non des hyperboles.

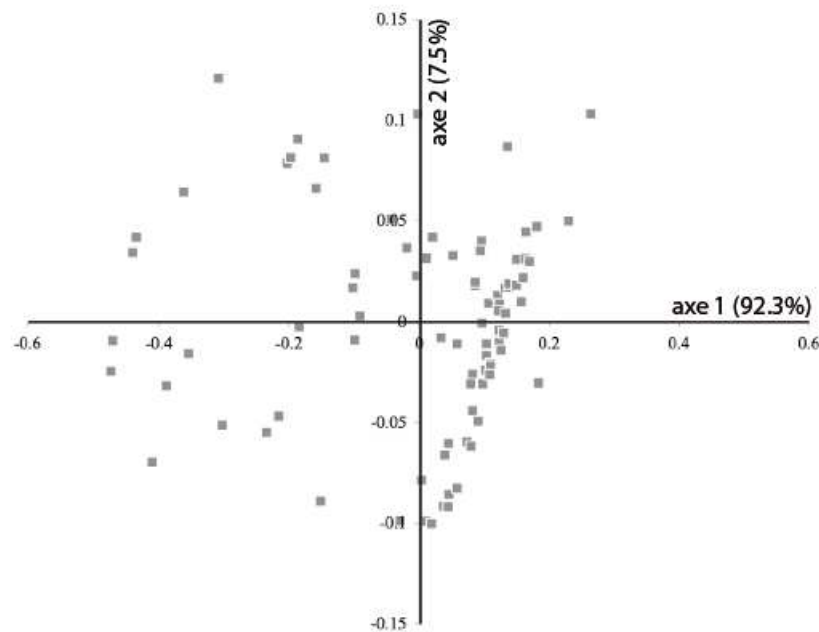


FIGURE 4.7 – Représentation 2D de l'ACP à 3D réalisée à partir des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons du profil axial.

Ainsi, dans une ACP calculée à partir des isotopes du Pb, une seule composante principale significative représente l'implication de deux composants, et deux composantes principales significatives l'implication de trois composants.

Les résultats de l'ACP des échantillons du profil axial (n=77) sont illustrés Figure 4.7. Ils permettent de mettre en évidence seulement deux composantes principales significatives : Composante 1 = 92.3% de la variabilité et composante 2 = 7.5 % de la variabilité. La troisième composante est seulement de 0.2% et peut être considérée comme négligeable. La présence de seulement deux composantes principales signifie que la totalité des échantillons du profil sont contenus dans un même plan défini par les vecteurs propres 1 et 2, et suggère que trois pôles de mélange seulement entrent en jeu.

4.2 Caractérisation géochimique des laves le long du profil transversal (105 ° 12' - 105 ° 29'W)

Ce profil est caractérisé par 43 échantillons disposés selon une direction E/W entre 105 ° W29' et 105 ° W12'. Il recoupe l'axe de l'EPR au sud du profil axial et recoupe également les deux autres traces des axes précédents (Figure 4.8)).

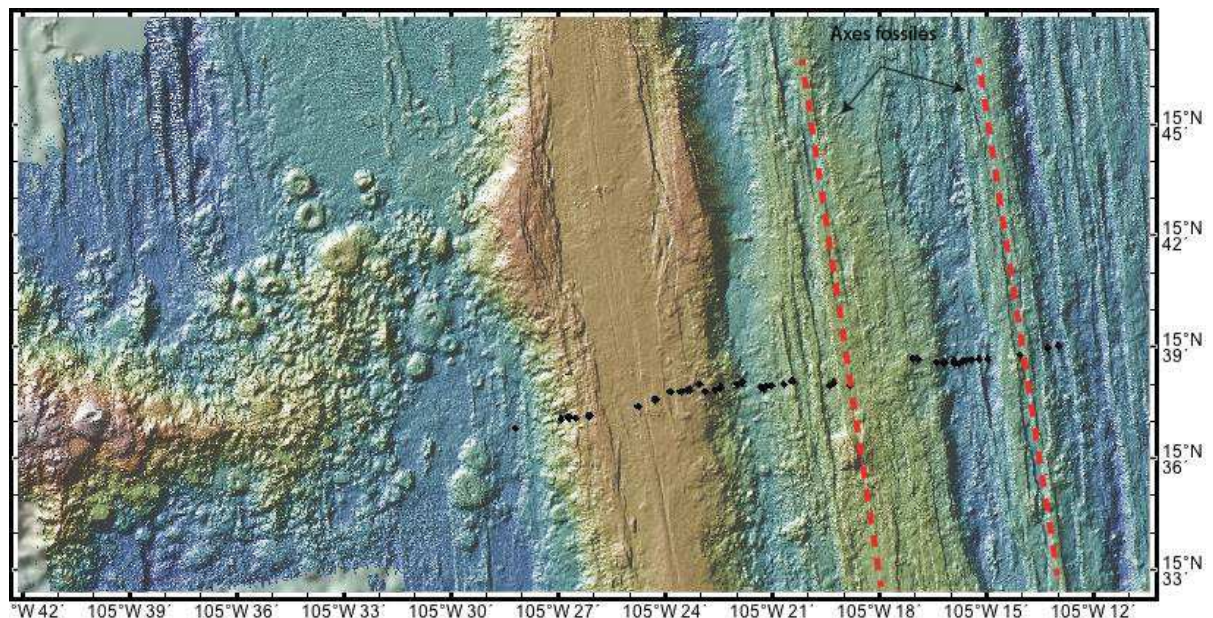


FIGURE 4.8 – Localisation des échantillons du profil transversal.

4.2.1 Eléments majeurs

Les faibles teneurs en alcalins et en SiO_2 (entre 49.7 et 52.4%) indiquent que ces échantillons sont tous des basaltes tholéitiques (Figure 4.9).

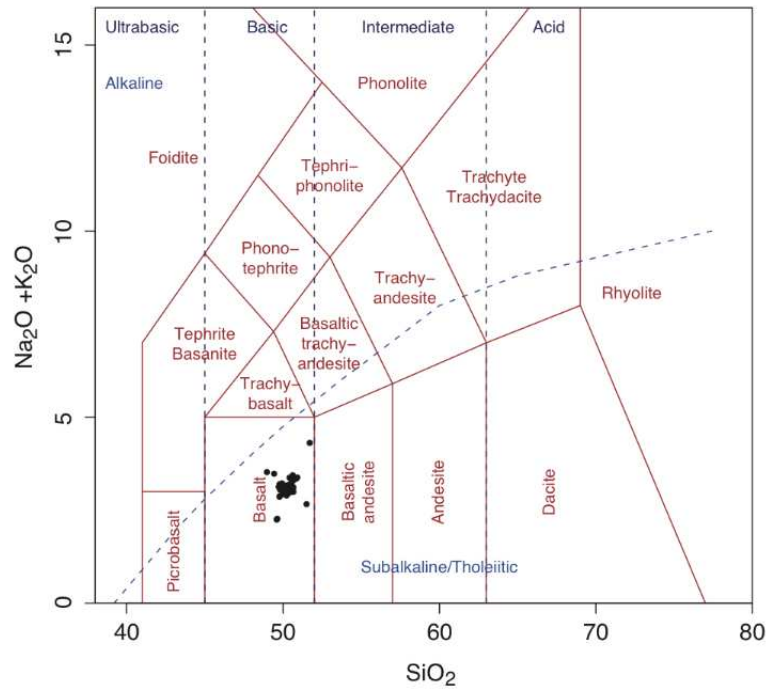


FIGURE 4.9 – Diagramme TAS (Total Alkalis vs Silica d’après Le Bas et Streckeis, 1991) des échantillons du profil transversal.

La quasi-totalité de ces basaltes a une gamme de MgO comprise entre 6 et 8% mais élargie par quelques échantillons vers des extrema de 3.6% (10PUB02-07) et 9.34% (10PUB08-03). Les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction du MgO (Figure 4.10) décrivent tous des tendances claires avec l’échantillon le plus évolué à une extrémité et le plus primitif à l’autre extrémité. Deux échantillons semblent s’écarter significativement de ce trend avec notamment des teneurs en K_2O et Al_2O_3 plus élevées (autour de 0.55% et 17% respectivement) pour un MgO donné. Ces mêmes échantillons se distinguent également dans les compositions en éléments traces et isotopes et suggèrent vraisemblablement un effet de source. Tout comme pour le profil axial, les échantillons se retrouvent très dispersés dans les diagrammes faisant intervenir SiO_2 et CaO , empêchant ainsi d’y dégager avec certitude une tendance générale. En ne tenant pas compte des échantillons extrêmes et hors tendance, on peut dire que les compositions en éléments

majeurs sont dans les mêmes gammes que celles du profil axial, mais légèrement plus restreintes à des compositions plus enrichies en K_2O , TiO_2 , CaO et MnO , et légèrement plus basses en Al_2O_3 .

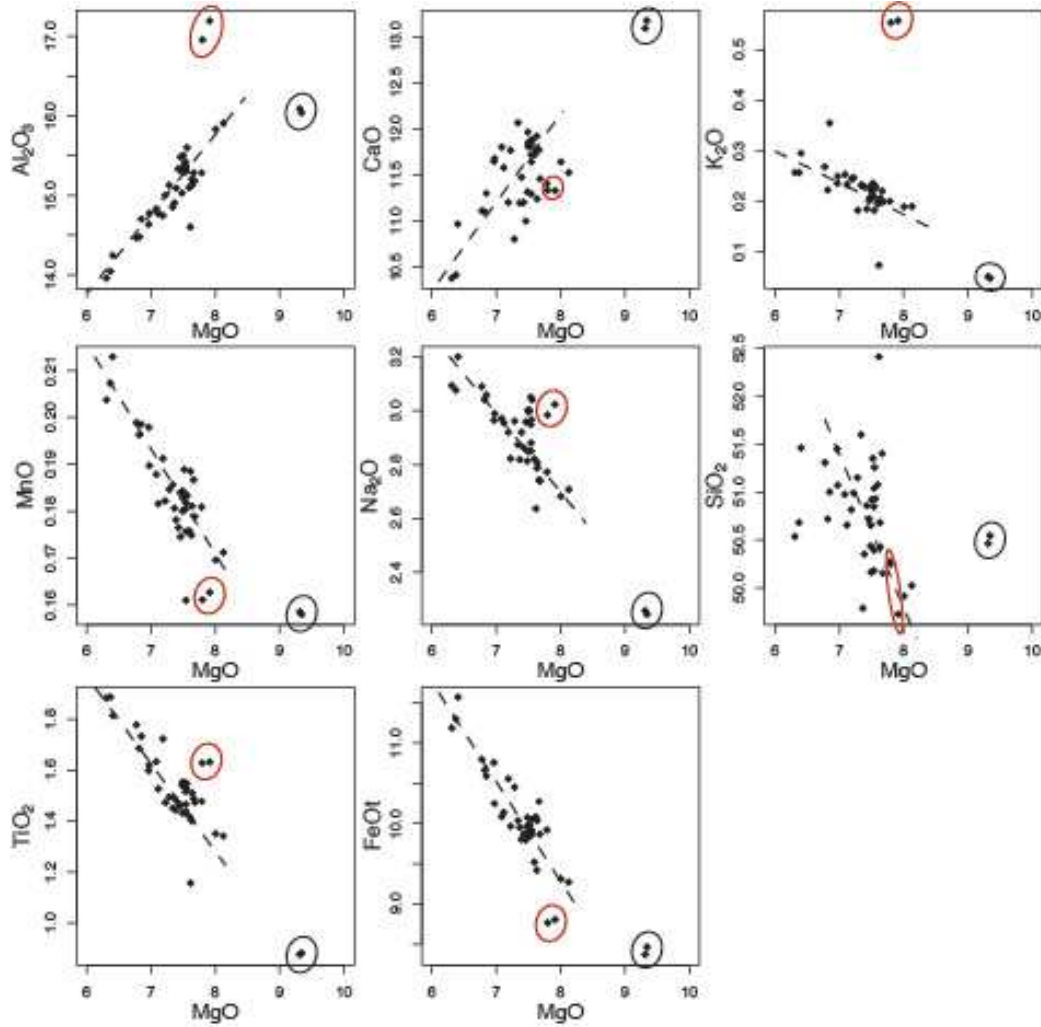


FIGURE 4.10 – Variations des teneurs en Al_2O_3 , CaO , MnO , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 et FeO en fonction de MgO pour les échantillons du profil transversal. Pour des raisons d'échelle et de lisibilité des diagrammes, l'échantillon le plus évolué (10PUB02-07) n'a pas été représenté. En pointillés, les tendances générales ; les cercles entourent les échantillons remarquables distingués par leur compositions isotopiques et/ou en éléments traces.

4.2.2 Eléments traces

Les concentrations en éléments traces montrent que la quasi totalité de ces échantillons possèdent la même signature avec très peu de variations dans les abondances des éléments (12 à 35 fois la valeur des chondrites). Ces dernières pouvant être exclusivement attribuées aux effets de cristallisation fractionnée. Ce groupe est constitué d'un panel de spectres parallèles et ramassés, avec un profil de TR plat ($[La/Sm]_N = 1$) à légèrement enrichi en TR légères par rapport aux TR lourdes, avec de légers enrichissements en Ba, Zr et Y, un net appauvrissement en Th et Pb, et une légère anomalie en Sr tantôt négative tantôt positive (Figure 4.12). Cette signature est très similaire à celle observée sur le profil axial. En revanche, on notera en plus la présence de rares signatures de N-MORB ($[La/Sm]_N = 0.5$) et E-MORB ($[La/Sm]_N = 1.5$) typiques, qui se distinguent également dans leurs compositions en éléments majeurs et isotopes (Figures 8 & 4.13). Ces échantillons sont regroupés au sein d'une toute petite zone géographique (collectés lors de la même plongée) située entre l'axe actuel de la dorsale et le précédent. A noter aussi que le profil de TR convexe à anomalie positive en Eu observé sur le profil axial est absent sur ce profil (Figure 4.11).

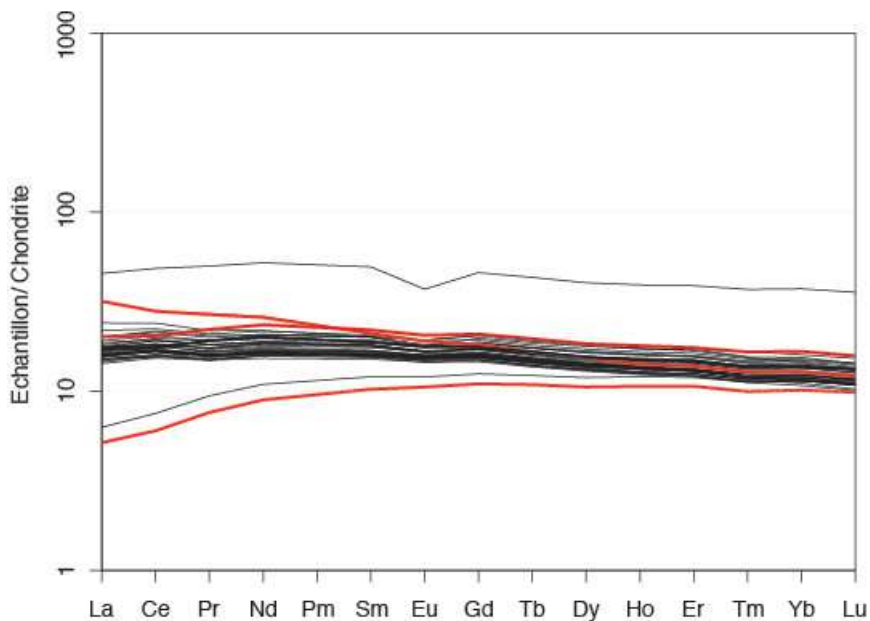


FIGURE 4.11 – Compositions de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough et Sun 1995) des échantillons du profil transversal. En rouge, l'allure des différents types de spectres rencontrés.

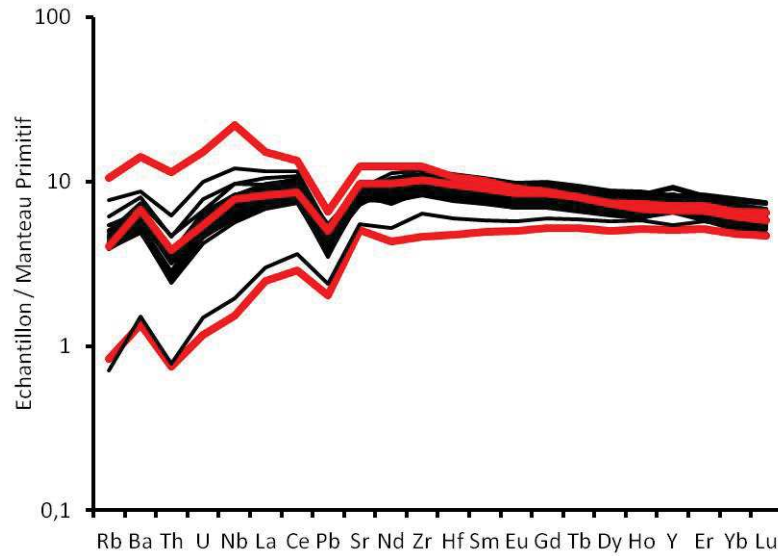


FIGURE 4.12 – Spectres d’éléments traces élargis et normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun 1995) des échantillons du profil transversal. En rouge, l’allure des différents types de spectres rencontrés.

4.2.3 Isotopes

Les rapports isotopiques du Sr, sont compris entre 0.70271 et 0.70322. Ceux du Nd entre 0.51294 ($\epsilon\text{Nd}=5.93$) et 0.51315 ($\epsilon\text{Nd}=9.96$), ceux de l’Hf entre 0.28305 ($\epsilon\text{Hf}=8.10$) et 0.28319 ($\epsilon\text{Hf}=13.17$). Enfin, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont respectivement compris entre 17.992, 15.469, 37.461 et 18.487, 15.509, 37.932. L’ensemble de ces données est très bien guidé par une unique tendance dans tous les espaces isotopiques confondus (Figure 4.13). Celle-ci est moins étendue et est orientée différemment que les deux tendances décrites dans le profil axial (4.6). Les échantillons s’écartant de cette tendance sont les N-MORB (10PUB08-03, 10PUB08-04) et E-MORB (10PUB08-01, 10PUB08-02) déjà identifiés par leur contenu en éléments majeurs et traces. Un autre échantillon (10PUB03-06) se différencie également par son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très élevé et les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ les plus bas du profil. Par comparaison avec le profil axial, cet échantillon appartiendrait à la tendance 2 de la Figure 4.6. Ces résultats suggèrent donc également l’implication de plusieurs sources pour expliquer la variabilité géochimique des basaltes de cette portion de l’EPR.

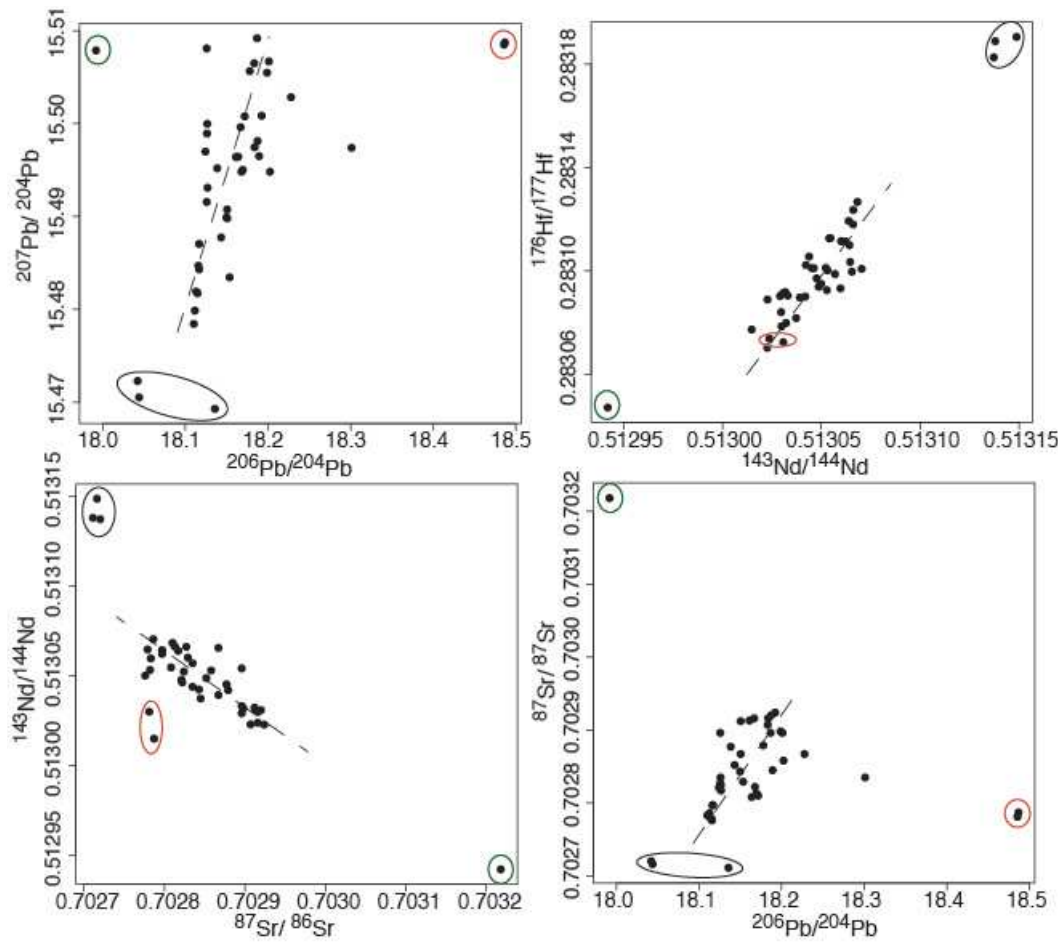


FIGURE 4.13 – Compositions isotopiques du Sr, Nd, Pb et Hf des échantillons du profil transversal. En pointillé, la tendance générale de l'ensemble des échantillons. Sont encerclés, les échantillons s'écartant de cette tendance et impliquant des sources différentes.

4.2.4 Analyse en Composante Principale (ACP)

Les résultats de l'ACP des échantillons du profil transversal ($n=43$) sont illustrés Figure 4.14. Ils permettent de mettre en évidence les composantes principales significatives : Composante 1 = 78.5% de la variabilité, composante 2 = 20.1% et composante 3 = 1.2 %. La troisième composante est plus significative pour les échantillons de ce profil que pour ceux du profil axial, mais reste toutefois inférieure à 2%. Cette troisième composante peut être simplement due au bruit étant donné le faible nombre d'échantillons (43) dans l'ACP, mais il est à la limite de la significativité et pourrait refléter l'existence d'autres sources mantelliques.

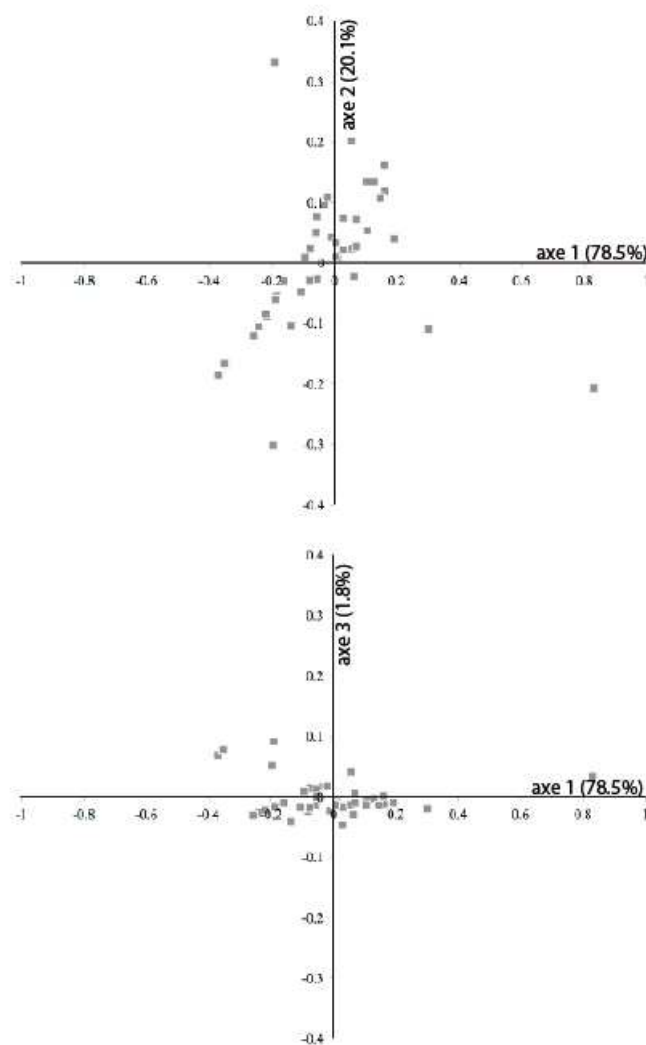


FIGURE 4.14 – Représentation 2D de l'ACP à 3D réalisée à partir des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons du profil transversal.

Troisième partie

Discussion

Chapitre 5

Enjeu de la géochimie à très haute résolution spatiale : vers une image plus réaliste du manteau supérieur

5.1 Une variabilité géochimique jamais observée à si petite échelle

5.1.1 Introduction aux concepts d'hétérogénéité et de variabilité géochimique

Le lien entre la notion de variabilité géochimique de la croûte océanique et celle d'hétérogénéité mantellique est complexe. Cette relation entre les deux notions dépend de l'héritage transmis du manteau à la croûte océanique lors de la fusion partielle. Le patrimoine reçu par le basalte est d'ordre chimique et intègre l'histoire métamorphique et métasomatique du manteau sur des milliards d'années. On comprend donc bien la difficulté qu'il va y avoir à interpréter géologiquement tous les signaux chimiques accumulés et enregistrés dans un basalte.

La roche du manteau est caractérisée par un contenu minéralogique (paragénèse) en éléments majeurs et traces ainsi que par des rapports isotopiques. D'un côté, le contenu en éléments majeurs va refléter l'assemblage minéralogique de la roche. D'un autre côté, les éléments traces qui sont moins influencés par la minéralogie (trop peu abondants) mais vont être très influencés par certains processus impliquant des échanges diffusifs entre solides ou solide et liquide, métasomatose, et fusion partielle qui s'opèrent

dans le manteau. Ils peuvent être perçus finalement comme des éléments de passage qui s'échangent et transitent dans le manteau de solide à solide, et permettent "d'enquêter" sur le passé de la source des basaltes. En revanche, lors du stade final de fusion partielle, une partie de cette information est brouillée par le passage d'un état solide à un état liquide (et inversement), car les éléments traces sont redistribués dans le système en fonction de leur propres coefficients de partage entre solide et liquide, et du degré de fusion partielle. Il faut donc prendre garde à la variabilité géochimique des éléments traces dans les laves, car elles ne reflètent pas nécessairement l'implications de plusieurs sources, mais parfois juste des variations des conditions de fusion partielle/cristallisation fractionnée d'une seule et même source, ce qui n'est en revanche pas le cas des isotopes radiogéniques. La comparaison de leurs valeurs pour l'ensemble des MORB et OIB a ainsi démontré que le manteau est hétérogène. Variabilité géochimique et hétérogénéités sont donc bien liés. C'est l'existence d'hétérogénéités dans le manteau qui génère la variabilité géochimique observée dans les basaltes, et c'est cette variabilité isotopique qui a également permis de dévoiler ces hétérogénéités "physiques".

Toutefois, s'intéresser à la variabilité isotopique appelle à s'interroger sur son origine et sur ce qu'elle représente vraiment. Une manière de bien appréhender la question a été de la visualiser graphiquement, en regardant la distribution des points dans les diagrammes isotopiques, afin d'illustrer des mélanges. Cependant, une des difficultés majeures lorsqu'on essaie d'appréhender la nature de ces mélanges, c'est qu'il est difficile de savoir sous quelle forme et à quel moment ils se produisent. Ils peuvent se faire mécaniquement par convection au sein du manteau, et dans ce cas il y a fusion d'une seule zone de manteau plus ou moins bien mélangée; ou bien se faire à l'état liquide lors de la remontée des laves dans les conduits, entre magmas issus de deux zones de fusion différentes qui finissent par se mélanger (Figure 5.1). Ce manque d'information limite la perception de ce qui relie variabilité géochimique à la notion d'hétérogénéité, parce que l'information chimique ne permet pas d'avoir accès à la dimension physique et spatiale requise dans le concept d'hétérogénéité. Il n'y a pas de relation systématique entre la dispersion spatiale des points dans les diagrammes et l'étendue dans l'espace et en profondeur des hétérogénéités dans le manteau. Même type de problème lorsqu'on transpose la signature géochimique actuelle des basaltes sur une carte géographique. Les MORB sont restreints à la longueur et la surface de dorsale qui existe, mais ne rendent pas réellement compte de l'étendue de la zone de fusion sous-jacente, et encore moins du manteau environnant. Quant aux OIB, on ne sait pas si le volume de seamounts ou de plateaux volcaniques émis en surface est représentatif du volume et de la profondeur

de manteau échantillonné.

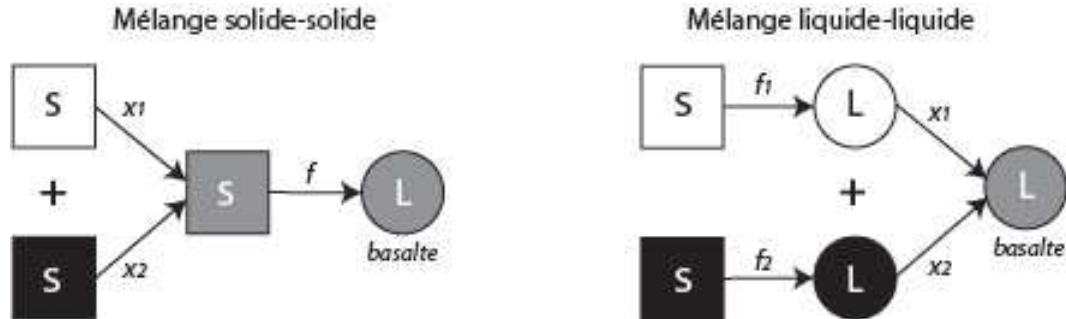


FIGURE 5.1 – Schéma illustrant les deux types de mélanges principaux solide-solide (gauche) et liquide-liquide (droite) pouvant aboutir à un même produit final.

Fusion partielle, extraction, et transfert des liquides sont les processus responsables de la focalisation du signal géochimique depuis la profondeur vers la surface, puisqu'ils constituent une forme de système de projection qui permet de faire remonter l'information géochimique mais sans conservation des dimensions spatiales initiales. C'est d'ailleurs ce qui rend difficile la cartographie de l'image actuelle de la géochimie du manteau. On sait cependant grâce à la géologie et la géochimie que l'hétérogénéité du manteau se fait à plusieurs niveaux, de la grande province à la meso-échelle.

A très grande échelle cela s'observe dans les différences de compositions isotopiques entre les MORB des 3 grands bassins océaniques (Figure 5.2). Ils dessinent trois domaines qui certes se superposent en partie, mais se distinguent nettement les uns des autres par la direction et la dispersion de la tendance globale qui la caractérise. Le meilleur exemple d'hétérogénéité à grande échelle est vraisemblablement celle de l'anomalie DUPAL (Dupré et Allegre, 1983; Hart, 1984), enregistrée dans les MORB indiens uniquement, et dont l'origine remonterait à 1.5 Ga. Ces basaltes se démarquent par des rapports isotopiques plus élevés en Sr et surtout des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés pour un faible rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné. L'une des bordures géographiques de ce domaine de manteau est située entre l'Australie et l'Antarctique et est appelée **Australian-Antarctic-Discordance (AAD)** (Klein et al, 1988; Pyle et al., 1992, Kempton et al., 2002; Hanan et al., 2004). Elle s'exprime par un contraste radical (en seulement 30 km) dans la géochimie des basaltes émis par un même segment de la dorsale Sud-Est Indienne (SEIR), ce qui suggère peu de mélanges et d'échanges entre les deux domaines (Pyle et al., 1995; Christie et al., 1998).

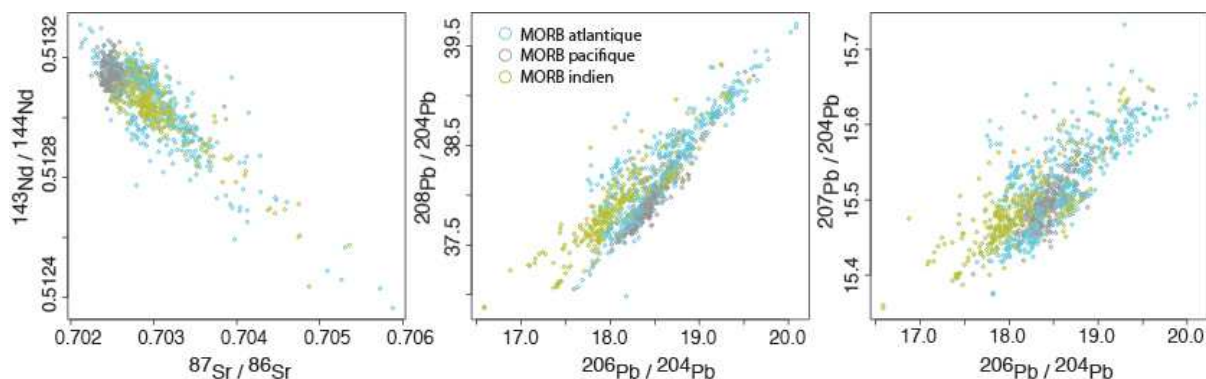


FIGURE 5.2 – Variabilité et compositions isotopiques des MORB des trois grands bassins océaniques (données extraites de Agranier et al., 2005, et Meyzen et al., 2007).

A une échelle plus intermédiaire, nous avons vu précédemment avec l'aperçu global de l'EPR, que les variations géochimiques et surtout isotopiques s'observaient aussi à l'échelle de la dorsale. Cela a été rendu possible grâce à des années de collecte d'échantillons, la multiplication des campagnes, et un échantillonnage de plus en plus dense, qui permet aujourd'hui de recouvrir la quasi totalité de la dorsale. Même constat pour la MAR avec des variations de grande amplitude le long de la dorsale (Figure 5.3). Ces variations sont clairement attribuées à la présence de points chauds de grande taille (e.g., Schilling, 1973). Elles dépeignent une forme d'hétérogénéité plus localisée et plus profonde dans le manteau. L'existence d'un gradient géochimique progressif corrélé à la distance au point chaud indique qu'il existe clairement des processus de mélange entre les composants point chaud et dorsale, et que la barrière entre ces deux systèmes est plutôt diffuse voir mobile, à l'inverse de la limite franche voir figée qu'est l'AAD.

L'EPR est marquée par l'absence de réel point chaud à proximité, et pourtant expose une variabilité isotopique très nette, amenant donc à reconsidérer l'échelle et la forme des hétérogénéités dans le manteau. C'est finalement ce qui a conduit à l'idée de "marble cake" (Allegre et Turcotte, 1986) et de "mantle blobs" (Allegre et al., 1984), c'est à dire à envisager la présence de nombreuses hétérogénéités de plus petite échelle encore, sous forme de veines de produits recyclés (pyroxénites et éclogites) emballés dans la matrice péridotitique environnante, et/ou de micro-panaches dispersés par convection dans le manteau supérieur. Ce genre d'hétérogénéités serait, de par leur petite taille, mobiles et moins durables. Elles pourraient expliquer la présence des innombrables seamounts dispersés "aléatoirement" sur le plancher océanique et une partie des variations géochi-

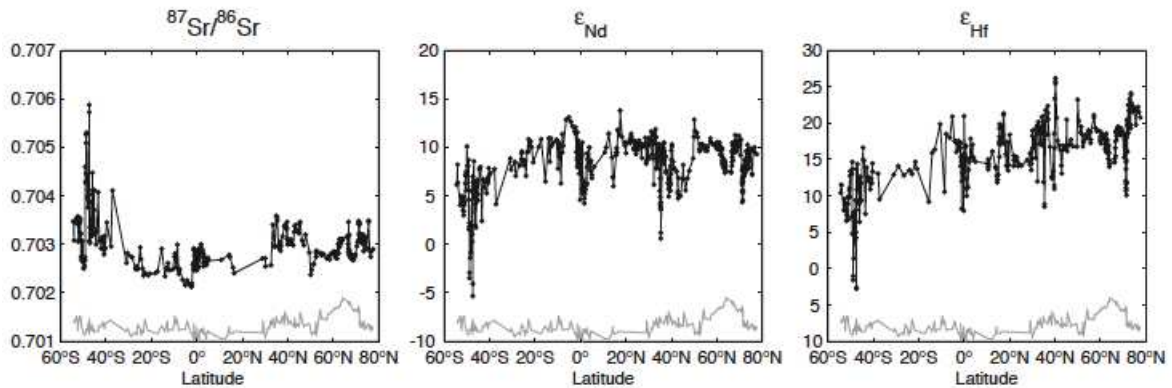


FIGURE 5.3 – Variations des rapports isotopiques du Sr, Nd et Hf le long de la ride médio-atlantique (MAR) (d’après Agranier et al., 2005). En gris clair les variations de la bathymétrie.

miques locales (type enrichi) observées dans les MORB. Toutefois, faire la distinction entre veine ou petit panache de manteau reste difficile d’un point de vue géochimique, et dans ce cas, c’est généralement l’étude de la morphologie qui renseigne le plus efficacement.

Bien qu’un jeu considérable de données permette aujourd’hui de couvrir la quasi-totalité de la dorsale mondiale, il existe toujours très peu d’études consacrées à la variabilité géochimique du manteau à très petite échelle, et cela en grande partie parce que l’approche et l’échantillonnage en amont ne sont pas adaptés. En effet, il existe un certain nombre d’études dites de moyenne échelle qui se sont consacrées à la géochimie des basaltes de dorsales (e.g., Schilling et al., 1999; Debaille et al., 2005; Coogan et al., 2004; Paulick et al., 2010; Hamelin et al., 2011), toutefois celles-ci restent encore de l’ordre de la centaine à plusieurs centaines de kilomètres, et pour la grande majorité présentent des résultats issus de dragages. Certes ces travaux ont permis d’affiner considérablement l’image du manteau supérieur sous les dorsales, mais cette approche ne permet pas d’approfondir les connaissances sur les hétérogénéités dites de meso-échelle, c’est à dire celles plus proches du mètre que de la centaine de kilomètres. Or, bien que plus discrète en surface, c’est pourtant cette échelle qui est considérée comme la plus représentative de la structuration du manteau (e.g., Chen et al., 1989; Reisberg et Zindler, 1986; Fornari et al., 1988) et c’est celle qui est envisagée depuis 25 ans dans les modèles de fusion sélective d’hétérogénéités (e.g., Gurenko et Chaussidon, 1995; Hirschmann et Stople, 1996; Morgan et Morgan, 1999; Morgan, 1999) et qui contrôle la répartition et la composition des basaltes. De plus, l’une des conséquences importante inhérente

à cette idée d'hétérogénéité à méso-échelle est, qu'à l'inverse des grands points chauds profonds considérés comme fixes, ces hétérogénéités peuvent être facilement entraînées par convection et donc épisodiquement fondues et incorporées à l'aplomb des dorsales.

L'essor des études de géochimie à plus haute résolution (e.g., Reynolds et al., 1992; Perfit et al., 1994; Peate et al., 2009; Cordier et al., 2010; Gosse et al., 2010, Hamelin et al., 2013) est lié à la volonté de comprendre les variations temporelles de la production des laves et de leur extraction au niveau des dorsales, le long de profils perpendiculaires à l'axe, chose que ne permettait pas un échantillonnage axial uniquement. En effet, il existe peu d'information concernant les variations dans les processus magmatiques sur de courtes périodes de temps. On sait que la diversité chimique enregistrée dans les MORB, même à cette échelle, peut dépendre du degré de fusion partielle, de l'extraction et de la migration des magmas, de leur réaction avec le manteau encaissant, de leur différenciation au sein des réservoirs crustaux et/ou encore de la composition de leur source. Les rapports isotopiques sont les outils géochimiques les plus discriminants concernant la source. Si des variations isotopiques sur ce genre de court profil temporel sont détectées, alors celles-ci devraient confirmer le caractère hétérogène du manteau à petite échelle (kilométrique) sous la dorsale. Cependant, bien qu'il existe de plus en plus d'études rapportant des données de géochimie, très peu rapportent des données multi-isotopiques à si haute résolution spatiale. Cordier et al. (2010) ont proposé que les variations géochimiques rencontrées sous la CIR durant les derniers 800 000 ans puissent être attribuées à la contribution de petites hétérogénéités lors des processus de fusion. Les auteurs envisagent un cas où la zone de fusion sous la dorsale échantillonne un manteau plutôt homogène traversé épisodiquement (150-200 000 ans) par des hétérogénéités (Figure 5.4). Leur fusion et la remontée rapide des liquides sans réaction avec le manteau encaissant permettraient d'expliquer les pics isotopiques plus enrichis observés dans les basaltes de la CIR, suivis de la dilution progressive de leur signature. A l'inverse, si l'on considère que la zone de fusion de la dorsale échantillonne une source déjà hétérogène, c'est à dire un manteau appauvri dans lequel seraient dispersées aléatoirement des micro hétérogénéités, il en résulterait des variations à plus courtes périodes de temps mais de très faible amplitude autour d'une valeur moyenne.

Enfin, les observations les plus marquantes d'hétérogénéités à très petite échelle proviennent des résultats issus des études géochimiques sur les inclusions magmatiques, qui révèlent qu'un même échantillon de basalte, ou même un grain d'olivine peut montrer des grandes différences dans les compositions en éléments traces et isotopes (e.g Sobolev

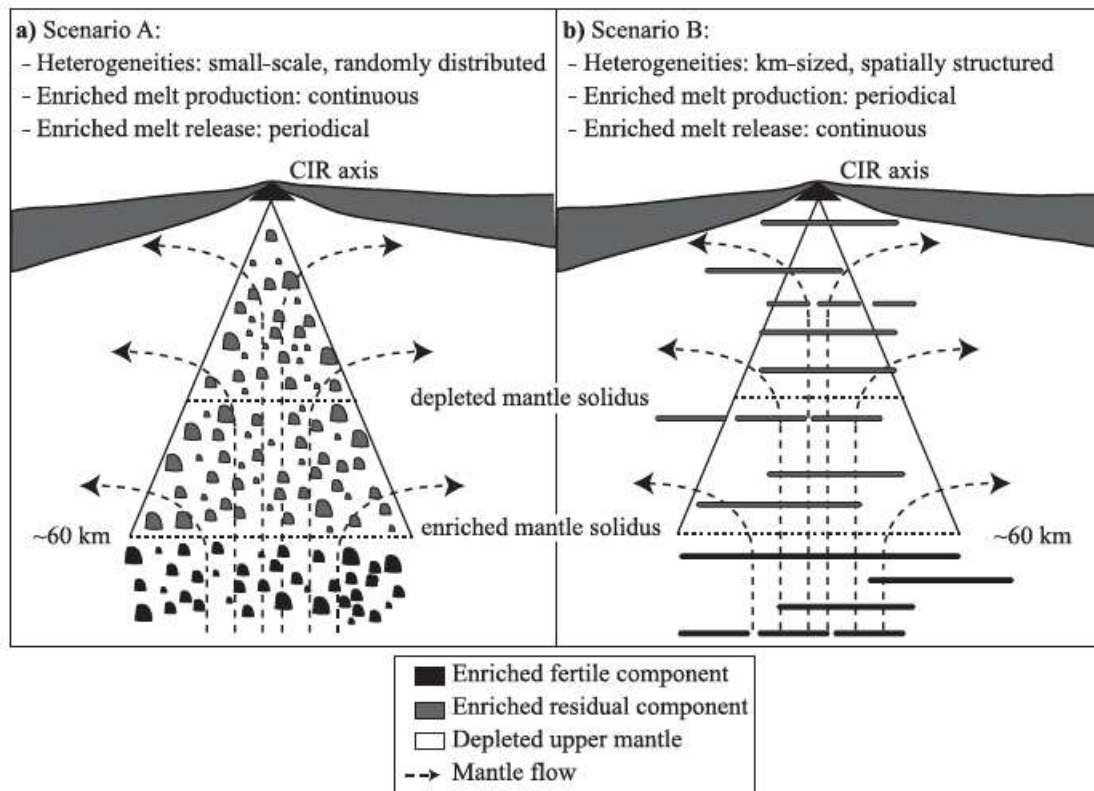


FIGURE 5.4 – Coupe synthétique du manteau supérieur sous la CIR décrivant la distribution des hétérogénéités de type enrichi au sein du manteau (d’après Cordier et al., 2010). (a) Les liquides enrichis sont extraits en continu et à intervalles réguliers sans être mélangés. (b) Lorsqu’un composant fertile croise son solidus, les premiers liquides formés s’accumulent et atteignent la surface sans être dilués.

et Shimizu, 1993 ; Saal et al., 1998 ; Sobolev et al., 2000). Ces études suggèrent que les liquides restent aussi hétérogènes à petite échelle et n’ont pas le temps de s’homogénéiser suffisamment lors de leur transfert vers la surface, et donc peuvent piéger sous forme d’inclusions les signatures primaires, dès lors préservées des mélanges et autres processus magmatiques plus tardifs.

5.1.2 Comparaison des résultats : répartition isotopique versus répartition géographique

La variabilité géochimique décrite par la dispersion des points dans les espaces isotopiques reflète le degré d’hétérogénéité du manteau de la zone échantillonnée. Cependant, l’inconvénient de ces diagrammes est qu’ils ne rendent pas compte de la répartition

géographique des points, et donc de la taille de la zone étudiée. Il est difficile de dire si une zone est plus hétérogène qu'une autre, puisqu'on compare des régions qui n'ont pas la même taille et qui ont probablement été échantillonnées différemment. Statistiquement, plus la zone couverte est grande plus on devrait échantillonner d'hétérogénéités (quels que soient leur forme et taille), et donc plus la dispersion dans les diagrammes devrait être grande. Ainsi en comparant des objets de même échelle, par exemple celle d'une dorsale entière avec une couverture continue de données le long de son axe, on devrait pouvoir évaluer sans faire d'erreur laquelle de ces deux dorsales rend compte d'un manteau plus ou moins bien homogénéisé dans son ensemble. Sans tenir compte des données apportées par ce travail, on peut dire que le manteau sous l'EPR est plus homogène que sous la MAR puisque le champ dessiné par celui-ci est plus petit et moins dispersé. De plus, si l'on estime que la dorsale a été suffisamment bien échantillonnée de sorte que l'ensemble des données est assez fidèlement représentatif du manteau sous l'axe, alors même en analysant les basaltes de petites portions de dorsale et plus densément, les données récoltées devraient être comprises dans l'intervalle défini par l'échelle de la dorsale entière.

Avec plus de 2500 MORB (dont plus de 600 pour la MAR), le système de dorsale mondiale est considéré comme suffisamment couvert en terme d'échantillonnage de basaltes, et estimé suffisamment représentatif de la composition du manteau supérieur et des mélanges associés entre les 5 pôles du zoo mantellique. C'est en partie pourquoi, il devient de plus en plus difficile d'obtenir de nouveaux échantillons de basaltes précisément et densément prélevés par submersible. Pourtant, comme nous l'avons précédemment évoqué, même si elles restent mal comprises, la structuration et la taille des hétérogénéités dans le manteau se jouent plus probablement à meso-échelle, et donc devraient requérir cette même échelle dans l'échantillonnage le long de l'axe mais aussi perpendiculairement à l'axe pour appréhender leur effet et durée de vie dans le temps.

Les données acquises durant cette thèse représentent au total 120 échantillons de verre basaltique, ramassés "un par un" par submersible, assistés des données de microbathymétrie (AUV) selon deux courts profils (axial et transversal), avec un pas d'échantillonnage d'environ 200m, analysés pour leurs compositions en éléments majeurs, traces, et isotopes du Sr, Nd, Pb et Hf. Ce travail constitue à notre connaissance l'étude géochimique à la plus haute résolution spatiale (15 km sur l'axe et 20 km perpendiculaire à l'axe) au niveau d'une dorsale océanique. Grâce à cet échantillonnage dense et précis sur un segment très robuste et magmatique, cette étude permet de s'intéresser au traçage des sources mantelliques à la fois à très petite échelle spatiale et sur une courte durée.

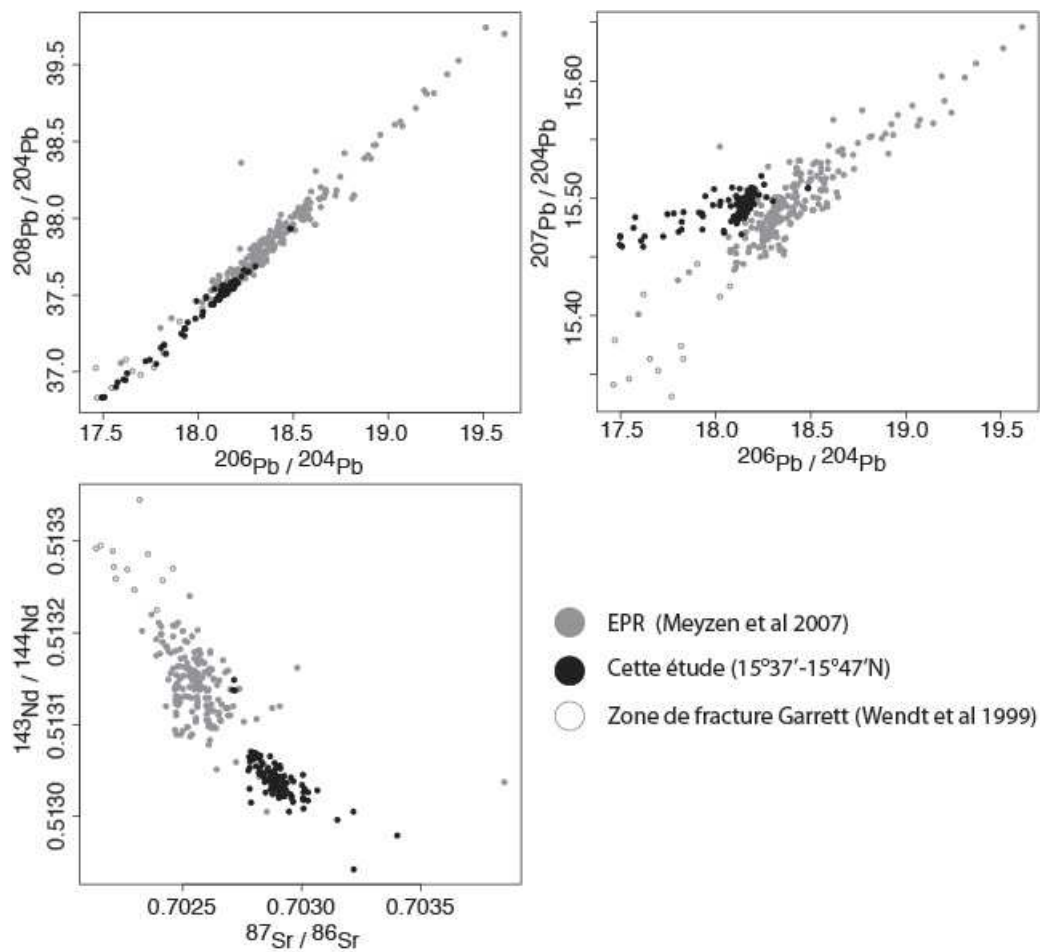


FIGURE 5.5 – Compositions isotopiques de Sr, Nd, et Pb des basaltes de l’EPR. Comparaison des données de cette étude avec celles du reste de l’EPR (données extraites de Meyzen et al., 2007) et celles de la zone de faille transformante de Garrett (données extraites de Wendt et al., 1999.)

Sur la Figure 5.5 sont représentées les données isotopiques de cette étude ainsi que celle de l’EPR pour comparaison. On constate que ces données sont très différentes de celles du reste de l’EPR. Alors qu’elles s’alignent dans la tendance globale de la dorsale dans le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ces données s’en écartent complètement dans les autres systèmes isotopiques. De plus, les valeurs obtenues pour le $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont les valeurs les plus basses enregistrées pour l’EPR. Seules les laves émises par la zone transformante volcanique de Garrett (Wendt et al., 1999) ont des rapports similaires. Leurs compositions isotopiques se superposent à l’extrémité

appauvrie du champ des MORB du Pacifique et l'étendent vers des valeurs plus basses de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et plus hautes de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, à la différence de nos données qui ont des rapports plus élevés en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des compositions de Nd et Hf très peu radiogéniques (Figure 5.5). La composition géochimique des laves de Garrett est interprétée comme le produit de la fusion d'un manteau très appauvri mais initialement enrichi (sous la forme d'une hétérogénéité), qui a été appauvri par une première étape de fusion sous l'EPR, puis qui a pu à nouveau fondre au niveau de la transformante et donner ces signatures très appauvries (Wendt et al., 1999).

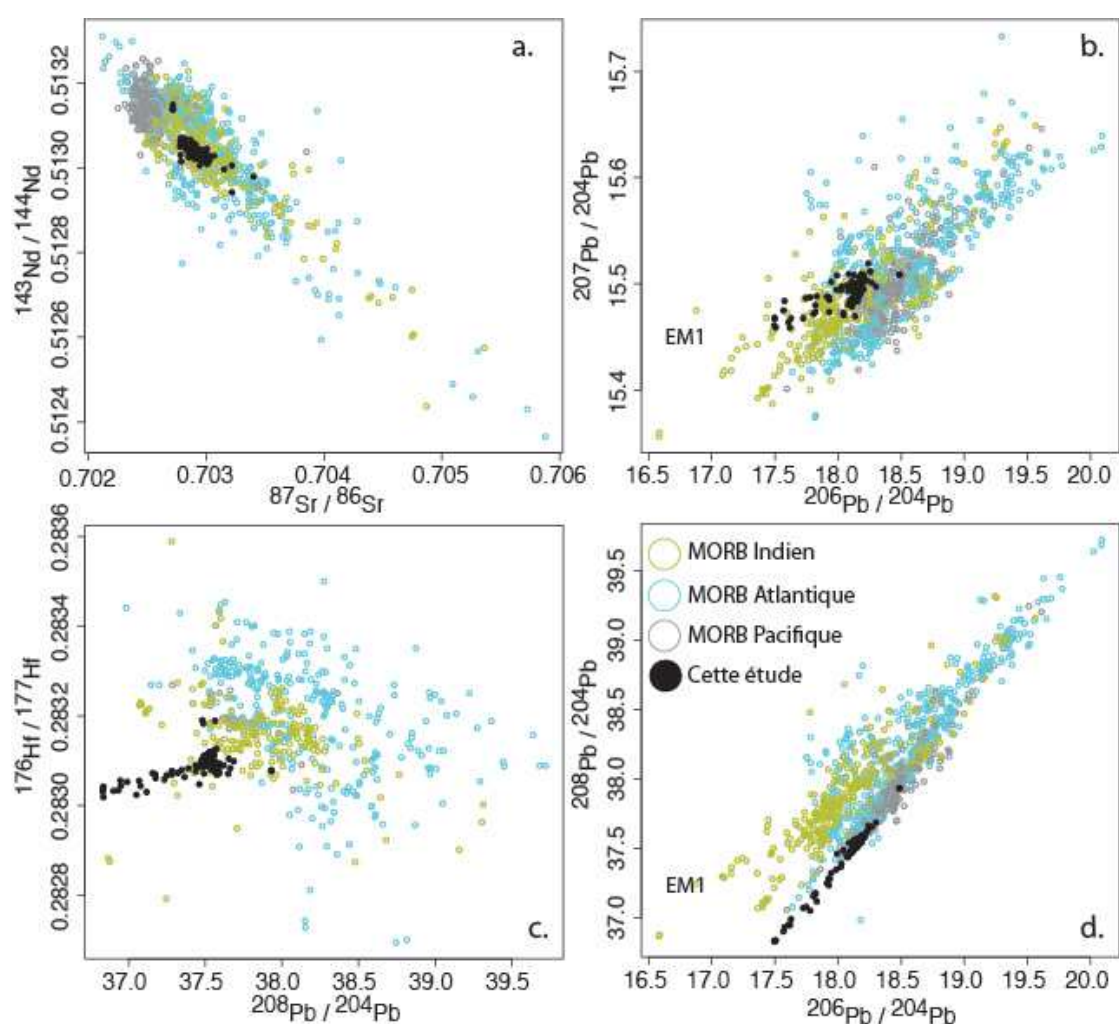


FIGURE 5.6 – Comparaison des données isotopiques de cette étude (Sr, Nd, Pb, Hf) avec celles de l'ensemble des MORB (données extraites de Agranier et al. 2005 et Meyzen et al., 2007).

La composition géochimique des laves émises par l'EPR entre $15^{\circ} 37' \text{ N}$ et $15^{\circ} 47' \text{ N}$

n'a isotopiquement rien de commun avec les basaltes du bassin Pacifique. Et si on regardait uniquement les valeurs des rapports isotopiques du Sr, Nd et les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ces basaltes sembleraient être plus proches des MORB indiens (Figure 5.6a. & b.). En revanche les rapports isotopiques du $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont si bas qu'ils différencient bien les échantillons de cette étude de ceux du domaine indien DUPAL (Figure 5.6c. & d.). Castillo et al. (2000) ont proposé qu'il existe une frontière géochimique au niveau de l'EPR à 14 ° N. Au sud de cette limite, le manteau sous l'EPR désignerait un mélange entre composant appauvri et composant enrichi qui est la source des seamounts à proximité, tandis qu'au nord le manteau serait plutôt de type indien. Les seules données (Donnelly, 2002) sur le domaine nord au delà de 15 ° N proviennent de la campagne Panorama (1997) qui a échantillonné l'axe de l'EPR jusqu'à 18 ° N, et celles apportées par ce travail de thèse entre 15 ° 37'-15 ° 47'N. Nous avons regroupé et comparé l'ensemble de ces données dans des diagrammes isotopes en fonction de la latitude (Figure 5.7). Sur cette figure on retrouve le gradient d'enrichissement progressif dans la partie sud et la limite décrite à 14 ° N à partir de laquelle on voit brusquement varier les compositions isotopiques (surtout le Pb et le Nd). En revanche, on observe également très clairement qu'il existe un troisième domaine délimité entre 15 ° 20'N (FZ Orozco) et 16 ° N, qui est marqué par un changement encore plus brutal des compositions isotopiques vers des compositions de Sr plus radiogéniques et des compositions de Nd et Pb moins radiogéniques. Au delà de 16 ° N, le manteau semble retrouver les compositions isotopiques du domaine indien 14 ° -15 ° N décrit par Castillo et al. (2000). En fait, ce troisième domaine identifié dans cette étude correspond exactement à la partie d'axe surélevé supposée interagir avec le point chaud des Mathématiciens, d'après les études géophysiques. Observations géochimiques et géophysiques semblent donc être en accord.

En ce qui concerne les éléments traces, là aussi une grande diversité des laves sur 35 km de profil cumulé seulement est observée. Cette diversité se caractérise par 4 profils d'éléments traces bien distincts qui sont : N-MORB, E-MORB, MORB intermédiaire, et MORB appauvri mais convexe (centré sur l'Eu) (Figure 5.8). En plus de cette diversité dans l'allure des spectres qui suggérerait déjà des sources multiples, il existe des variations dans les abondances entre spectres de même allure qui suggèrent également un effet de cristallisation fractionnée, et des variations de pente dans les terres rares légères qui peuvent refléter des changements de taux de fusion partielle et/ou plus vraisemblablement des mélanges en diverses proportions entre les sources.

Les données présentées ici démontrent qu'à très petite échelle, la variabilité géochi-

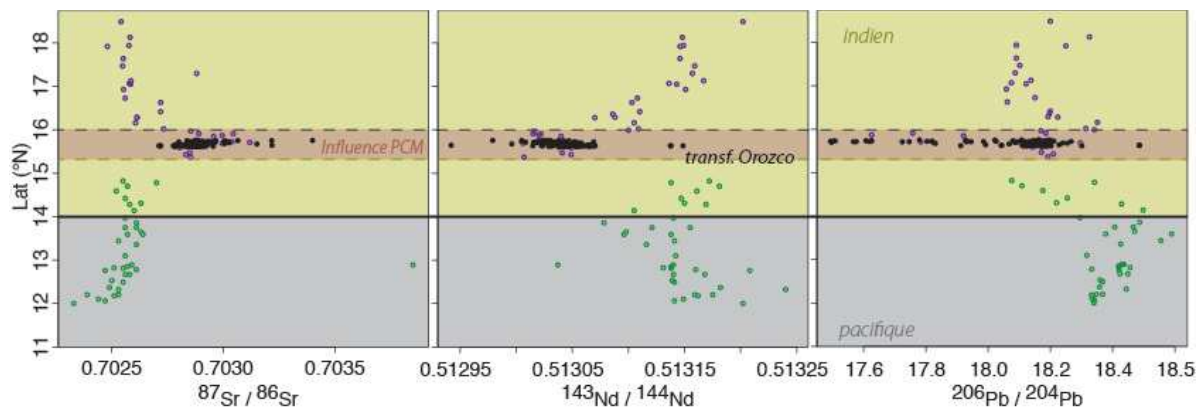


FIGURE 5.7 – Variations des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ le long de l'EPR entre 11 ° N et 18 ° N. On remarquera l'émergence d'une signature géochimique très singulière entre 15 ° et 16 ° N avec des valeurs de Sr très radiogéniques et des valeurs de Nd et Pb très peu radiogéniques, suggérant une influence du Point Chaud des Mathématiciens (PCM) sur cette portion de l'EPR. Les cercles noirs correspondent aux échantillons analysés dans cette étude ; les cercles verts sont les données de Castillo et al. (2000) ; et les cercles violets, les données extraites de Donnelly (2002).

mique des basaltes peut être du même ordre de grandeur que celui de la dorsale entière, alors qu'une certaine homogénéité dans des roches situées à quelques centaines de mètres les unes des autres aurait été attendue. On observe sur la Figure 5.9 que la dispersion des compositions isotopiques des 120 échantillons analysés dans cette étude, sur seulement 15 km d'axe de dorsale (0.1 ° Latitude) et 20 km d'enregistrement sur 300 000 ans rivalise avec celle de la base de données EPR acquise jusqu'à présent. Cela suggère également qu'à l'échelle kilométrique et malgré des processus de mélange/dilution isotopique, une forme de préservation verticale des hétérogénéités sur 60-100km existe.

La signature isotopique de certains basaltes s'avère même être différente de tout ce qui avait été enregistré jusqu'à présent sur l'EPR et dans le bassin pacifique. Au final, pas moins de trois nettes directions de mélanges peuvent être observées si l'on combine les données axiales et transversales (Figure 5.10). On constate aussi grâce à cette étude qu'une plus haute résolution spatiale apporte une meilleure cohérence dans le jeu de données, et précise mieux la manière dont s'effectuent les mélanges entre composants. Le fait d'avoir à faire à trois courbes de mélanges différentes avec très peu d'échantillons dans les espaces les séparant, plaide plutôt un faveur de mélanges entre sources différentes qui se mélangent deux à deux à l'état liquide. Toutefois, bien qu'en 2D l'ensemble de ces

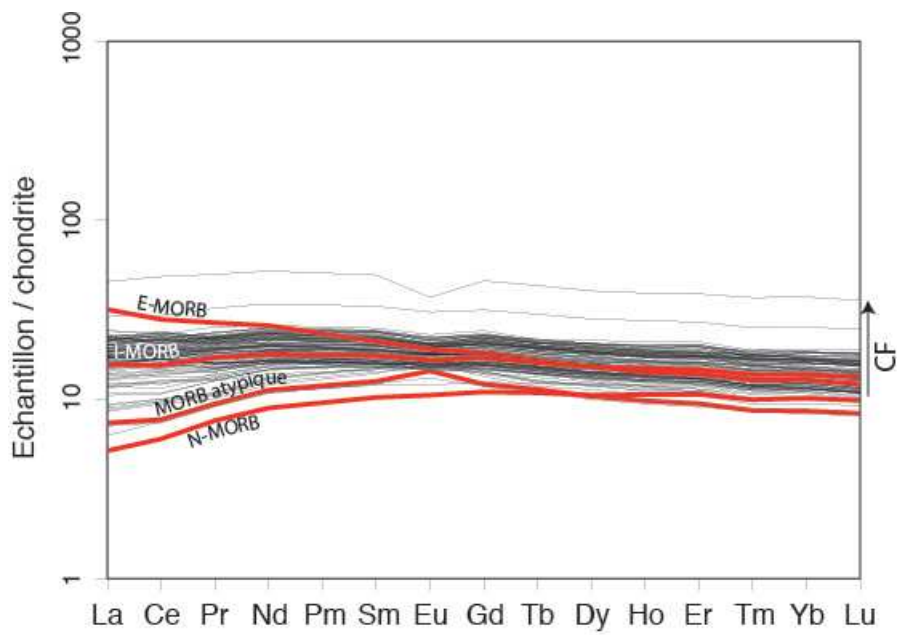


FIGURE 5.8 – Compositions de Terres rares de l'ensemble des échantillons analysés. En rouge sont représentés les quatre types de spectres différents qui illustrent la grande diversité de la composition géochimique des basaltes de cette portion de l'EPR, couvrant 0.1° de latitude seulement.

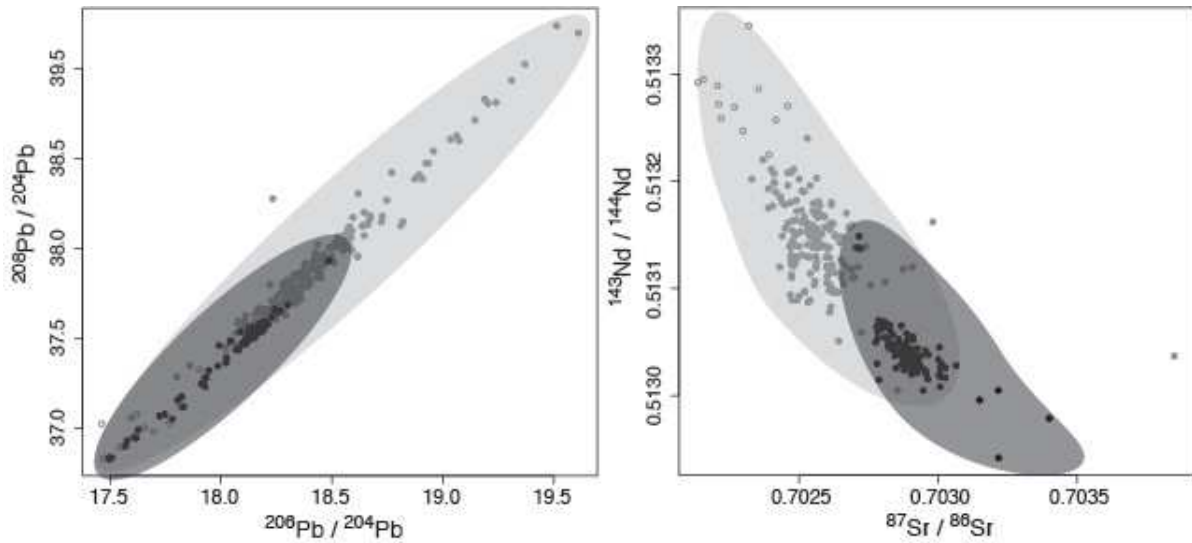


FIGURE 5.9 – Diagrammes illustrant l’extrême variabilité isotopique (Pb, Sr et Nd) à très petite échelle de la région étudiée, comparable à celle de l’ensemble de l’EPR (données extraites de Meyzen et al., 2007). En gris foncé, le champ symbolisant la variabilité isotopique de la zone d’étude, et en gris clair celui symbolisant celle de l’EPR.

échantillons définit trois directions de mélanges, donc l’implication d’au moins quatre composants dans le système, l’ACP réalisée avec les isotopes du Pb pour les échantillons de chacun des profil ne reflète que deux composantes principales significatives.

Il se trouve également, que dans les diagrammes isotopiques, l’un de ces mélanges pointe dans une direction qui n’a jamais été observée jusqu’à présent dans les basaltes océaniques. C’est d’ailleurs cette tendance qui est la mieux représentée dans le jeu de données. Dans la section suivante, les caractéristiques de cette nouvelle signature seront détaillées (ainsi que celles des autres signatures présentes) et replacées dans le contexte géodynamique de la zone étudiée, c’est à dire celui de l’interaction entre la chaîne des Mathématiciens et l’EPR.

5.2 Reconnaissance des signatures géochimiques

5.2.1 Caractérisation du manteau ambiant (AM : Ambient Mantle)

En considérant dans un premier temps les teneurs en éléments traces, on peut dire que la grande majorité des échantillons du profil axial est significativement plus enri-

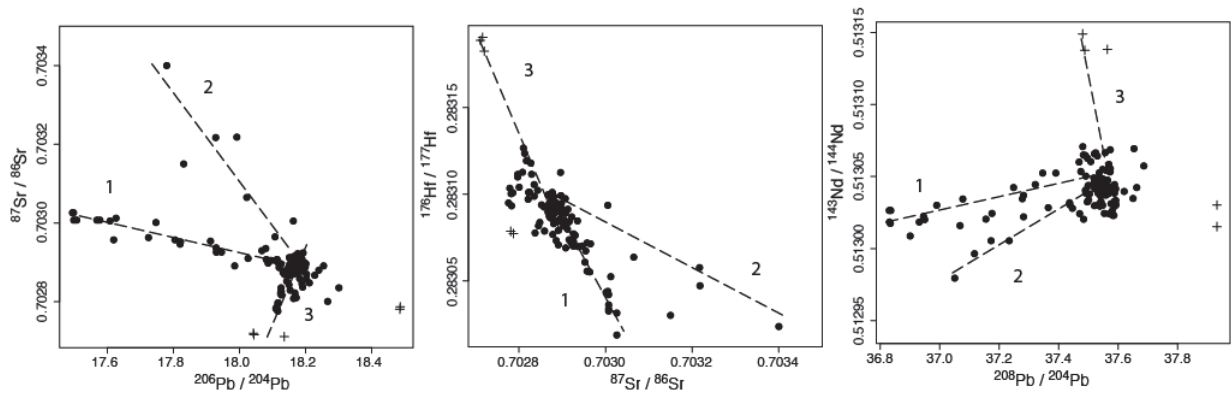


FIGURE 5.10 – Figure représentant les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb et Hf) de l'ensemble des échantillons sur laquelle on peut identifier 3 tendances (mélanges), attestant du fort degré d'hétérogénéité du manteau sous cette portion de dorsale.

chie que les N-MORB typiques rencontrés au niveau des dorsales qui sont caractéristiques du DMM. Ces laves ont des compositions de MORB intermédiaires à enrichies avec un rapport $La/Sm_N = 1$ avec des anomalies négatives en Eu et Sr classiques. Le caractère enrichi de ces laves s'observe également dans les compositions en éléments majeurs (Figure 5.11) avec de fortes teneurs en K_2O (moyenne de 0.27%) et de hauts rapports K_2O/TiO_2 (moyenne de 0.15%). Par comparaison avec le reste de l'EPR, les isotopes radiogéniques montrent également des compositions plus enrichies avec des valeurs moyennes de $^{87}Sr/^{86}Sr$ nettement plus élevées (0.70287) ainsi que des valeurs de $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$ beaucoup plus basses (0.51304 et 0.28309 respectivement), et des rapports isotopiques de Pb plus bas (18.165, 15.498, 37.549) pour des MORB du pacifique (0.70258, 0.51314, 0.28319, 18.42, 15.50, 37.89). Par définition, le manteau décrit par ces basaltes de l'EPR à cet endroit est donc un manteau plutôt de type enrichi. Les échantillons représentatifs du Manteau Ambient (AM) sont représentés dans l'ensemble des figures du chapitre en couleur violette.

Le profil transversal confirme que les basaltes du profil axial échantillonnent une signature de manteau qui est bien représentative du manteau ambient qui fond en continue sous la dorsale, puisque cette même signature est omniprésente le long de tout le profil. Toutefois, il est intéressant de noter que très localement, la dorsale a également émis quelques N-MORB et E-MORB typiques (Figure 5.12). On pourrait penser que cette variabilité soit liée uniquement à des changements de contraintes au sein de la chambre magmatique (variations des conditions PT, du temps de résidence, mélange de nouveaux

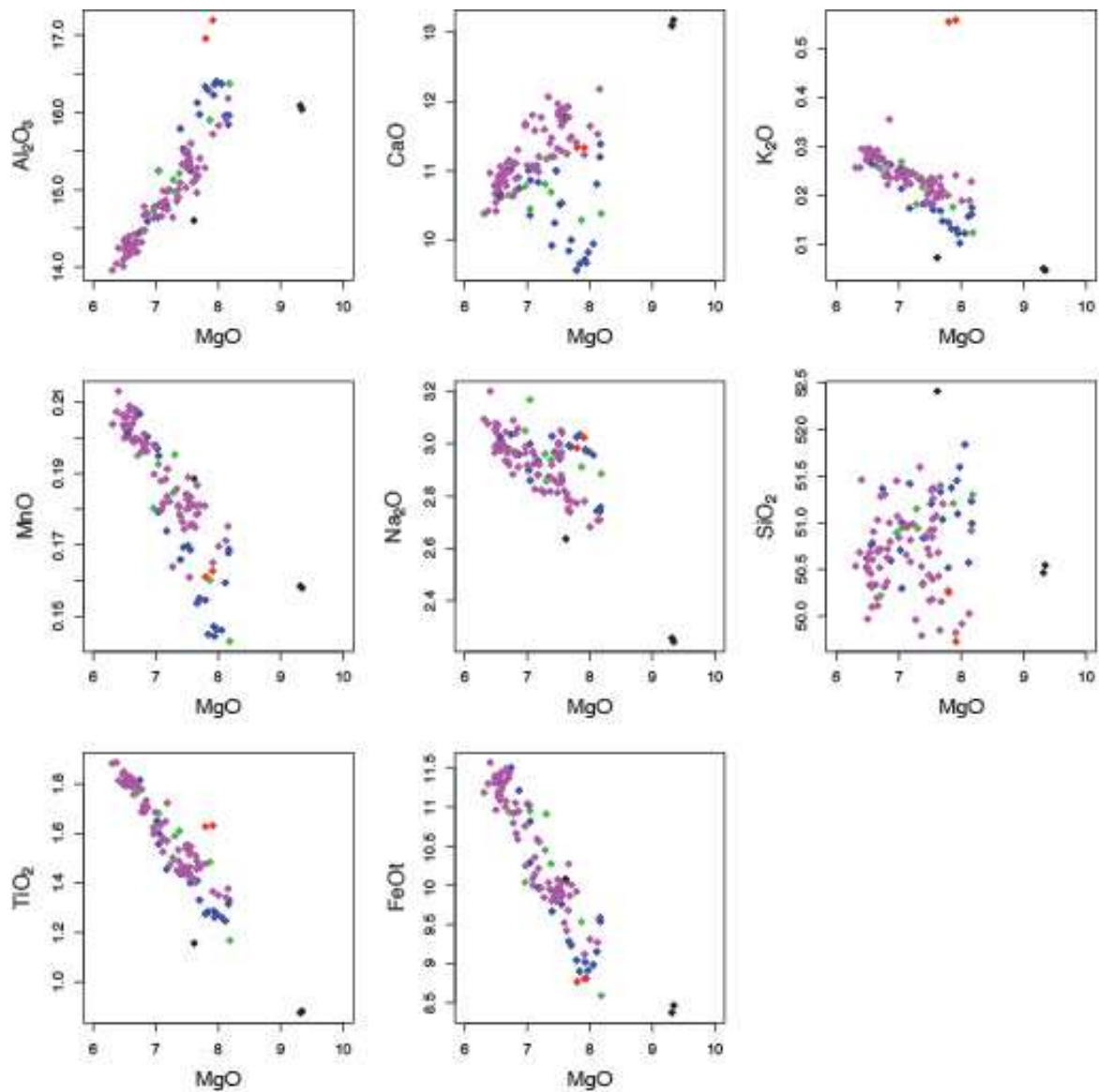


FIGURE 5.11 – Variations des teneurs en Al_2O_3 , CaO , MnO , Na_2O , SiO_2 , TiO_2 et FeO en fonction de MgO de l'ensemble des échantillons analysés, et identification de leur source mantellique d'après leur composition isotopique. En violet sont représentés les échantillons caractéristiques du manteau ambiant (AM). En vert, les échantillons caractéristiques du mélange entre les composants SMC (Secondary Mathematician Component) et AM, en bleu ceux caractéristiques du mélange entre les composants ULC (Unradiogenic Lead Component) et AM, et en rouge et noir les E-MORB et N-MORB respectivement, identifiés le long du profil transversal. On remarquera que ce sont plutôt les différences de source et les processus de mélange, plus que la cristallisation fractionnée qui semble définir les tendances et la répartition des échantillons dans les diagrammes.

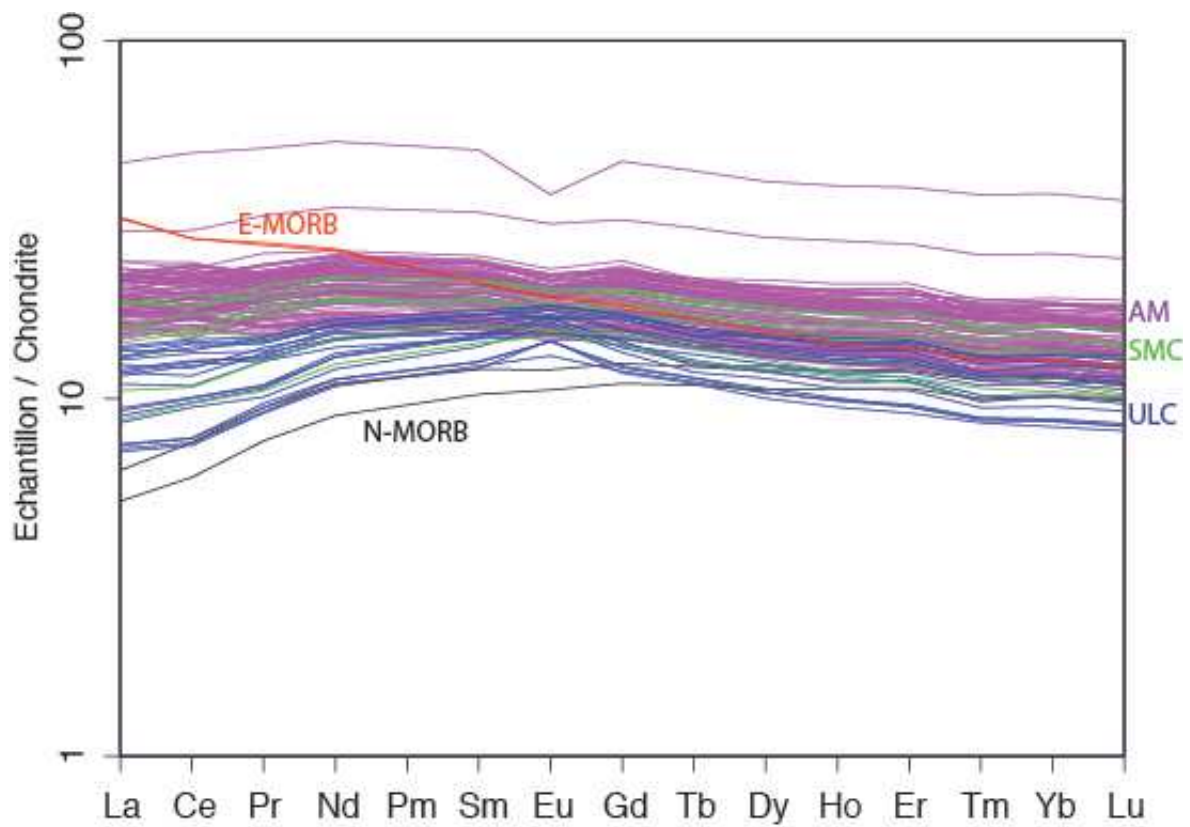


FIGURE 5.12 – Identification des spectres de terres rares de chacune des signatures mantel-
liques (AM, SMC et ULC) révélées par les compositions isotopiques. On remarquera que les
échantillons influencés par SMC n'ont pas un spectre qui discrimine cette signature.

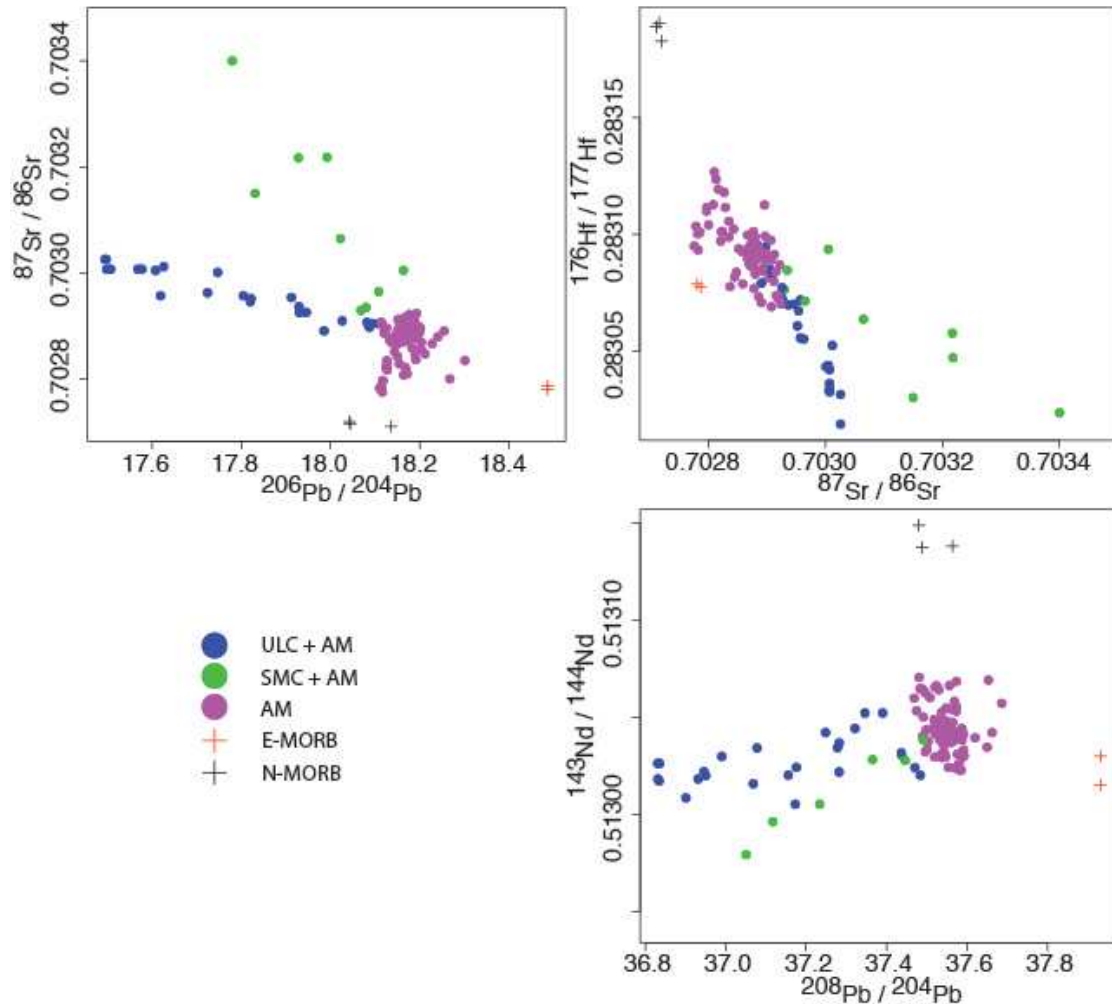


FIGURE 5.13 – Identification des composants mantelliques détectés et des mélanges isotopiques entre AM (Ambient Mantle), ULC (Unradiogenic Lead Component) et SMC (Secondary Mathematician Component). En violet sont représentés les échantillons caractéristiques du manteau ambiant (AM). En vert, les échantillons caractéristiques du mélange SMC + AM, en bleu ceux caractéristiques du mélange ULC + AM, et en rouge et noir les E-MORB et N-MORB respectivement, identifiés le long du profil transversal.

liquides plus primitifs avec du matériel plus fractionné etc.) à partir d'une seule et même source homogène. Or, ces échantillons ont clairement des compositions isotopiques très différentes (Figure 5.13) qui suggèrent plutôt que le manteau ambiant est lui aussi hétérogène. D'ailleurs si l'on en regarde que les échantillons ayant les spectres de TR plats et proches en terme d'abondances, on remarque que leurs rapports isotopiques varient le long d'une tendance plus générale (particulièrement bien visible dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) qui indique que le manteau ambiant est déjà lui même défini par différents degrés de mélange entre plusieurs sources. Cependant, pour des raisons pratiques de modélisation, afin de pouvoir considérer le manteau ambiant comme un pôle de mélange que nous appellerons par la suite **AM** pour **Ambiant Mantle**, nous avons fixé sa composition en élément trace et ses rapports isotopiques en prenant la moyenne de tous les échantillons appartenant au trend de mélange. Géométriquement, cette composition se situe à l'intersection des trois courbes de mélanges dans les diagrammes isotopiques.

En regardant les compositions isotopiques dans les basaltes du segment plus au nord ainsi que ceux situés à peine plus au sud de la zone de fracture d'Orozco (Figure 5.7), on remarque que celles-ci reflètent une signature différente de celle des échantillons entre $15^{\circ} 37' - 16^{\circ} \text{N}$. Elles sont moins radiogéniques en Sr et Pb et plus radiogénique en Nd que pour celles des basaltes analysés au cours de cette étude qui décrivent alors un manteau plus enrichi, dont la signature n'est détectable que sur cette portion d'EPR, là où le segment est bombé en raison de l'influence du point chaud des Mathématiciens. Par conséquent, on peut supposer que le manteau appauvri local sous ce segment est contaminé par un matériel enrichi et définit le manteau ambiant hybride sollicité par la fusion sous la dorsale.

5.2.2 Caractérisation du matériel point chaud

Découverte d'un nouveau composant mantellique : ULC

(Une partie de cette section est reprise de manière plus synthétique dans l'article présenté dans le chapitre 6.)

Puisque qu'il est suggéré que la dorsale a migré en deux temps pour rencontrer la source de la chaîne des Mathématiciens (Carbotte et al. 2000), des changements de composition géochimique, devraient pouvoir être repérés dans les laves rapportées. Sur la Figure 5.14 sont représentées les compositions isotopiques des échantillons de la zone

axiale en fonction de leur latitude. On observe qu'une signature géochimique émerge clairement entre 15 ° 42'N et 15 ° 45'N, et est très différente du reste du profil, qui est beaucoup plus homogène (signature AM). La morphologie de cette zone située entre 15 ° 42'N et 15 ° 45'N correspond à l'endroit où se fait le raccord entre la chaîne de seamounts et l'axe de la dorsale, ce qui nous permet de penser que cette signature reflète celle du point chaud des Mathématiciens. Ce matériel est caractérisé par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés (max= 0.70303) et les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (min= 0.51303) et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (min= 0.28303) les plus bas du mélange (représenté en bleu sur l'ensemble des figures du chapitre). Alors que les compositions isotopiques reflètent plutôt une source enrichie, ce qui est cohérent avec l'existence d'un point chaud, la composition isotopique du Pb est bien moins radiogénique (min : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.494$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.458$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.831$) que le reste des échantillons du profil. De même pour la composition en éléments traces, ces échantillons sont ceux qui correspondent aux spectres les plus appauvris pour le profil axial. L'existence et la longueur importante de la tendance définie par un grand nombre d'échantillons indiquent que le matériel du point chaud et celui de la dorsale se mélangent, et en des proportions très variables. Ce phénomène complique donc l'identification directe de la composition véritable de la source du point chaud car sa signature a été "diluée" par mélange avec la source de la dorsale. Toutefois, le fait que cette signature appauvrie en traces (Figure 5.13) (et donc discrète en cas de mélange avec un composant plus concentré) ait persisté malgré un mélange suggère que la contribution de cette source en terme de volume soit largement dominante.

Le fort appauvrissement en TR légères semble indiquer que la source de ces basaltes atypiques a subi un fort degré de fusion partielle et/ou était déjà très appauvrie initialement (Figure 5.12). L'enrichissement en Eu est inhabituel dans les basaltes océaniques. De telles anomalies sont souvent rencontrées dans les roches cumulatives qui ont accumulé une quantité importante de feldspath plagioclase (e.g., gabbro). Le fait que cette anomalie en Eu soit associée à des enrichissements en Sr et Ba renforce également l'idée que ce basalte soit porteur d'un héritage gabbroïque primaire (Allan et al., 1996 ; Hart et al., 1999 ; Coogan et al., 2001 ; Perk et al., 2007 ; Fukuda et al., 2008 ; Godard et al., 2009 ; Malaviarachchi et al., 2010).

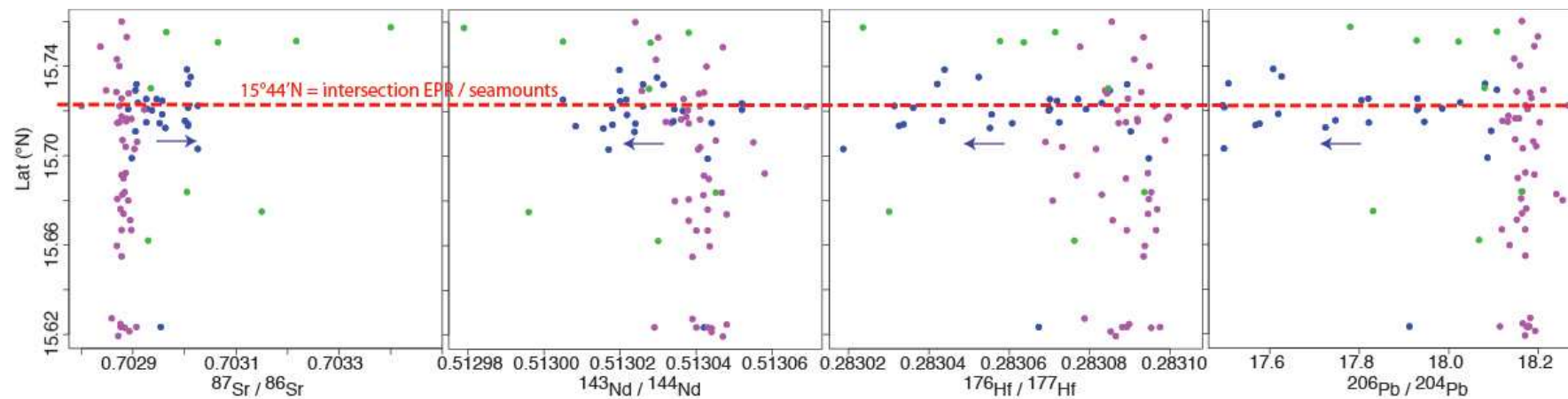


FIGURE 5.14 – Variations des compositions isotopiques du Sr, Nd, Hf et Pb le long de l'axe de l'EPR. En pointillés rouges, l'endroit où émerge la signature ULC (Unradiogenic Lead Component) : précisément là où se connecte la chaîne des Mathématiciens à la dorsale à 15° 44'N.

Sobolev et al. (2000) ont montré que ce type de signature est également enregistré dans les laves islandaises et hawaïennes, et suggèrent qu'il est plus facile de préserver ce genre de signature géochimique dans un contexte de point chaud. De tels profils d'éléments traces sont aussi rencontrés dans certains basaltes du rift est-africain (Barrat et al., 1993; Barrat et al., 2000; Daoud et al., 2010) ainsi que dans des clinopyroxènes et pyroxénites (Downes et al., 1991; Garrido et Bodinier, 1999; Downes, 2007) (Figure 5.15), mais restent globalement insolites pour des basaltes de dorsale.

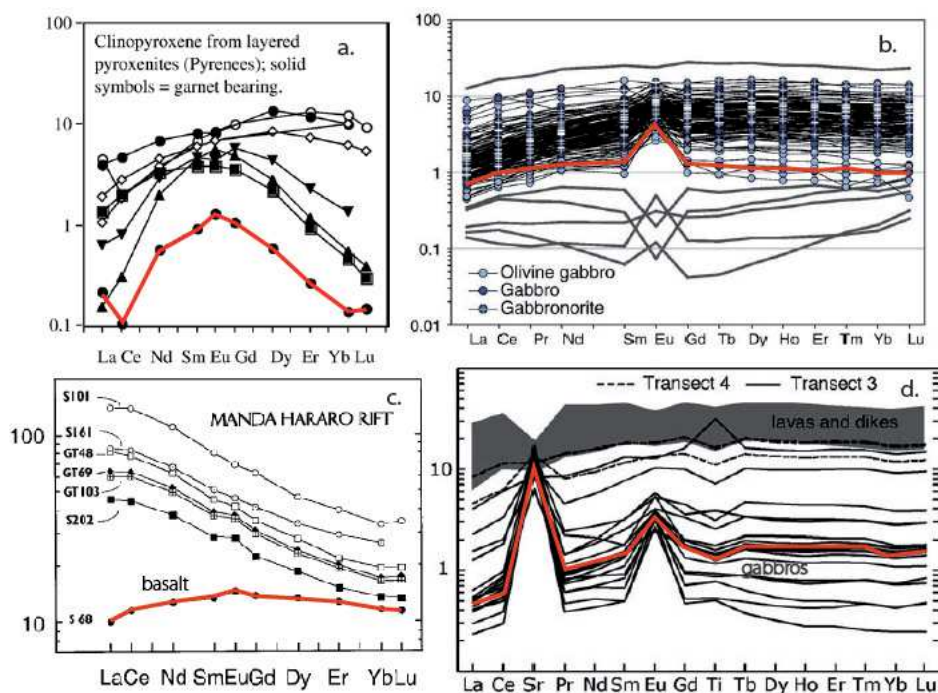


FIGURE 5.15 – Exemple de (a) clinopyroxène (Downes et al., 2007), (b) & (d) gabbro (Godard et al., 2009 & Perk et al., 2007), and (c) basalte (Barrat et al., 2003) ayant un profil d'éléments traces appauvri en LREE et HREE et ayant une anomalie positive en Eu (souligné en rouge) tout comme les basaltes de l'EPR à 15° 44'N.

Dans une étude petro-géochimique réalisée sur des verres basaltiques de l'EPR entre 11° 45'N et 15° N, Castillo et al. (2000) avaient déjà suggéré la présence d'une barrière chimique à 14° 10'N. Celle-ci sépare au nord un petit groupe de laves situé à l'approche de la zone de fracture d'Orozco, reflétant un composant indien avec des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faibles (entre 18.05 et 18.25) que le reste des laves plus au sud (entre 18.3 et 18.6). Toutefois les échantillons analysés ici et présents à environ 50 km au nord de la zone d'Orozco ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ bien plus bas encore (min= 17.494)

et surtout les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ les plus bas (min= 36.831) (avec les laves de la zone de fracture de Garrett) de la base de donnée mondiale des MORB, ce qui positionne les données en dehors du "domaine indien" et les dirige vers une direction inédite (Figure 5.16). Dans la suite du texte, nous désignerons ce composant **Unradiogenic Lead Component (ULC)**.

Les compositions de certains échantillons obtenues après la campagne Panorama (1997), confirment l'existence de cette signature atypique. Cette campagne à beaucoup plus grande échelle avait permis d'échantillonner localement, par carottage à la cire et dragages, le segment 16 ° N, ainsi que le segment situé au nord de l'OSC dans son secteur axial (Figure 2.11). Tandis que les échantillons provenant du segment nord sont plus homogènes en compositions et normales pour des MORB, les échantillons prélevés sur le segment le plus large, le plus bombé et bordé par les seamounts à l'ouest (i.e; segment étudié ici) illustrent une bien plus grande diversité isotopique, avec cinq d'entre eux possédant la signature ULC (Figure 5.17).

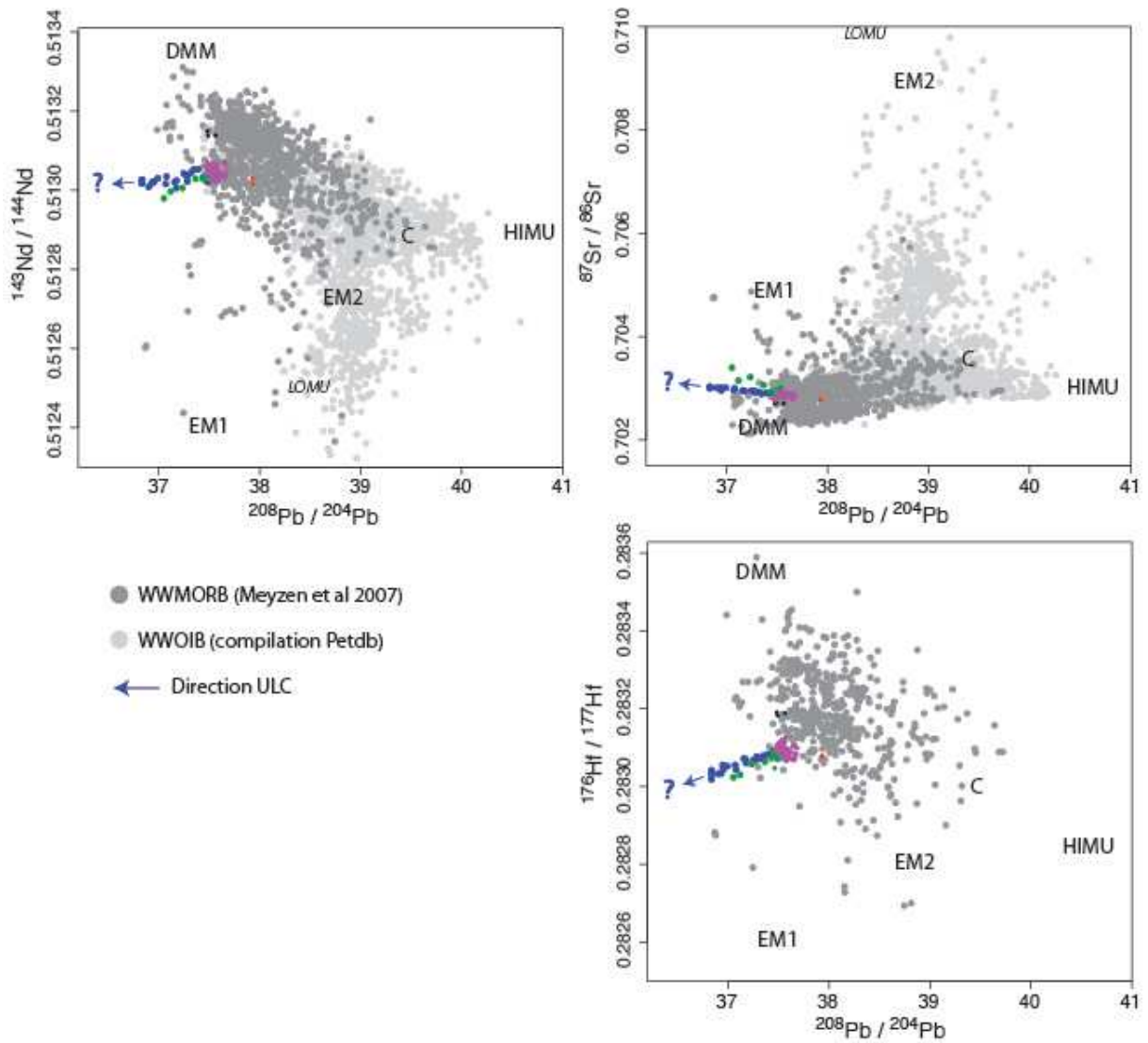


FIGURE 5.16 – Diagrammes isotopiques représentant l'ensemble des compositions des MORB, OIB et données de l'étude, et localisation des pôles du zoo mantellique (Zindler et Hart, 1986 ; Hanan et Graham, 1996). Cette figure illustre la direction inédite vers laquelle tend le composant ULC. Le pôle LOMU (Douglass et Schilling, 2000) a également été représenté pour comparaison. (WWMORB = World Wide MORB)

Un point chaud hétérogène

L'autre aspect soulevé par ces analyses isotopiques est celle de l'hétérogénéité de la source de la chaîne des Mathématiciens. En effet, tandis que les éléments majeurs et traces ont su révéler la présence de deux sources différentes (ULC et AM), l'ensemble des isotopes (Sr, Nd, Hf et Pb) et l'ACP des isotopes du Pb suggèrent l'existence d'un troisième composant dans le système. Celui-ci est très bien défini par un mélange secondaire représenté en vert dans l'ensemble des figures de ce chapitre. Il semble à certains égards avoir certaines similarités avec le composant EM-1 (Figure 5.6(a) &(b)) du fait de sa composition isotopique de Sr plus radiogénique (maximum de 0.7034), et de Nd moins radiogénique (minimum de 0.51298), de Hf (minimum de 0.28302) similaire au composant ULC, et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ bas (minimum de 17.87). Cependant, il possède des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très bas, différents de ce qui est attendu généralement pour un basalte influencé par EM1 (Figures 5.6(d) & 5.16).

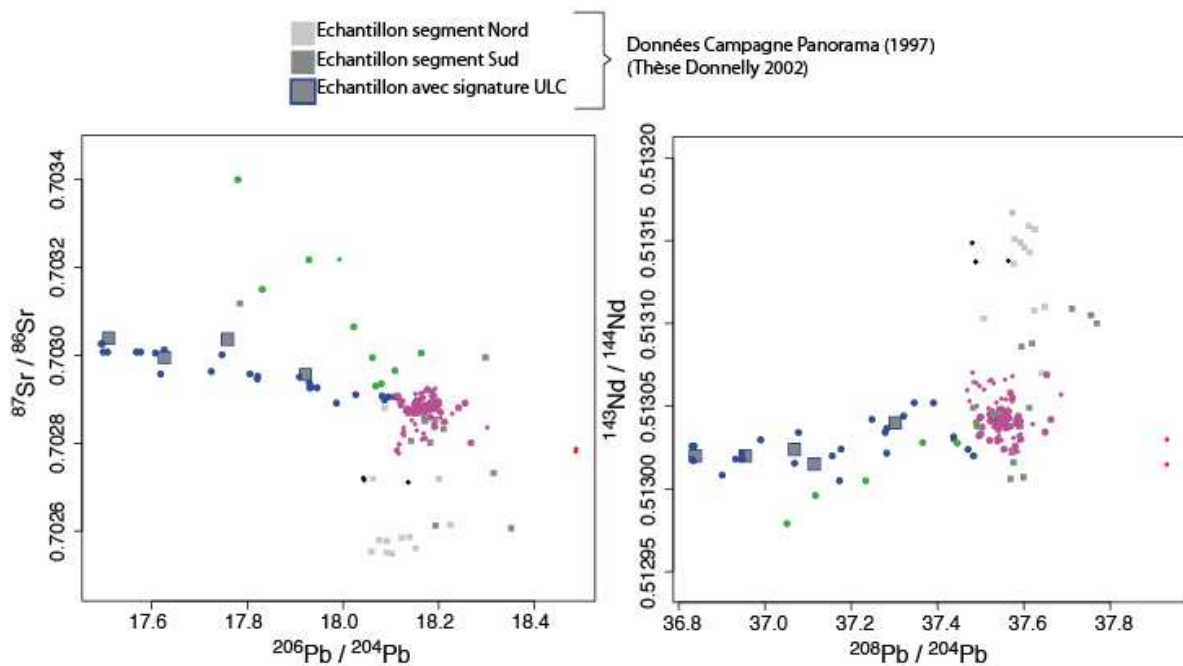


FIGURE 5.17 – Compositions isotopiques des basaltes de l'EPR entre $15^{\circ}20'N$ et $17^{\circ}40'N$. Les ronds désignent les échantillons analysés au cours de cette étude, et les carrés correspondent aux données de la campagne Panorama Leg 1 (1997) (extraites de Donnelly, 2002).

Du point de vue de la répartition spatiale de ces échantillons, cette signature plus

distribuée que la signature ULC le long du profil n'est détectée qu'au niveau de la zone de raccord avec la chaîne des mathématiciens. On pourrait donc se demander si cette signature secondaire est bien à relier à la source des seamounts situés à proximité. Les compositions d'échantillons provenant de la chaîne des Mathématiciens, rapportées après la campagne Panorama (1997) ont pu être comparées à nos échantillons. Ces données sont reportées dans la Figure 5.18. L'un de ces échantillons (D58B), situé à l'extrémité est de la chaîne a quasiment la même composition isotopique en Sr et Pb que l'échantillon représentant l'extrémité du trend de mélange avec le troisième composant, et l'échantillon RC74 se trouve également dans la tendance (Figure 5.18), ce qui signifie que ce troisième composant est présent dans la source de ces seamounts et alimente bien la dorsale. Nous désignerons ce troisième composant dans la suite du texte comme le "Secondary Mathematician Component" (SMC).

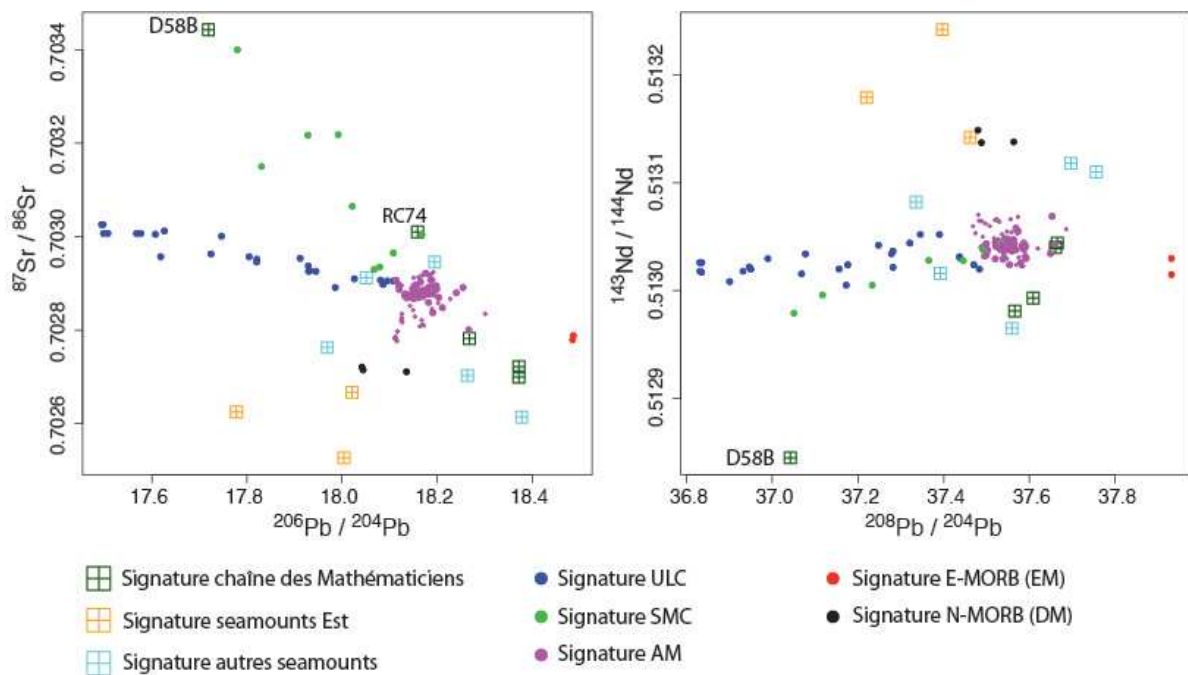


FIGURE 5.18 – Comparaison des compositions isotopiques des basaltes de l'EPR entre $15^{\circ}37'N$ et $15^{\circ}47'N$ à celle des seamounts des environs dont ceux de la chaîne des Mathématiciens (carré vert). La localisation de l'ensemble de ces seamounts est présentée Figure 2.8.

Contrairement aux isotopes, les concentrations en traces ne semblent pas discriminer le composant SMC. Toutefois le spectre de terres rares de l'échantillon le plus extrême

(i.e., $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ le plus bas) de la tendance (10PUB24-09) ressemble très fortement à celui des échantillons influencé par ULC (spectre convexe avec anomalie en Eu), alors que les autres se positionnent comme intermédiaires entre ULC et le manteau ambiant. Même chose pour les échantillons analysés provenant des seamounts de la chaîne des Mathématiciens (Figure 5.19), qui peuvent aussi présenter ce profil de terre rare atypique. De telles observations nous permettent donc de penser que ces deux composants sont tous les deux associés au matériel du point chaud très hétérogène. Ceci est confirmé par la grande variabilité des compositions isotopiques de l'ensemble de la chaîne des Mathématiciens (Figure 5.18). Nous suggérons que le petit point chaud à l'origine de la formation des seamounts des Mathématiciens soit capable de générer successivement et sur de courtes périodes de temps, des laves aux compositions très contrastées. Ceci permettrait d'expliquer pourquoi nos données s'organisent selon deux courbes de mélanges bien définies et non comme un nuage de points entre trois composants. La chaîne de seamounts orientée NO-SE et située juste au dessus de celle des mathématiciens suggère également une diversité isotopique importante (Donnelly, 2002) suggérant également que leur source était aussi hétérogène. La même observation peut être faite dans les autres groupements de seamounts situés à l'est du segment plus au nord, ainsi et ceux situés plus à l'ouest (Figure 5.19).

Alors que le concept d'hétérogénéités géochimiques dans les panaches est proposée par certains auteurs, celui de l'échelle et de la géométrie de ces hétérogénéités reste assez peu connu. Ribe et Christensen (1999), DePaolo et al. (2001) ou encore Blichert Toft et al. (2003) expliquent bien la répartition et la variabilité isotopique des basaltes hawaïens avec un modèle de zonation verticale et concentrique du panache et de son conduit. Abouchami et al. (2005) proposent sur la bases des isotopes du Pb qu'il existe aussi une zonation à grande échelle asymétrique et non concentrique dans le panache hawaïen sous forme d'étroites et très longues bandes verticales. Cette idée est développée dans le modèle de Farnetani et Hofmann (2009) puis testée pour Hawaï (Farnetani et Hofmann, 2010). Ces travaux montrent que les lentilles mantelliques ou hétérogénéités de taille initiale d'environ 100 x 10 km qui remontent vers la surface dans le conduit depuis la limite manteau/noyau peuvent être facilement étirées et transformées en de long filaments de (500-1000km) qui pérennisent. Leurs résultats démontrent aussi qu'il est possible et facile d'échantillonner des portions différentes d'une même région source. Pour le point chaud de la réunion, Bosch et al. (2008) suggèrent que la diversité isotopique observée dans les laves issues du Piton des Neiges et de la Fournaise soit également liée à la remontée très rapide au travers du manteau ambiant de deux petits blobs mantelliques

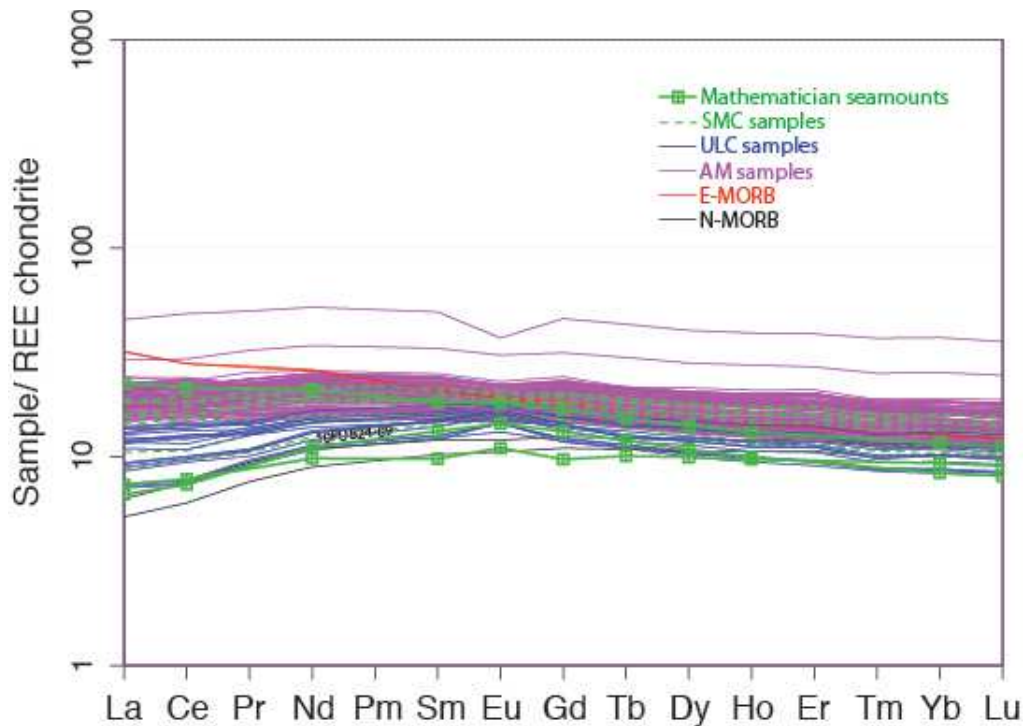


FIGURE 5.19 – Comparaison des compositions de Terres Rares des basaltes de l’EPR entre 15 ° 37’N et 15 ° 47’N à celles des monts mathématiciens.

successifs (intervalle de 2 Ma) légèrement différents en composition et qui auraient permis de générer l’un après l’autre ces deux volcans. En définitive, dans un cas comme dans l’autre, il semblerait que la préservation de ces hétérogénéités responsables de la diversité isotopique enregistrée par les basaltes se joue lors de la remontée du matériel et est contrôlée par les paramètres physiques et rhéologiques intrinsèques à la source et à son encaissant. Cependant, les exemples présentés ci-dessus concernent des systèmes faisant intervenir des points chauds dit primaires ; or qu’en est t’il pour les points chauds plus faibles et autres anomalies lithologiques responsables d’un magmatisme plus sporadique ? Ces modèles sont-ils transposables et applicables à de plus petits objets ?

Chauvel et al. (2012) se sont intéressés à l’archipel polynésien des Marquises et suggèrent que la diversité observée dans une zone spatialement limitée témoigne de l’existence d’hétérogénéités provenant de la fusion de petits filaments adjacents (en accord avec le modèle de Farnetani et Hofmann, 2010), initialement des petits panaches de manteau remontant d’une structure beaucoup plus grande et profonde en forme de dôme sous la Polynésie (Davaille, 1999). Après comparaison avec d’autres îles océaniques, ils concluent

également que les petits objets associés à l'expression de ces points chauds "secondaires" (selon Courtillot et al., 2003) sont les meilleurs endroits pour déterminer l'échelle et préserver les hétérogénéités contenues dans les panaches, tandis que les îles générées par les points chauds majeurs reflètent plutôt la composition moyenne du panache.

La chaîne des Mathématiciens est un objet de plus petite taille encore que les îles Marquises, et pourtant enregistre de manière précise des hétérogénéités au sein d'un même petit panache enveloppé dans un manteau ambiant lui même hétérogène.

Finalement, la géochimie à très petite échelle permet d'affiner la détection des signaux géochimiques et la nature des mélanges entre composants, tout en n'évinçant pas l'aspect initial de traçage des composants mantelliques. Au contraire les résultats présentés dans cette étude révèlent même l'existence d'un nouveau composant qui serait peut être resté invisible sans un pas d'échantillonnage inférieur à 500m. Ce genre d'approche devrait donc fortement encourager le développement futur d'autres études similaires en domaine océanique pour continuer de tendre vers une image plus réaliste du manteau terrestre.

5.2.3 Mélanges isotopiques

Les compositions isotopiques du Pb, Sr, Nd et Hf des basaltes échantillonnés suggèrent des mélanges faisant intervenir 3 composants principaux. Ces composants sont les suivants : manteau ambiant AM (Ambient Mantle), le composant inédit ULC (Unradiogenic Lead Component) et le composant mathématicien secondaire SMC (Secondary Mathematician Component). Les droites et hyperboles de mélanges obtenues ont été calculées à partir des équations de Langmuir et al. (1978) qui permettent de rendre compte de la composition isotopique du mélange en fonction des rapports isotopiques (R_1, R_2), des concentrations en élément fils (C_1, C_2) et des proportions respectives de chacun des pôles (x), et de la concentration de l'élément fils dans le mélange (C_m). L'équation pour un élément donné peut s'écrire de la manière suivante :

$$R_m = (R_1.C_1.x + R_2.C_2.(1 - x))/C_m \quad (5.1)$$

$$\text{avec, } C_m = C_1.x + C_2.(1 - x) \quad (5.2)$$

Les compositions isotopiques et les concentrations en éléments fils de chacun des pôles de départ, avant fusion et mélange sont les paramètres nécessaires pour simuler les mélanges isotopiques rigoureusement. Or ne connaissant la composition d'aucun de ces

pôles "purs", entre autre parce que le manteau ambiant s'avère être déjà lui même le résultat d'un mélange et que le composant ULC est un pôle inédit, nous avons du prendre les compositions isotopiques et les concentrations des éléments fils des échantillons de basaltes les plus extrêmes du jeu de données (10PUB16-05 pour ULC et 10PUB24-09 pour SMC), et l'intersection des trends pour le manteau ambiant. Les compositions utilisées sont reportées dans les Tableaux 5.1 & 5.2. Ainsi ce modèle ne permet pas de quantifier la contribution de chacun des pôles responsables des différentes compositions isotopiques des basaltes analysés, mais permet tout de même de montrer que la répartition dans les diagrammes peut être définie par une équation linéaire (pour les isotopes de Pb) ou polynômiale de mélange sur laquelle se trouvera la composition du composant source. Ces courbes de mélange sont représentées sur la Figure 5.20.

Composant	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$
AM	0.70287	0.51304	18.16	15.50	37.55	0.28309
ULC	0.70303	0.51303	17.49	15.46	36.83	0.28303
SMC	0.70340	0.51298	17.87	15.49	37.05	0.28302

Tableau 5.1 – compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb et Hf) des pôles de mélanges.

Composant	C_{Sr} (ppm)	C_{Nd} (ppm)	C_{Pb} (ppm)	C_{Hf} (ppm)
AM	170	12.2	0.700	2.8
ULC	233	7.84	0.714	1.83
SMC	181	8.86	0.756	1.97

Tableau 5.2 – Concentrations en Sr, Nd, Pb et Hf des pôles de mélanges

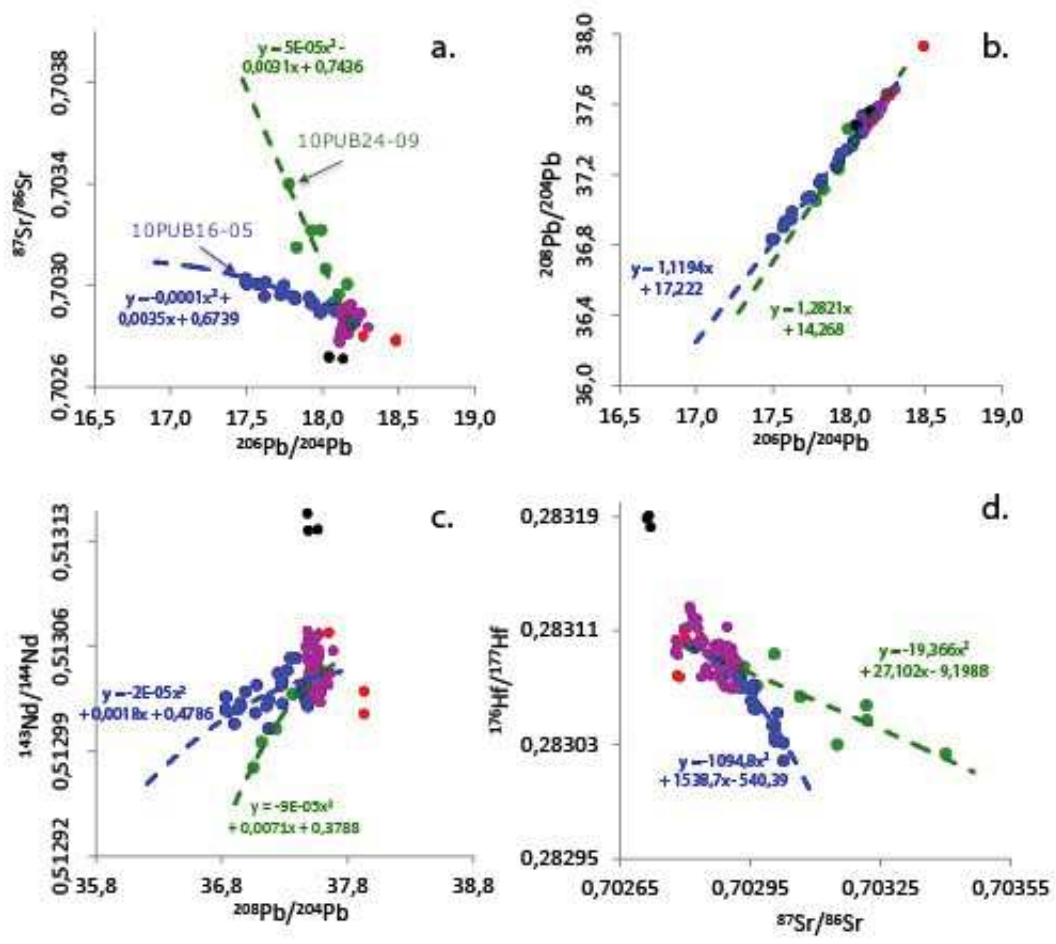


FIGURE 5.20 – Représentation des courbes de mélange binaire calculées pour les mélanges entre ULC et AM (pointillés bleus), et SMC et AM (pointillés verts). Les points rouges et noirs correspondent respectivement aux E-MORB et N-MORB du profil transversal.

Chapitre 6

Nature et origine de la signature ULC

Ce chapitre présente principalement un article en anglais publié à Nature Communications, qui s'intéresse à la caractérisation de la signature ULC et à son origine. Celui-ci présente les données axiales et pour des raisons d'édition a été rédigé dans un format assez court. Il est donc présenté à la suite de ce manuscrit, une version plus détaillée et en français de ce chapitre, qui permet de discuter l'ensemble des points abordés dans l'article, d'intégrer la totalité des données, et de proposer des figures supplémentaires. Toutefois, une lecture plus courte peut être envisagée en ne lisant que l'article.

6.1 Article à Nature Communications, A highly un-radiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise

ARTICLE

Received 19 Jun 2013 | Accepted 20 Jun 2014 | Published 16 Jul 2014

DOI: 10.1038/ncomms5474

A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise

Berengere Mougel¹, Arnaud Agrancier¹, Christophe Hemond¹ & Pascal Gente¹

Radiogenic isotopes in oceanic basalts provide a window into the different geochemical components defining the composition of Earth's mantle. Here we report the discovery of a novel geochemical signature in volcanic glasses sampled at a sub-kilometre scale along the East Pacific Rise between 15°37'N and 15°47'N. The most striking aspect of this signature is its unradiogenic lead ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.49$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.46$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.83$). In conjunction with enriched Sr, Nd and Hf signatures, Pb isotopes depict mixing lines that trend away from any known mantle end-members. We suggest that this unradiogenic lead component sampled by magmatic melts corresponds to a novel upper mantle reservoir that should be considered in the Pb isotope budget of the bulk silicate Earth. Major, trace element and isotope compositions are suggestive of an ancient and lower continental origin for this unradiogenic lead component, possibly sulphide-bearing pyroxenites that were preserved even after prolonged stirring within the ambient upper mantle.

¹Laboratoire Domaines Océaniques, UMR6538, IUEM, 29280 Plouzané, France. Correspondence and requests for materials should be addressed to B.M. (email: mougel@univ-brest.fr).

Over time, melting processes have exhausted Earth's upper mantle of its most incompatible elements, resulting in a depleted residual reservoir (depleted mid-ocean-ridge-basalt mantle) striated by geochemical heterogeneities inherited from the recycling of contrasting ocean and continental material¹. Basalts from mid ocean ridges (MORB) and ocean islands (OIB) are both extracted from the asthenospheric mantle, and carry within their geochemical make-up (concentrations and isotopes) the fingerprints of these 'enriched' re-injected materials. In particular, Sr, Pb, Nd, Hf and noble gas isotopic compositions of MORB and OIB, have been successfully used to describe the global geochemical complexity of the mantle and reduce it to a multi-component mixture of isotopic end-members^{2,3}. Isotopic data have also demonstrated the presence of spatial mantle domains separated by geochemical boundaries, such as the Australian–Antarctic discordance⁴. On the eastern side of this limit, the Pacific upper mantle appears only enriched by subducted oceanic lithosphere, while on the other side, the Indian upper mantle is also polluted by lower continental inputs⁵. The geochemical properties of the latter, dubbed the 'DUPAL (Dupré–Allègre) anomaly'^{4,6}, include lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relative to Pacific MORB. Such unradiogenic Pb signatures are unusually rare in MORB relative to expectations from global Pb isotopes mass balance of the bulk silicate Earth (BSE). Indeed, if the BSE has evolved as a closed

system after core segregation, all crustal and mantle material should be equally distributed around a 4.53 Ga Geochron line in a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram. However, MORB and OIB are mostly found to the right of this line; this apparent Pb paradox⁷ suggests that a low U/Pb (father/daughter ratio) reservoir is hidden somewhere in the mantle. Ancient peridotites found in the Horoman orogenic massif (Japan) have recently shed light on the existence and properties of such a discrete reservoir⁸. Very low Pb isotope ratios were reported in these rocks and provide physical evidence that unradiogenic Pb could be trapped within the upper mantle as widespread and extremely refractory heterogeneous domains^{8–11} largely untapped by basaltic melts.

However, most of the MORB samples used in the global mantle geochemical scheme were dredged tens to hundreds of kilometres apart over decades of seafloor exploration. In this study, we take advantage of submersible *in situ* access, to adopt a sampling strategy specifically adapted to the scale of volcanic edifices and covering 15 km of a single East Pacific Rise (EPR) segment. Our results reveal the presence of an unradiogenic Pb signal never before reported for Pacific MORB and that constitutes a magmatic witness for the existence of an unradiogenic Pb upper mantle reservoir. Together with trace elements and Sr, Nd, Hf and He isotopes, these results suggest a high degree of heterogeneity below this region of the EPR, and reveal a novel

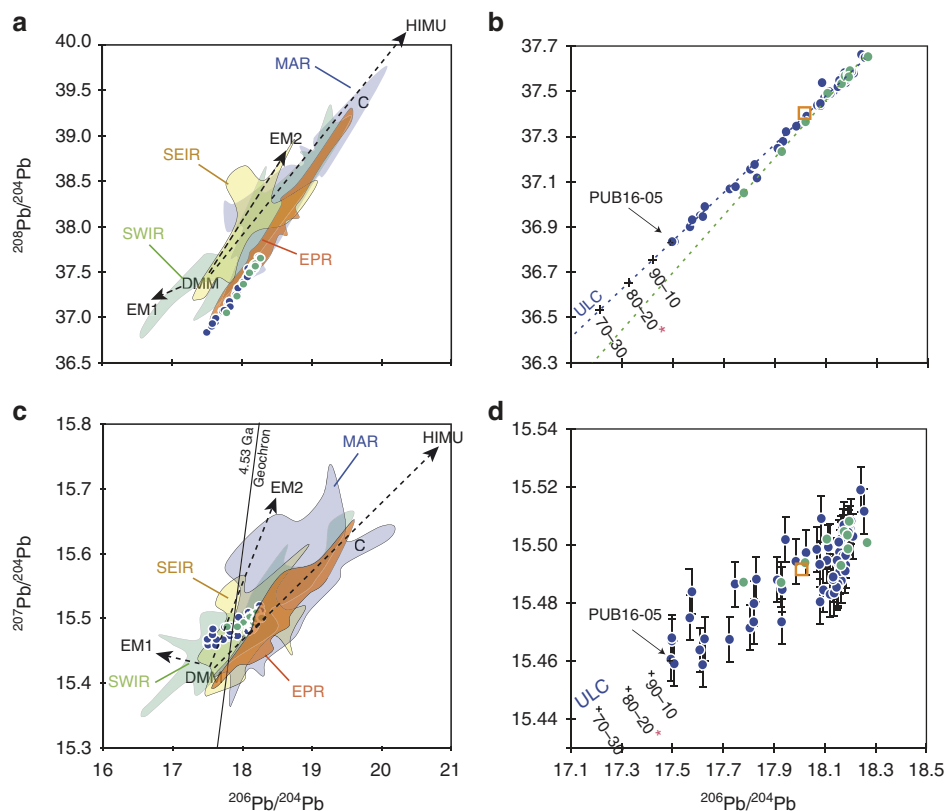


Figure 1 | Pb isotope compositions. Pb isotope compositions of basaltic glasses from this study (circles) and of MORB from various oceanic domains (coloured fields, SEIR: South East Indian Ridge⁵¹, SWIR: South West Indian Ridge⁵¹, MAR: Mid-Atlantic Ridge⁵² and EPR: East Pacific Rise⁵¹). The blue and green circles in all diagrams demonstrate two different mixing trends, one between ambient mantle and unradiogenic lead component (ULC, blue circles), and one between ambient mantle and a secondary Mathematician seamount component (green circles). The mantle end-members: DMM (depleted MORB mantle), EM1 (enriched mantle type-1), EM2 (enriched mantle type-2) and HIMU (high- μ) are reported from ref. 2. The common component C composition is from ref. 15. **(a)** $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, **(b)** enlargement of **a**. Both regression lines have a $R^2 = 0.99$, **(c)** $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, with 4.53 Ga Geochron as reported in ref. 53, **(d)** enlargement of **c**. The black crosses correspond to theoretical compositions of the ULC component using a 70–30%, 80–20% (*preferred value) and 90–10% source mixtures for sample 10-PUB16-05 (see Supplementary Table 2). The orange square represents the mean composition of the study samples. Error bars correspond to the external reproducibility of Pb isotope compositions (only visible on $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and smaller than the symbols for all other ratios).

MORB signature suggestive of the recycling of lower continental material (meta-gabbroic pyroxenites) into the Pacific upper mantle.

Results

Data description. Here we present data from EPR on-axis basalts that display unradiogenic Pb compositions (associated with relatively enriched Sr-Nd-Hf isotopic compositions) indicative of a novel and previously cryptic upper mantle reservoir. Basaltic glasses sampled on discrete lava flows during submersible dives between 15°37' and 15°47'N along the EPR covered a span of only 15 km, which represented one of the highest spatial resolution sampling efforts to date (Supplementary Fig. 1). The data depict two sharp linear trends that are likely to reflect two binary mixtures (or pseudo-binary mixtures¹²) and reveal the presence of high amplitude, short length-scale mantle heterogeneities in this area. While Pb isotopes are neatly correlated (Fig. 1), Sr-Nd-Hf-Pb plots (Fig. 2) are moderately scattered. Such dispersion in geochemical diagrams associated with mixing trends, may also be explained by non-uniformed mixing of fractional melts extracted from different sources, where depth controls the degree of homogenization¹³.

One of these trends points towards very low $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (36.83 and 17.49, respectively) and a moderately low $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.46) component that we define here as the unradiogenic lead component (ULC) (Figs 1 and 2). Samples that are most imprinted by the ULC signature are located at the junction of the EPR and the Mathematician seamount chain (Supplementary Fig. 1). These constitute the lowest $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios reported for MORB from Pacific spreading centres and are among the lowest for MORB worldwide (Fig. 1). Their $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values overlap with those recorded on Garret EPR intra-transform lavas (13°28'S), while $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are significantly higher, and Nd less radiogenic. Garrett lavas are interpreted as re-melting products of previously depleted upper mantle heterogeneity¹⁴. Some samples of MORB from the South West Indian ridge (SWIR) and Pitcairn Island basalts also feature similar $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; however, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are higher (Fig. 1; Supplementary Fig. 2). Abyssal peridotites can in some places display even more unradiogenic Pb compositions, but their Sr, Nd and Hf isotope signatures are always more depleted than observed for the ULC (Supplementary Fig. 2).

Isotopes highlight the presence of a strongly heterogeneous mantle beneath this very small portion of the ridge (0.1°), and a secondary binary mixing trend between ambient mantle and a more enriched component can also be clearly identified (Fig. 2). In Sr-Nd-Hf isotope spaces, ULC-influenced basalts display enriched Indian-like MORB compositions (0.7030, 0.51303 and 0.28306, respectively), in opposition to Garrett intra-transform samples, but are otherwise unremarkable. However, together with Pb isotopes (especially the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio, Fig. 2), these data depict an unusual trend that does not head towards any of the known 'Mantle Zoo' end-members^{3,15}. Even if these trends reflected pseudo-binary mixtures, the data would still indicate the existence of a ULC capable of driving Pb isotope compositions towards unradiogenic values. Major element concentrations do not document in a straightforward way the petrological nature of ULC-basalt source, but do identify ULC-influenced melts as mostly primitive (~8% MgO). Rare earth element (REE) patterns (Fig. 3a) are more informative, and ULC-influenced basalt samples present patterns atypical for MORB and different from Garrett, Pitcairn and SWIR lavas. These samples feature in spidergrams (Fig. 3) hump-shaped, convex patterns, slightly depleted both in light REE and heavy REE, with positive Eu, Ba

and Sr anomalies, as well as Th and U depletions (Fig. 3b; Supplementary Fig. 3).

Discussion

The low LREE concentrations in the ULC samples are consistent with relatively high degrees of partial melting and/or very depleted sources. Moreover, the association of coinciding Eu, Sr and Ba enrichments can be directly attributed to the involvement of cumulative plagioclase in the source, a common feature of gabbros^{10,16} and of some rare East African rift basalts¹⁷. This primarily gabbroic imprint on the ULC source is illustrated by Fig. 4, where clear correlations can be observed between Pb isotopes (proxy for the ULC component) and geochemical ratios that serve as typical plagioclase markers: $(\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3)$, (Eu/Eu^*) and (Sr/Eu^*) . The involvement of gabbroic (plagioclase cumulates) material has been previously proposed for plume melts^{18–20}, however, plagioclase is not stable at the pressure and temperature range of mantle melting under mid ocean ridges. The material involved in this source is therefore more likely meta-gabbroic pyroxenites retaining a signature of 'ghost plagioclase'²⁰ than actual gabbros. Indeed, the hump-shaped REE patterns observed here are also common features of clinopyroxenes and pyroxenites²¹.

The absence of depletion in the heaviest REE (Yb and Lu) in Fig. 3 (and Supplementary Fig. 3) indicates that residual garnet was not present during ULC melt extraction. This is rather unexpected since, because of their alumina content, the metamorphic transformation of plagioclase cumulates into pyroxenites should involve garnet formation. The lack of a garnet signature in ULC basalts, implies that either these minerals were removed from the pyroxenites well before they entered the mantle, or more unlikely, were totally exhausted during the extraction of EPR MORB.

It can be delicate to use MORB concentration data to quantitatively model partial melting processes, and thus source composition because of the complex mixing processes that occur during both melting and liquid extraction. Nevertheless, relatively simple non-modal batch melting of metagabbroic clinopyroxenites may account for the trace element signature of ULC-influenced samples. In Fig. 3b, the trace element signature of the most ULC-influenced sample (10-PUB16-05) seems to be well represented by a 1:4 mixture of peridotite melt (represented by the average of neighbouring MORB) with a melt that was extracted after 20% partial melting of pyroxenites (Fig. 3b; Supplementary Table 1). This satisfactory fit suggests that it is possible that this atypical mantle heterogeneity is largely constituted of metagabbroic pyroxenites. However, the origin of the ULC's peculiar Pb isotope signature remains to be explained. Extrapolations of the source Pb, Hf, Nd and Sr isotope compositions are presented in Figs 1b,d and 2d–f (and Supplementary Table 2). Such unradiogenic Pb signatures depend on time-integrated father/daughter depletions (depressed U/Pb and Th/Pb ratios) to slow down daughter isotope production rates. The ULC reservoir must have thus been either poor in both U and Th, or significantly enriched in Pb. The second condition can be satisfied by the involvement of very large amounts of plagioclase¹⁸ (U/Pb 0.01) or even more easily, of sulphides in which Pb is even more concentrated relative to Th and U by its chalcophilic nature. Recent investigations focused on the Re, Os and Pb isotope compositions of abyssal peridotite sulphides^{11,22} demonstrate that the Pb isotope composition of the BSE may be largely balanced by unradiogenic Pb contained by sulphides in the mantle. However, the refractory nature of sulphide-bearing abyssal peridotites^{11,22} render them unlikely to be involved in the source of EPR 15.4°N basalts. Furthermore, the ULC is more

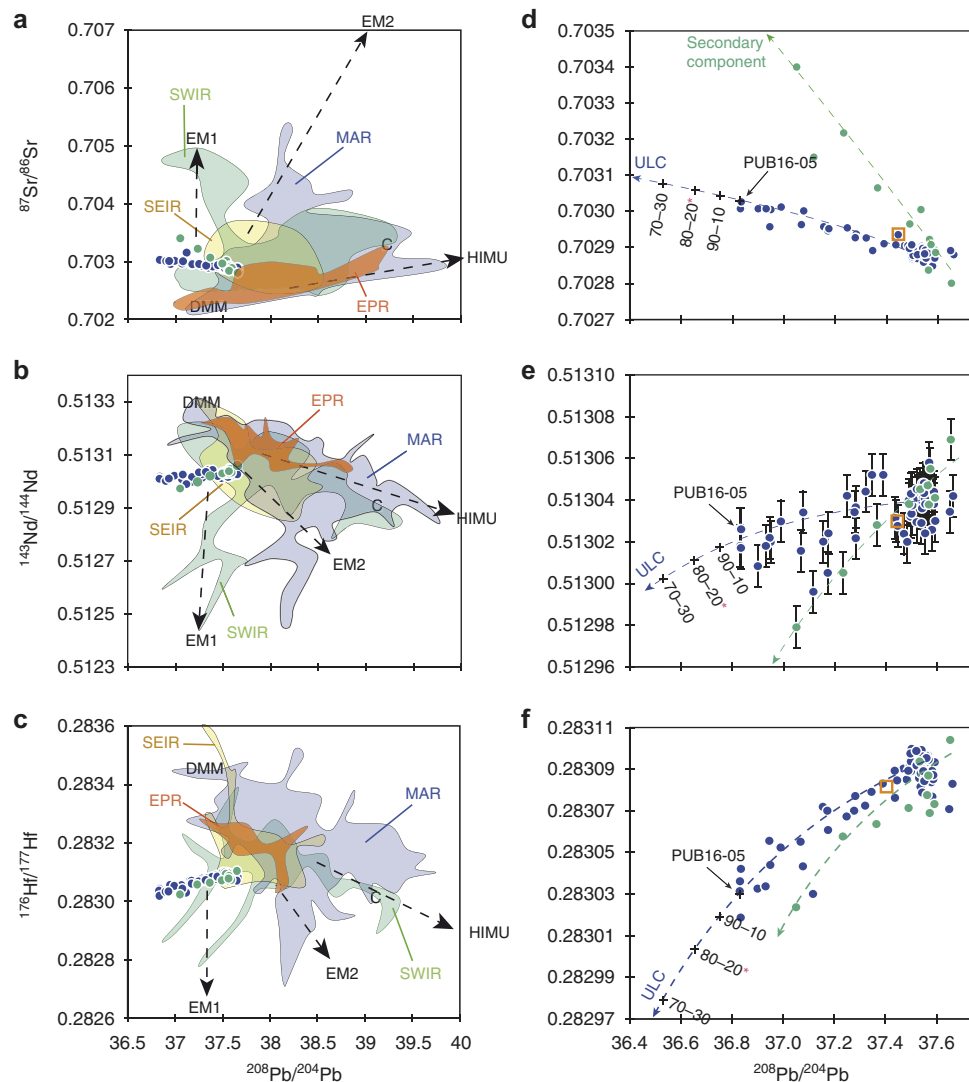


Figure 2 | Multiple isotope compositions. Isotope compositions of Sr (**a**, enlargement in **d**), Nd (**b**, enlargement in **e**) and Hf (**c**, enlargement in **f**) versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Coloured fields represent the isotopic composition of MORB from various oceanic domains (SEIR: South East Indian Ridge⁵¹, SWIR: South West Indian Ridge⁵¹, MAR: Mid-Atlantic Ridge⁵² and EPR: East Pacific Rise⁵¹). The blue and green circles in all diagrams demonstrate two different mixing trends, one between ambient mantle and unradiogenic lead component (ULC, blue circles), and one between ambient mantle and a secondary Mathematician seamount component (green circles). The mixing trends between ambient mantle and ULC component (blue lines) can be clearly distinguished in multiple isotope spaces from the mixing trend between ambient mantle and a secondary enriched Mathematician seamount component (green lines). The mantle end-members: DMM (depleted MORB mantle), EM1 (enriched mantle type-1), EM2 (enriched mantle type-2) and HIMU (high- μ) are reported from ref. 2. The common (C) component is reported from ref. 15. Black crosses indicate the ULC composition assuming 90–10%, 80–20% (*preferred value) and 70–30% source mixtures for sample 10-PUB16-05 (see Supplementary Table 2). The orange square represents the mean composition of the study samples. Error bars correspond to the external reproducibility of isotope compositions (only visible on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and smaller than the symbols for all other ratios).

geochemically enriched than ultra-depleted residual peridotites^{8,10,23}. Alternatively, sulphides are also common phases in ultramafic xenoliths found in the context of continental magmatic arcs^{24,25} and may strongly influence the transfer of chalcophile elements and the composition of the sub-continental lithosphere. For example, Lee *et al.*²⁴ argue that sulphides contained in cumulative and residual continental arc roots constitute the balancing parameter of the upper continental crust's Cu budget. Over the course of time, magmatic inflation and lithospheric shortening induce root arc thickening and the progressive burial of this material, melt fractionation, and frequently the establishment of thick metagabbroic sulphide-bearing pyroxenite roots²⁴. Their high density (denser than plagioclase cumulates) makes them gravitationally unstable and

they may be re-injected into the mantle, therefore contributing to the development of mantle heterogeneities^{26,27}. Large amounts of lower crustal sulphide-bearing material may thus be continuously recycled into and sequestered in the upper mantle, and would constitute a highly unradiogenic Pb reservoir that is prone to melting. Their presence beneath EPR 15.4°N is one possible explanation for the ULC source composition.

Such a scenario for the ULC requires geochemical evidence for both ancient timing and continental inheritance. The high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio relative to $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in the samples supports the idea that the chronometer was stopped early in Earth's history (prior to ca. 2 Ga), when the production rate of ^{207}Pb was higher than those of ^{206}Pb and ^{208}Pb . Furthermore, $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios (Supplementary Table 3) in ULC-influenced

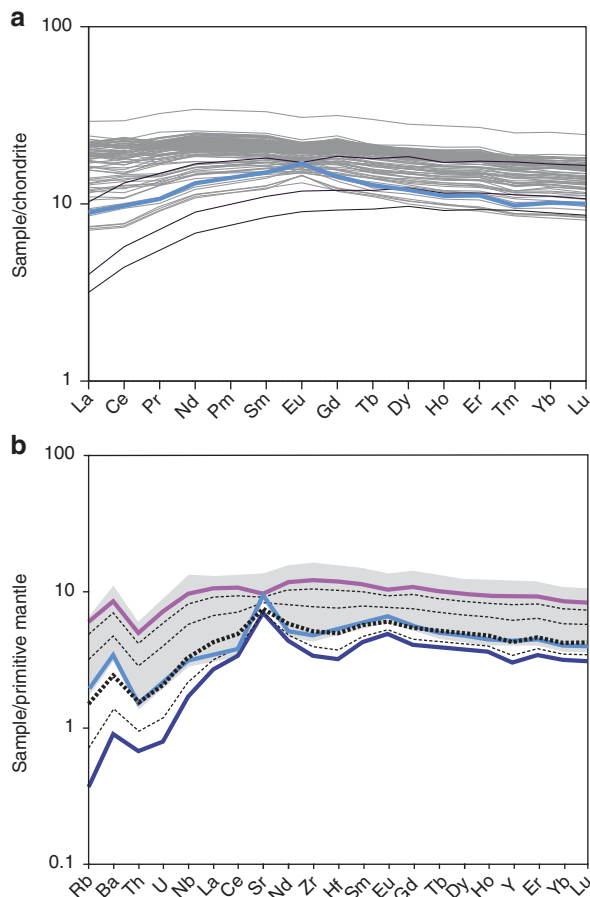


Figure 3 | Trace element compositions. (a) Rare Earth element compositions normalized to CI chondrite. Blue line represents the most ULC (unradiogenic lead component)-influenced sample, 10-PUB16-05. Some samples from the Garrett fracture zone are plotted as thin black lines for comparison. (b) Spider diagram of trace element mixing models normalized to the primitive Mantle⁵⁴. The dark blue line corresponds to a 20% partial melt of a clinopyroxenite source. The light blue line represents the most ULC-influenced sample, 10-PUB16-05. Ambient mantle melt is represented here as a pink line and corresponds to the average composition of 40 MORB samples chosen around the intersection of the two trends in Figs 1 and 2. The grey field represents the whole data set. Dashed lines correspond to the result of mixing in various proportions of the metagabbroic clinopyroxenite melt with the ambient melts (see Supplementary Table 1). The preferred values for the model (reproducing sample 10-PUB16-05, light blue line) correspond to a mixture of 4:1 metagabbroic clinopyroxenite melt with ambient melts.

samples are systematically and significantly higher than values typical of MORB and OIB (R/R_a down to 5.6), suggesting a highly degassed source consistent with a continental inheritance²⁸. The samples also display $Eu/Eu^* > 1$ and low Ce/Pb ratios that are typical of lower continental crust material^{29,30}. While lower continental material has already been detected in the source of Indian Ocean MORB^{5,31}, this is the first occurrence for basalts coming from a Pacific spreading centre. Furthermore, unlike these peculiar Indian Ocean MORB, ULC-influenced samples have very low $^{208}Pb/^{204}Pb$ for given $^{207}Pb/^{204}Pb$ ratios, and thus reflect a distinct geochemical signature for recycled continental material. The combination of all these geochemical properties together, therefore characterizes a source that is more compatible with re-injected fertile ultramafic cumulates (that underwent metamorphism) of continental arc root origin than with recycled

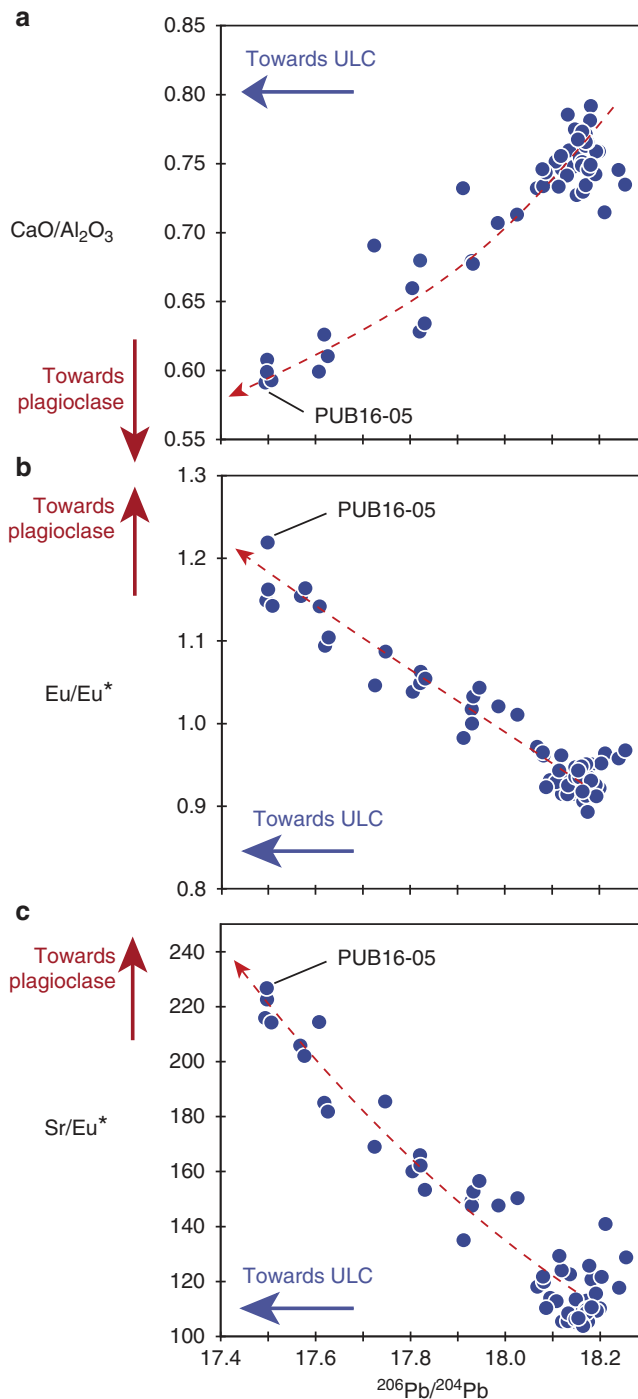


Figure 4 | Ghost plagioclase signature. Geochemical indicators of plagioclase involvement: (a) CaO/Al_2O_3 , (b) Eu/Eu^* and (c) Sr/Eu^* , as functions of $^{206}Pb/^{204}Pb$, used here as a proxy for the unradiogenic lead component (ULC). Only samples from the ambient mantle-ULC mixing trend (blue circles and lines in Figs 1 and 2) are represented. All diagrams highlight the coincidence of the unradiogenic Pb signature with the geochemical imprint of 'ghost plagioclase'.

lower oceanic crust. Basalts from EPR 15.4°N therefore appear to be magmatic witnesses of a fertile (compared with abyssal peridotites) and hidden Pb reservoir that, in addition to refractory peridotites, helps balance the radiogenic Pb isotope excess of the BSE. However, since its exact geochemical composition remains speculative, its actual contribution to the Pb paradox is difficult to

assess. Nevertheless it is most probably minor, considering the rarity of ULC signature in MORB.

The fact that this geochemical signature has never been sampled before despite decades of seafloor geochemical exploration may suggest that such material is exceptional and volumetrically insignificant within the mantle. However, a second possibility arises in the specific geodynamical setting of the EPR at 15.4°N. The ridge in this area is the shallowest and widest of the entire EPR³² and connects to the Mathematician seamounts chain. Both the geochemical signatures of MORB and geophysical observations (thicker and more shallow seismic Axial Magma Chamber reflector³³, ‘bulls-eyed’ negative-mantle Bouguer anomalies (MBA)^{34,35}, two successive ridge axis jumps during the last 300 ky³³) strongly support ridge-hotspot interaction in this area. In this particular setting, ridge migration in the hotspot source direction is possible³⁶ and hotspot material is commonly assumed to be drained preferentially towards the spreading axis³⁷, therefore increasing the magmatic activity of the segment. This allows its contribution to become progressively dominant in the pool melt composition. Indeed, trace element modelling suggests that to account for the trace element composition of ULC-influenced samples, hotspot melt contribution may have at times exceeded 80%. The relatively primitive nature of these basalts (~8% MgO) seems to argue for short crustal residence times, which most likely facilitate the preservation of the peculiar signature³⁸. If so, it suggests that the tapping of the otherwise-silent mantle ULC signature in MORB involves the combination of several conditions: (1) abundant fertile material carrying a ULC-type signature, (2) the proximity of a hotspot and a ridge (preferential drainage of melts towards the ridge) and (3) a rapid transfer to the surface.

Olivine hosted melt inclusions have already demonstrated the extraordinary geochemical variability of the mantle at very small scales³⁹. The limited spatial extent (restricted to <1 km along the ridge axis) of the ULC-influenced basalt flows strongly suggests that detection of this geochemical signature was only made possible by a high-resolution (<1 m) autonomous underwater vehicle bathymetric approach that permitted high precision submersible sampling. In this study, we were able to demonstrate a MORB geochemical variability along a 15-km ridge segment that is comparable to that previously observed for the entire 9,000 km EPR. The new signature found in basaltic glasses is particularly remarkable for its highly unradiogenic Pb composition and its association with enriched Nd, Hf, Sr and degassed He isotopic signatures. Taken together, these properties indicate the recycling of ancient continental meta-gabbros. Our results strongly support the development of future petrological and geochemical studies of ocean volcanism at the same spatial scale as has been used for sub-aerial volcanism.

Methods

Rock sampling. Samples of basaltic glass were collected *in situ* with the French submersible *Nautile* during the PARISUB cruise (RV *L'Atalante* March–April 2010 (ref. 40)). The combination of high precision bathymetric data (autonomous underwater vehicle acquisitions) and the use of the submersible allowed very accurate position determination of each sample (reported in Supplementary Table 4 and illustrated in Supplementary Fig. 1). Volcanic glass chips were handpicked under a microscope and ultrasonically cleaned in ultra pure milli-Q water.

Data acquisition. Major element concentrations were obtained using an ICP-AES Jovin Yvon Ultima 2 at the University of Brest, after a HF-HNO₃ digestion as described in ref. 41. Trace element concentrations were measured with a Thermo Element2 HR-ICP-MS in Brest, after a repeated HF-HClO₄ digestion, and HNO₃ dilutions (see ref. 42 for details). The repeated analysis of the international standard BCR2 demonstrated an external reproducibility better than 5–10% depending on the element and concentration (Supplementary Table 5). Pb, Hf, Sr and Nd isotope compositions were obtained from single HF-HNO₃ dissolutions of 500 mg–1 g of

sample following the protocol described by ref. 43 for Hf, Nd and Pb. Sr was separated from the Nd fraction using Eichrom Sr-specific resin following the protocol of ref. 44 adapted from ref. 45. Pb, Hf and some of the Nd (* in Supplementary Table 3) isotopes were analysed using the Thermo Neptune MC-ICP-MS of Ifremer-Brest. Sr and the rest of Nd isotopes were obtained using a Thermo Triton TIMS at the University of Brest. 2σ internal errors for Hf, Nd and Sr are reported in Supplementary Table 3 and never exceeded the last significant digit (1E-5) in each analysis. Values used for mass bias fractionation corrections were ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl = 2.388; ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.375202; ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 and ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf = 0.7325, for Pb, Sr, Nd and Hf, respectively. Measured values were compared with international standards: NBS981 (ref. 46): ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7007, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4891, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9656; JMC475 (ref. 47): ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282157; La Jolla⁴⁸: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511858; JND1⁴⁸: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512115; and NIST987: ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr = 0.710248. He isotopes were obtained using a noble gas mass spectrometer Nu Noblesse at the Institut de Physique du Globe de Paris following the protocol presented in Moreira *et al.*⁹ All results are reported in Supplementary Table 3 (isotopes), Supplementary Table 6 (major elements) and Supplementary Table 7 (trace elements).

Trace element modelling. We used a simple non-modal batch melting model⁵⁰ combined with liquid–liquid mixing to testify that the partial melting of a metagabbroic clinopyroxenite and subsequent mixing with basaltic melts can generate trace element patterns similar to ULC samples.

$$C_L = \frac{C_0}{D + F(1 - P)} \quad (1)$$

Where C_L represents concentration in the melt, C_0 the initial source rock concentrations, D and P the bulk partition coefficients and F the degree of partial melting.

Global D and P were calculated for a metagabbroic clinopyroxenite constituted of 80% Cpx and 20% Opx and using elemental partition coefficients (K_d) from a combination of several references from the literature reported in Supplementary Table 1. The trace element compositions used for this source is HR-10 gabbro¹⁰ (Supplementary Table 1), because of its similar trace element pattern and its unradiogenic Pb.

LREE element depletion of ULC-influenced basalts, and pyroxenite being more fertile than peridotite, both suggest a high degree of partial melting. We thus decided to set it arbitrarily at 20%. Ambient mantle melt compositions were estimated by averaging 40 sample compositions, picked around the intersection of the blue and green trends of Figs 1 and 2.

All the modelling parameters are summarized in Supplementary Table 1 and results of the calculations are reported in Fig. 3b. The model suggests that 80–20% mixture of the metagabbroic pyroxenite melt and ambient mantle melt, respectively, can convincingly reproduce the most extreme ULC-influenced sample (10-PUB16-05) composition. The model also indicates that the ULC fingerprint on trace elements patterns disappears when the amount of pyroxenite melts in the mixture is <50%.

Isotope modelling. A simple isotope-mixing model has been applied. The basic assumption is that the blue trend of Figs 1 and 2 represents the binary mixture between clinopyroxenite (ULC) melt of unknown isotope composition and an average ambient mantle melt whose isotope compositions correspond to the intersection of the blue and green trends in Figs 1 and 2.

The proportions considered for the ULC melt in 10-PUB16-05 (the extreme end-member of the blue trend) are those obtained based on the trace element modelling: 80% ULC melt + 20% ambient mantle melt. Because this estimation is speculative, we also considered neighbouring ranges of composition (70–30 and 90–10) for comparison. All parameters and results are reported in Supplementary Table 2 and the modelled compositions for ULC are represented in Figs 1 and 2.

References

- White, W. & Hofmann, A. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* **296**, 821–825 (1982).
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. & Whitehead, J. A. Mantle plumes and entrainment: isotope evidence. *Science* **256**, 517–520 (1992).
- Zindler, A. & Hart, S. Chemical Geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 493–571 (1986).
- Hart, S. R. A large-scale isotope anomaly in Southern Hemisphere mantle. *Nature* **309**, 753–757 (1984).
- Hanan, B. B., Blichert-Toft, J., Pyle, D. G. & Christie, D. M. Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge. *Nature* **432**, 91–94 (2004).
- Dupré, B. & Allègre, C. J. Pb–Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* **303**, 142–146 (1983).
- Allegre, C. J. Behavior of U–Th–Pb systems in upper mantle and a model of evolution of upper mantle throughout geologic times. *Geochem. Int. USSR* **6**, 1174 (1969).

8. Malaviarachchi, S. P. K., Makishima, A., Tanimoto, M., Kuritani, T. & Nakamura, E. Highly unradiogenic lead isotope ratios from the Horoman peridotite in Japan. *Nat. Geosci.* **1**, 859–863 (2008).
9. Liu, C.-Z. *et al.* Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature* **452**, 311–316 (2008).
10. Malaviarachchi, S. P. K., Makishima, A. & Nakamura, E. Melt-peridotite reactions and fluid metasomatism in the upper mantle, revealed from the geochemistry of peridotite and gabbro from the Horoman Peridotite Massif, Japan. *J. Petrol.* **51**, 1417–1445 (2010).
11. Warren, J. M. & Shirey, S. B. Lead and osmium isotopic constraints on the oceanic mantle from single abyssal peridotite sulfides. *Earth Planet. Sci. Lett.* **359**, 279–293 (2012).
12. Douglass, J. & Schilling, J.-G. Systematics of three-component, pseudo-binary mixing lines in 2D isotope ratio space representations and implications for mantle plume–ridge interaction. *Chem. Geol.* **163**, 1–23 (2000).
13. Rudge, J. F., MacLennan, J. & Stracke, A. The geochemical consequences of mixing melts from a heterogeneous mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* **114**, 112–143 (2013).
14. Wendt, J. I., Regelous, M., Niu, Y. L., Hekinian, R. & Collerson, K. D. Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* **173**, 271–284 (1999).
15. Hanan, B. B. & Graham, D. W. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* **272**, 991–995 (1996).
16. Perk, N., Coogan, L., Karson, J., Klein, E. & Hanna, H. Petrology and geochemistry of primitive lower oceanic crust from Pito Deep: implications for the accretion of the lower crust at the Southern East Pacific Rise. *Contrib. Mineral. Petrol.* **154**, 575–590 (2007).
17. Barrat, J. A. *et al.* Geochemistry of basalts from Manda Hararo, Ethiopia: LREE-depleted basalts in Central Afar. *Lithos* **69**, 1–13 (2003).
18. Gasperini, D. *et al.* Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* **408**, 701–704 (2000).
19. Chauvel, C. & Hemond, C. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: trace element and Pb isotopic evidence from Iceland. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**, 1001 (2000).
20. Sobolev, A. V., Hofmann, A. W. & Nikogosian, I. K. Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas. *Nature* **404**, 986–990 (2000).
21. Downes, H. Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. *Lithos* **99**, 1–24 (2007).
22. Burton, K. W. *et al.* Unradiogenic lead in Earth's upper mantle. *Nat. Geosci.* **5**, 570–573 (2012).
23. Stracke, A. *et al.* Abyssal peridotite Hf isotopes identify extreme mantle depletion. *Earth Planet. Sci. Lett.* **308**, 359–368 (2011).
24. Lee, C.-T. A. *et al.* Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation. *Science* **336**, 64–68 (2012).
25. Sappin, A. A., Constantin, M. & Clark, T. Origin of magmatic sulfides in a Proterozoic island arc; an example from the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville Province, Canada. *Miner. Deposita* **46**, 211–237 (2011).
26. Arndt, N. & Goldstein, S. L. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics* **161**, 201–212 (1989).
27. Jull, M. & Kelemen, P. B. On the conditions for lower crustal convective instability. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **106**, 6423–6446 (2001).
28. Graham, D. W. in *Noble Gases Geochemistry and Cosmochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* (eds Porcelli, D., Wieler, R. & Ballentine, C.) 247–318 (Mineralogical Society of America, 2002).
29. Rudnick, R. L. & Fountain, D. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* **33**, 267–309 (1995).
30. Rudnick, R. L. & Gao, S. in *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3 (eds Holland, H. D. & Turekian, K. K.) 1–64 (Pergamon, 2003).
31. Escrig, S., Capmas, F., Dupre, B. & Allegre, C. J. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts. *Nature* **431**, 59–63 (2004).
32. Scheirer, D. S. & Macdonald, K. C. Variation in cross-sectional area of the axial ridge along the east pacific rise: evidence for the magmatic budget of a fast spreading center. *J. Geophys. Res.* **98**, 7871–7885 (1993).
33. Carbotte, S. M., Solomon, A. & Ponce-Correa, G. Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'–17°N. *J. Geophys. Res.* **105**, 2737–2759 (2000).
34. Weiland, C. M. & Macdonald, K. C. Geophysical study of the East Pacific Rise 15°N–17°N: an unusually robust segment. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **101**, 20257–20273 (1996).
35. Shah, A. K. & Buck, W. R. The rise and fall of axial highs during ridge jumps. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **111**, B08101 (2006).
36. Mittelstaedt, E., Ito, G. & Behn, M. D. Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **266**, 256–270 (2008).
37. Mittelstaedt, E., Ito, G. & van Hunen, J. Repeat ridge jumps associated with plume–ridge interaction, melt transport, and ridge migration. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **116**, B01102 (2011).
38. Shorttle, O. & MacLennan, J. Compositional trends of Icelandic basalts: implications for short–length scale lithological heterogeneity in mantle plumes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **12**, Q11008 (2011).
39. Rose-Koga, E. F. *et al.* Mantle source heterogeneity for South Tyrrhenian magmas revealed by Pb isotopes and halogen contents of olivine-hosted melt inclusions. *Chem. Geol.* **334**, 266–279 (2012).
40. Gento, P. *et al.* Cruise PARISUB on EPR 16N magmatism and hydrothermalism over a ridge–hotspot interaction. *InterRidge News* **19**, 17–20 (2010).
41. Cotten, J. *et al.* Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* **119**, 115–138 (1995).
42. Li, Z.-X. A. & Lee, C.-T. A. Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: implications for the recycling rate of water by subduction. *Chem. Geol.* **235**, 161–185, 2006).
43. Blichert-Toft, J. *et al.* Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge–hot spot interaction in the North Atlantic. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **6**, Q01E19 (2005).
44. Moynier, F., Agranier, A., Hezel, D. C. & Bouvier, A. Sr stable isotope composition of Earth, the Moon, Mars, Vesta and meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **300**, 359–366 (2010).
45. Fietzke, J. & Eisenhauer, A. Determination of temperature-dependent stable strontium isotope (Sr-88/Sr-86) fractionation via bracketing standard MC-ICP-MS. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**, Q08009 (2006).
46. Todt, W. *et al.* in *Earth Process* (eds Hart, S. R. & Basu, A.) 429–437 (American Geophysical Union, 1996).
47. Blichert-Toft, J. & Albarède, F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**, 243–258 (1997).
48. Tanaka, T. *et al.* JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**, 279–281 (2000).
49. Moreira, M. *et al.* Rare gas systematics on Lucky Strike basalts (37 degrees N, North Atlantic): evidence for efficient homogenization in a long-lived magma chamber system? *Geophys. Res. Lett.* **38**, L08304 (2011).
50. Shaw, D. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 237–243 (1970).
51. Meyzen, C. M. *et al.* Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature* **447**, 1069–1074 (2007).
52. Agranier, A. *et al.* The spectra of isotopic heterogeneities along the mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **238**, 96–109 (2005).
53. Hofmann, A. W. in *Treatise on Geochemistry*, Vol. 2 (eds Holland, H. D. & Turekian, K. K.) 1–44 (Pergamon, 2007).
54. McDonough, W. & Sun, S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223–253 (1995).

Acknowledgements

We thank the RV *L'Atalante* crew and the *Nautilie* team for all the great work performed during the PARISUB 2010 cruise. We also thank M. Moreira, C. Bassoullet, P. Nonnotte, C. Liourzou, E. Ponzeverra and Y. Germain for their great help during the analytical work. Discussions with M. Moreira, D. Graham, B. Hanan, Cin-Ty Lee and F. Albarède were highly appreciated. We thank S. Lalonde and M.A. Gutscher for the careful proof reading of the paper. Finally, we thank the Institut National des Sciences de l'Univers and Conseil Régional de Bretagne for the financial support.

Author contributions

A.A., C.H. and P.G. took part in the sampling; B.M. performed the analytical work; B.M. and A.A. did the data interpretation; B.M. and A.A. wrote the paper.

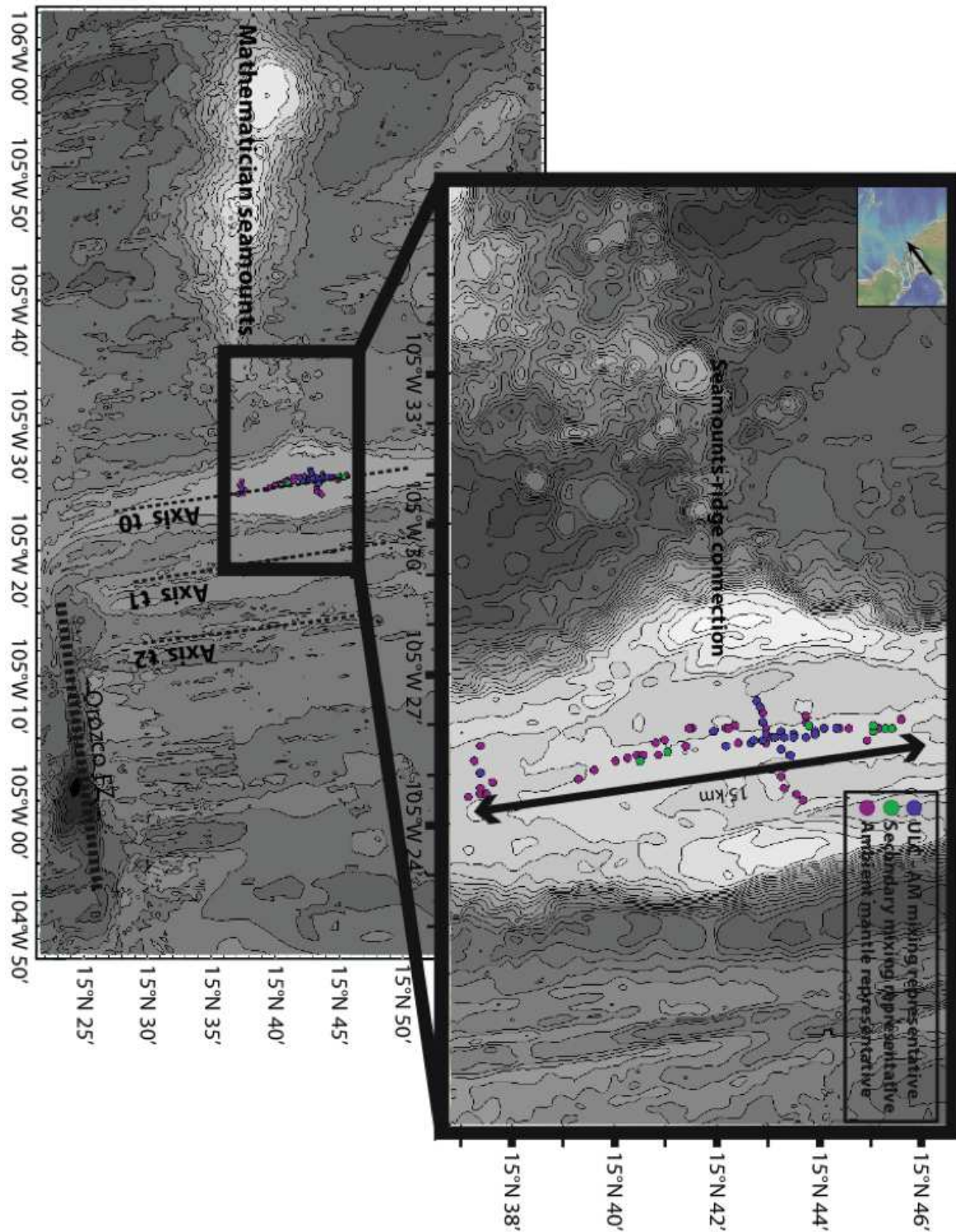
Additional information

Supplementary Information accompanies this paper at <http://www.nature.com/naturecommunications>

Competing financial interests: The authors declare no competing financial interests.

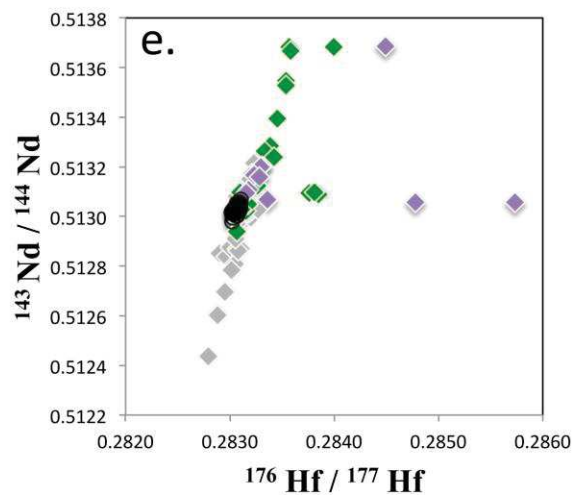
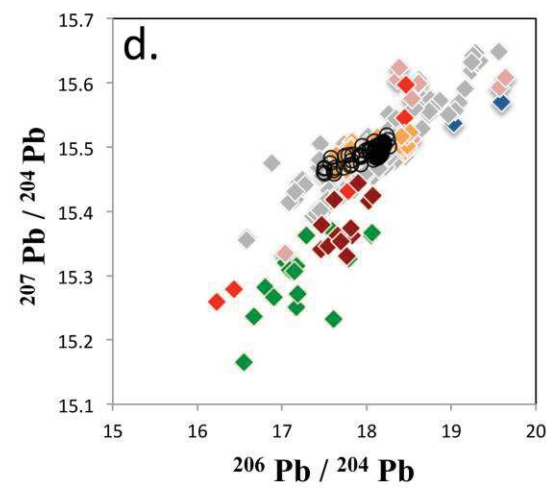
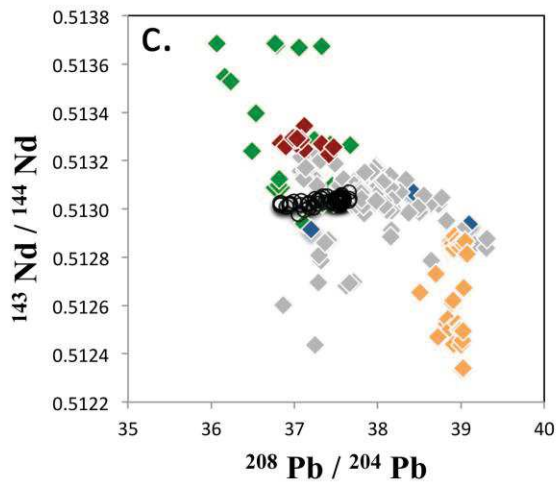
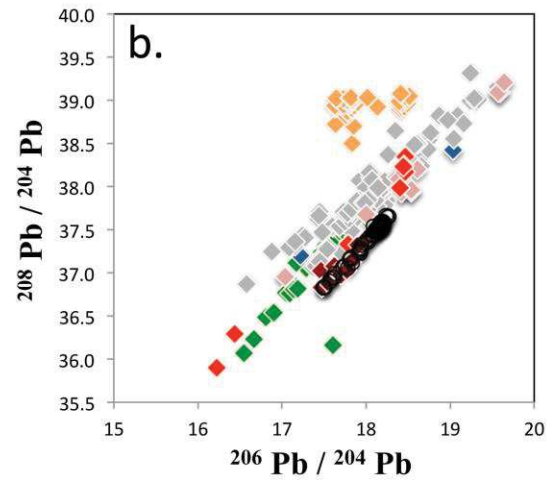
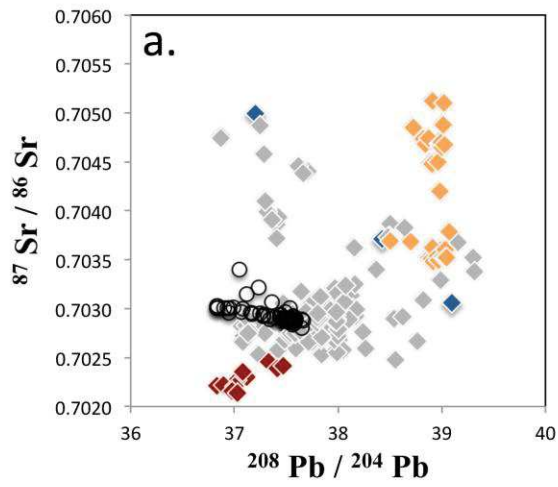
Reprints and permission information is available online at <http://npg.nature.com/reprintsandpermissions/>

How to cite this article: Mougél, B. *et al.* A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise. *Nat. Commun.* 5:4474 doi: 10.1038/ncomms5474 (2014).



Supplementary Figure 1 | Map of the study area

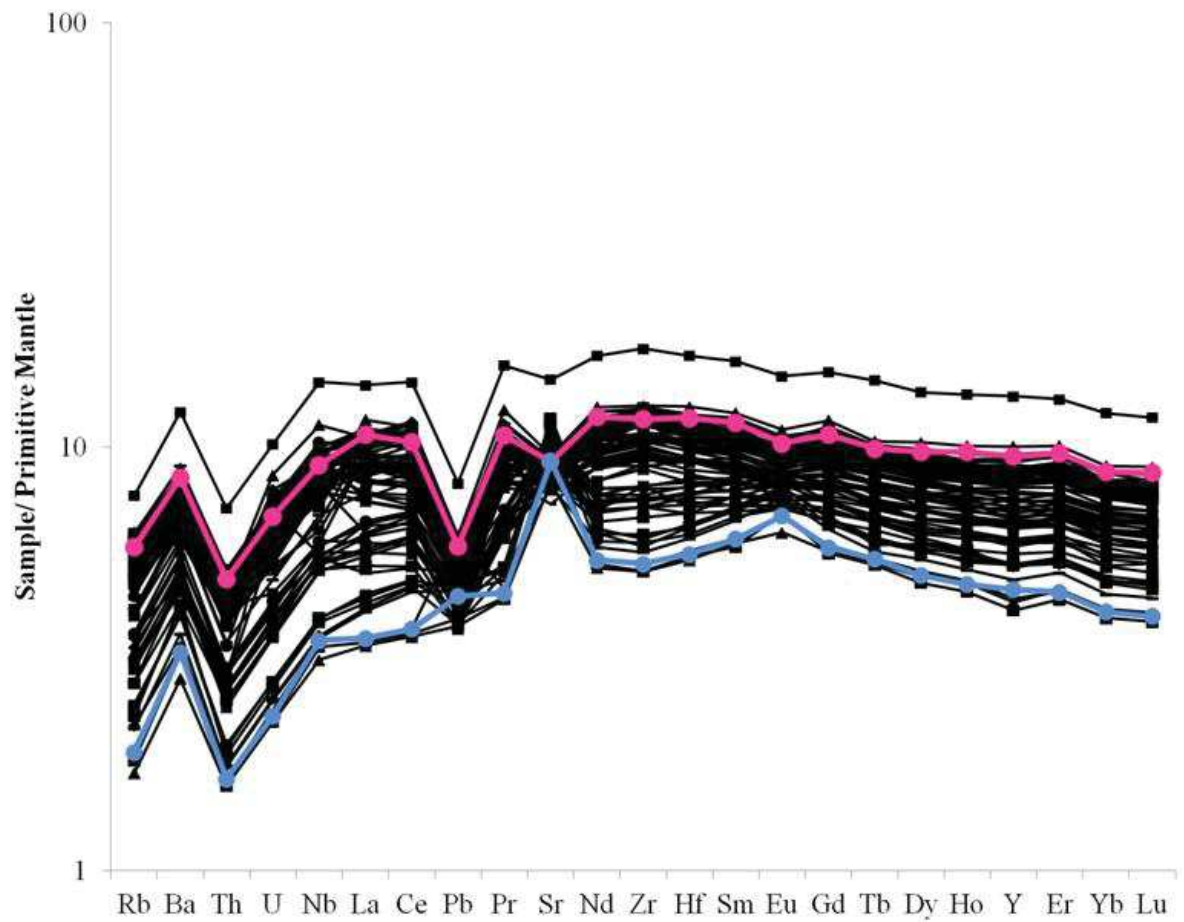
Sample locations and main physiographic features of the study area. Contour interval is 200m (a) and 40m (b). Dashed lines represent the two successive ridge axis jumps from east to west, toward the Mathematician seamounts. Orozco fracture zone is also represented as a thick dashed line. Note that the ULC-influenced basalts are found at the ridge-seamounts connection.



- ◆ SWIR abyssal peridotites ⁷
- ◇ SWIR basalts ¹
- ◆ Horoman peridotites ⁸
- ◇ Abyssal peridotite sulfides ⁹
(SWIR+Gakkel)
- ◆ MAR peridotite sulfides ¹⁰
- ◆ Pitcairn basalts ^{2,3,4}
- ◆ Garret fracture zone basalts ⁵
- ◆ Gakkel ridge abyssal peridotites ⁶
- This study

Supplementary Figure 2 | Isotope comparison to other unradiogenic Pb material

Isotope (Sr, Nd, Pb, Hf) compositions of EPR 15°-16°N samples (open circles) together with data from literature (diamonds) for comparison: basalts from the South West Indian Ridge (SWIR), basalts from Pitcairn Island, abyssal peridotites, Horoman peridotites and abyssal peridotite sulphides (see legend for references). Diagrams (a), (b), (c), (d) and (e) clearly illustrate that none of the cited material has a geochemical signature that can account for the unradiogenic lead component (ULC) trends. For example, on diagrams (a) and (c) samples from Garrett FZ have much more depleted Sr and Nd signatures; Pitcairn samples have comparable $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ but higher $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and more enriched Nd and Sr signatures. Some of the samples from the SWIR have Pb compositions comparable to ULC (b & d) however, diagrams (a) and (c) highlight the lack of overlap between “extreme-ULC” and SWIR samples, when Sr and Nd isotopes are considered. The samples that are the closest in composition ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) to ULC are the peridotites from Horoman, however the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ data on diagram (d) are clearly different and Nd & Hf isotopes are typically more depleted (c & e).



Supplementary Figure 3 | Trace element compositions

Spidergram of trace element compositions normalized to Primitive mantle¹¹. The blue line corresponds to ULC-basalt typical pattern. The pink line corresponds to AM-basalt typical pattern.

Supplementary Table 1 | Trace element modelling

	Kd		Global partition coefficients (calculated)		Source compositions			Mixing results (% pyroxenite melt + % ambient mantle melt)			
	Cpx	Opx	D	P	HR-10 gabbro	Metagabbroic pyroxenite melt	Ambient Mantle melt	90% - 10%	80% - 20%*	50% - 50%	20% - 80%
	12 - 17	18 - 19			20	(calculated)	(measured)				
Rb	0.0006	0.000045	0.000489	0.0004329	0.04	0.200	3.30	0.510	0.820	1.75	2.68
Ba	0.00068	0.00004	0.000552	0.0004904	1.1	5.5	52	10.1	14.8	28.7	42.7
Th	0.003	0.00005	0.00241	0.002161	0.01	0.050	0.368	0.081	0.113	0.209	0.304
U	0.0052	0.00005	0.00417	0.003745	0.003	0.015	0.135	0.027	0.039	0.075	0.111
Nb	0.007	0.0001	0.00562	0.005042	0.21	1.03	5.91	1.52	2.00	3.47	4.94
La	0.042	0.0005	0.0337	0.03025	0.36	1.58	6.36	2.08	2.54	3.98	5.41
Ce	0.09	0.003	0.0726	0.06486	1.32	5.1	16.7	6.4	7.4	11.0	14.4
Sr	0.096	0.009	0.0786	0.0693	32.9	124	178	133	135	153	168
Nd	0.19	0.007	0.1534	0.13694	1.56	4.79	13.6	5.9	6.5	9.3	11.8
Zr	0.128	0.013	0.105	0.09242	9.1	31.8	118	41	49	75	101
Hf	0.23	0.013	0.1866	0.16586	0.28	0.792	3.12	1.06	1.26	1.98	2.66
Sm	0.28	0.01	0.226	0.2018	0.58	1.50	4.27	1.86	2.06	2.93	3.73
Eu	0.355	0.013	0.2866	0.25586	0.25	0.574	1.47	0.774	0.753	1.04	1.30
Gd	0.37	0.016	0.2992	0.26672	0.847	1.90	5.45	2.37	2.61	3.74	4.77
Tb	0.382	0.021	0.3098	0.27546	0.152	0.334	0.931	0.415	0.454	0.644	0.816
Dy	0.402	0.025	0.3266	0.28994	1.03	2.20	6.04	2.72	2.97	4.19	5.30
Ho	0.41	0.029	0.3338	0.29578	0.22	0.464	1.29	0.575	0.629	0.894	1.13
Y	0.421	0.025	0.3418	0.30362	5.37	11.2	36.7	14.4	16.3	24.3	31.8
Er	0.422	0.041	0.3458	0.30466	0.63	1.30	3.76	1.62	1.79	2.57	3.28
Yb	0.432	0.047	0.355	0.31198	0.59	1.20	3.47	1.50	1.65	2.37	3.03
Lu	0.439	0.052	0.3616	0.31712	0.09	0.181	0.519	0.225	0.248	0.356	0.453

Supplementary Table 2 | Isotope modelling

	Most ULC- influenced mixture 10-PUB16-05 (measured)	Endmember 1 : "Ambient Mantle" (measured)	Endmember 2 : ULC (calculated)		
			70%-30%	80%-20%*	90%-10%
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70303	0.70287	0.70307	0.70306	0.70304
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51303	0.51304	0.51300	0.51301	0.51302
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.49	18.16	17.21	17.33	17.42
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.46	15.5	15.44	15.45	15.46
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36.83	37.55	36.53	36.65	36.75
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.28302	0.28309	0.28298	0.28300	0.28302
[C](ppm)			(estimated from trace element model table S6)		
Sr	233	170		260	
Nd	7.84	12.2		5.97	
Pb	0.714	0.7		0.720	
Hf	1.83	2.8		1.41	

Supplementary Table 3 | Isotope compositions

Sample name	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	2σ	R/Ra	2σ
10PUB16-04	0.702937	7E-06	0.513037	8E-06	0.283070	5.E-06	17.929	15.486	37.282	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	0.283078	4.E-06	17.944	15.494	37.307	-	-	-	-
10PUB16-05	0.703026	8E-06	0.513026	8E-06	0.283031	4.E-06	17.494	15.461	36.831	120424	2008	6.0	0.1
10PUB17-10	0.702905	6E-06	0.513024	1E-05	0.283090	4.E-06	18.095	15.484	37.470	-	-	-	-
10PUB17-07	0.702887	7E-06	0.513032	7E-06	0.283092	4.E-06	18.120	15.483	37.496	-	-	-	-
10PUB20-04	0.702930	7E-06	0.513030	9E-06	0.283076	3.E-06	18.068	15.498	37.438	-	-	-	-
10PUB20-03	0.702869	8E-06	0.513044	1E-05	0.283094	4.E-06	18.136	15.483	37.500	-	-	-	-
10PUB20-12	0.702895	7E-06	0.513038	8E-06	0.283086	4.E-06	18.152	15.486	37.532	-	-	-	-
10PUB19-09	0.702903	6E-06	0.513041	8E-06	0.283082	4.E-06	18.166	15.488	37.538	-	-	-	-
10PUB22-10	0.702926	6E-06	0.513022	8E-06	0.283077	6.E-06	17.930	15.473	37.282	112196	2090	6.4	0.12
10PUB22-09	0.702957	6E-06	0.513020	9E-06	0.283072	5.E-06	17.805	15.471	37.156	-	-	-	-
10PUB22-13	0.703007	6E-06	0.513026	1E-05	0.283042	5.E-06	17.507	15.459	36.835	126762	2224	5.7	0.1
10PUB23-10	0.702868	6E-06	0.513042	5E-06	0.283093	4.E-06	18.152	15.487	37.525	-	-	-	-
10PUB16-10	0.703005	6E-06	0.513020	8E-06	0.283044	4.E-06	17.608	15.464	36.950	120424	2008	6.0	0.1
10PUB16-03	0.702957	6E-06	0.513022	8E-06	0.283056	4.E-06	17.619	15.459	36.946	125008	2162	5.8	0.1
10PUB16-06	0.702946	6E-06	0.513005	7E-06	0.283070	5.E-06	17.820	15.473	37.173	112196	1742	6.4	0.1
10PUB16-07	0.702905	5E-06	0.513020	8E-06	0.283085	4.E-06	18.108	15.495	37.483	-	-	-	-
10PUB16-08	0.702907	7E-06	0.513031	8E-06	0.283089	3.E-06	18.081	15.480	37.437	-	-	-	-
10PUB16-13	0.702869	6E-06	0.513029	8E-06	0.283091	4.E-06	18.146	15.485	37.520	-	-	-	-
10PUB16-11	0.702874	6E-06	0.513043	9E-06	0.283095	4.E-06	18.159	15.491	37.544	-	-	-	-
10PUB17-08	0.702874	8E-06	0.513033	8E-06	0.283089	5.E-06	18.132	15.488	37.500	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	-	-	18.142	15.498	37.522	-	-	-	-
10PUB17-09	0.702963	8E-06	0.513016	9E-06	0.283055	3.E-06	17.724	15.467	37.068	-	-	-	-
10PUB22-05	0.702878	6E-06	0.513037	9E-06	0.283100	7.E-06	18.133	15.489	37.503	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	0.283101	3.E-06	18.145	15.500	37.529	-	-	-	-
10PUB22-07	0.702927	6E-06	0.513034	1E-05	0.283070	3.E-06	17.933	15.485	37.278	-	-	-	-
10PUB22-14	0.703012	6E-06	0.513030	8E-06	0.283052	4.E-06	17.626	15.468	36.990	-	-	-	-
10PUB23-09	0.702848	8E-06	0.513026	8E-06	0.283084	4.E-06	18.211	15.503	37.580	-	-	-	-
10PUB22-04	0.702952	6E-06	0.513024	9E-06	0.283061	5.E-06	17.821	15.480	37.176	-	-	-	-
10PUB22-08	0.703007	6E-06	0.513018	8E-06	0.283036	3.E-06	17.498	15.467	36.831	123091	2096	5.9	0.1
10PUB21-01	0.703150	6E-06	0.512996	7E-06	0.283030	2.E-05	17.831	15.488	37.117	112196	2090	6.4	0.12
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	-	-	17.832	15.490	37.123	-	-	-	-
10PUB21-02	0.702882	6E-06	0.513048	7E-06	0.283095	4.E-06	18.164	15.497	37.543	-	-	-	-
10PUB21-04	0.702876	6E-06	0.513043	8E-06	0.283097	5.E-06	18.173	15.503	37.565	-	-	-	-
10PUB20-09	0.702878	6E-06	0.513043	5E-06	0.283096	3.E-06	18.171	15.497	37.559	-	-	-	-
10PUB20-07	0.702897	6E-06	0.513040	6E-06	0.283089	4.E-06	18.119	15.499	37.489	-	-	-	-
10PUB20-02	0.702878	8E-06	0.513039	5E-06	0.283093	5.E-06	18.171	15.497	37.558	106256	1876	6.8	0.12
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	0.283095	4.E-06	18.176	15.501	37.570	-	-	-	-
10PUB15-04	0.702888	6E-06	0.513041	5E-06	0.283092	3.E-06	18.149	15.494	37.522	105790	1858	6.8	0.12
10PUB15-03	0.702954	8E-06	0.513042	6E-06	0.283067	4.E-06	17.912	15.488	37.248	-	-	-	-
10PUB13-07	0.702872	8E-06	0.513047	8E-06	0.283087	9.E-06	18.171	15.499	37.563	-	-	-	-
10PUB14-04	0.702859	8E-06	0.513039	6E-06	0.283079	9.E-06	18.182	15.493	37.544	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	0.283089	3.E-06	18.186	15.500	37.566	-	-	-	-
10PUB14-06	0.702877	6E-06	0.513029	7E-06	0.283088	8.E-06	18.180	15.491	37.538	103814	1790	7.0	0.12
10PUB14-07	0.702876	1E-05	0.513048	6E-06	0.283090	8.E-06	18.165	15.495	37.548	-	-	-	-
10PUB24-02	0.702837	8E-06	0.513047	8E-06	0.283078	8.E-06	18.191	15.499	37.563	-	-	-	-
10PUB24-03	0.703065	8E-06	0.513028	6E-06	0.283064	7.E-06	18.022	15.494	37.365	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	0.283070	4.E-06	18.029	15.496	37.380	-	-	-	-
10PUB24-05	0.703217	6E-06	0.513005	7E-06	0.283058	7.E-06	17.928	15.487	37.233	-	-	-	-
10PUB24-07	0.702888	8E-06	0.513030	6E-06	0.283093	9.E-06	18.199	15.506	37.593	106727	1892	6.8	0.12
10PUB24-08	0.702965	7E-06	0.513038	8E-06	0.283071	9.E-06	18.108	15.502	37.491	-	-	-	-

Sample name	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	2 σ	R/Ra	2 σ
10PUB24-09	0.703400	6E-06	0.512979	1E-05	0.283024	7.E-06	17.780	15.487	37.051	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	-	-	0.283023	3.E-06	17.781	15.489	37.060	-	-	-	-
10PUB24-10	0.702878	6E-06	0.513024	8E-06	0.283085	6.E-06	18.163	15.500	37.553	103963	2094	7.0	0.14
10PUB19-02	0.703026	8E-06	0.513017	1E-05	0.283019	9.E-06	17.497	15.468	36.834	-	-	-	-
10PUB19-06	0.702908	7E-06	0.513055	8E-06	0.283069	9.E-06	18.189	15.503	37.574	-	-	-	-
10PUB19-07	0.702886	8E-06	0.513041	8E-06	0.283073	7.E-06	18.196	15.508	37.591	-	-	-	-
10PUB19-10	0.702898	9E-06	0.513043	7E-06	0.283095	8.E-06	18.086	15.509	37.538	-	-	-	-
10PUB19-11	0.702886	7E-06	0.513058	5E-06	0.283095	8.E-06	18.171	15.504	37.568	-	-	-	-
10PUB19-12	0.702878	8E-06	0.513042	5E-06	0.283077	8.E-06	18.191	15.506	37.583	104716	1822	6.9	0.12
10PUB14-01	0.702884	7E-06	0.513044	6E-06	0.283095	8.E-06	18.177	15.503	37.556	-	-	-	-
10PUB14-02	0.702893	6E-06	0.513044	4E-06	0.283085	1.E-05	18.193	15.504	37.587	-	-	-	-
10PUB14-03	0.702877	9E-06	0.513040	5E-06	0.283089	9.E-06	18.174	15.507	37.582	-	-	-	-
10PUB14-05	0.702907	6E-06	0.513043	6E-06	0.283097	7.E-06	18.114	15.499	37.498	-	-	-	-
10PUB15-01	0.702897	8E-06	0.513036	5E-06	0.283099	4.E-06	18.157	15.498	37.541	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	0.513044	2E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-05	0.702891	8E-06	0.513052	7E-06	0.283079	4.E-06	17.986	15.494	37.346	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	-	-	0.513044	2E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-07	0.702801	7E-06	0.513069	7E-06	0.283104	4.E-06	18.267	15.501	37.653	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	0.702804	7E-06	0.513065	2E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-08	0.702910	7E-06	0.513052	5E-06	0.283083	4.E-06	18.026	15.497	37.390	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	0.702918	1E-05	0.513037	3E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-09	0.702935	8E-06	0.513028	2E-06	0.283085	4.E-06	18.080	15.493	37.446	-	-	-	-
10PUB17-02	0.703007	6E-06	0.513008	2E-06	0.283033	5.E-06	17.568	15.475	36.901	-	-	-	-
10PUB17-03	0.703007	8E-06	0.513018	8E-06	0.283034	3.E-06	17.577	15.484	36.932	-	-	-	-
10PUB17-04	0.702870	8E-06	0.513038	2E-06	0.283087	3.E-06	18.203	15.508	37.587	-	-	-	-
10PUB17-05	0.702926	8E-06	0.513044	2E-06	0.283072	3.E-06	17.945	15.502	37.321	-	-	-	-
10PUB17-06	0.703001	1E-05	0.513034	4E-06	0.283043	3.E-06	17.747	15.486	37.078	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	0.702989	8E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB18-03	0.702922	7E-06	0.513038	2E-06	0.283087	3.E-06	18.176	15.505	37.568	-	-	-	-
<i>duplicate</i>	0.702890	7E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB18-05	0.702874	8E-06	0.513041	1E-06	0.283096	5.E-06	18.171	15.496	37.545	-	-	-	-
10PUB18-07	0.702878	7E-06	0.513037	2E-06	0.283090	5.E-06	18.185	15.499	37.558	-	-	-	-
10PUB18-08	0.702892	6E-06	0.513041	1E-06	0.283084	4.E-06	18.182	15.496	37.552	-	-	-	-
10PUB19-03	0.702880	8E-06	0.513045	2E-06	0.283099	8.E-06	18.149	15.495	37.521	-	-	-	-
10PUB21-05	0.702870	6E-06	0.513038	6E-06	0.283095	6.E-06	18.161	15.501	37.554	-	-	-	-
10PUB21-07	0.702884	5E-06	0.513047	5E-06	0.283095	5.E-06	18.164	15.502	37.561	-	-	-	-
10PUB21-08	0.703005	7E-06	0.513045	5E-06	0.283094	5.E-06	18.163	15.493	37.534	-	-	-	-
10PUB21-10	0.702882	6E-06	0.513043	5E-06	0.283089	6.E-06	18.155	15.501	37.548	-	-	-	-
10PUB21-11	0.702880	7E-06	0.513042	5E-06	0.283083	5.E-06	18.240	15.519	37.662	-	-	-	-
10PUB21-12	0.702891	5E-06	0.513034	7E-06	0.283071	7.E-06	18.255	15.512	37.649	-	-	-	-

Supplementary Table 4 | Sample locations

Sample	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Sample	Latitude (°N)	Longitude (°W)
10PUB16-04	15.720	105.429	10PUB24-02	15.749	105.428
10PUB16-05	15.722	105.429	10PUB24-03	15.751	105.431
10PUB17-10	15.711	105.427	10PUB24-05	15.751	105.433
10PUB17-07	15.715	105.428	10PUB24-07	15.753	105.432
10PUB20-04	15.662	105.417	10PUB24-08	15.755	105.432
10PUB20-03	15.660	105.418	10PUB24-09	15.757	105.432
10PUB20-12	15.671	105.422	10PUB24-10	15.760	105.435
10PUB19-09	15.703	105.432	10PUB19-02	15.703	105.426
10PUB22-10	15.725	105.430	10PUB19-06	15.706	105.433
10PUB22-09	15.725	105.429	10PUB19-07	15.704	105.432
10PUB22-13	15.732	105.431	10PUB19-10	15.699	105.431
10PUB23-10	15.729	105.434	10PUB19-11	15.692	105.432
10PUB16-10	15.739	105.432	10PUB19-12	15.691	105.432
10PUB16-03	15.719	105.429	10PUB14-01	15.623	105.426
10PUB16-06	15.725	105.429	10PUB14-02	15.621	105.421
10PUB16-07	15.729	105.429	10PUB14-03	15.623	105.417
10PUB16-08	15.732	105.430	10PUB14-05	15.623	105.412
10PUB16-13	15.743	105.432	10PUB15-01	15.716	105.432
10PUB16-11	15.740	105.432	10PUB15-05	15.721	105.425
10PUB17-08	15.715	105.428	10PUB15-07	15.722	105.419
10PUB17-09	15.712	105.428	10PUB15-08	15.724	105.423
10PUB22-05	15.718	105.429	10PUB15-09	15.730	105.433
10PUB22-07	15.721	105.431	10PUB17-02	15.713	105.441
10PUB22-14	15.735	105.432	10PUB17-03	15.714	105.439
10PUB23-09	15.729	105.436	10PUB17-04	15.715	105.437
10PUB22-04	15.715	105.428	10PUB17-05	15.715	105.434
10PUB22-08	15.722	105.429	10PUB17-06	15.716	105.430
10PUB21-01	15.675	105.421	10PUB18-03	15.721	105.416
10PUB21-02	15.674	105.423	10PUB18-05	15.722	105.412
10PUB21-04	15.676	105.423	10PUB18-07	15.726	105.410
10PUB20-09	15.667	105.421	10PUB18-08	15.728	105.408
10PUB20-07	15.667	105.421	10PUB19-03	15.707	105.427
10PUB20-02	15.655	105.415	10PUB21-05	15.681	105.423
10PUB15-04	15.716	105.427	10PUB21-07	15.684	105.424
10PUB15-03	15.623	105.417	10PUB21-08	15.684	105.424
10PUB13-07	15.619	105.409	10PUB21-10	15.690	105.426
10PUB14-04	15.627	105.414	10PUB21-11	15.683	105.428
10PUB14-06	15.623	105.410	10PUB21-12	15.680	105.427
10PUB14-07	15.625	105.410			

Supplementary Table 5 | Rock standard BCR-2 repeated measurements (HR ICP MS) through 8 different analytical sessions

	BCR2 (1)	BCR2 (2)	BCR2 (3)	BCR2 (4)	BCR2 (5)	BCR2 (6)	BCR2 (7)	BCR2 (8)	average	std dev %	Certif. Value ²¹
La	24.4	25.2	23.5	24.5	23.5	24.5	24.9	23.9	24.3	3	24.9
Ce	52.3	53.5	54.7	52.7	54.7	52.7	53.1	51.9	53.2	2	52.9
Pr	6.49	6.82	6.47	6.64	6.47	6.64	6.72	6.56	6.60	2	6.70
Nd	28.1	28.9	27.5	28.3	27.5	28.3	28.6	28.5	28.2	2	28.7
Sm	6.30	6.52	6.25	6.48	6.25	6.48	6.55	6.48	6.41	2	6.58
Eu	2.11	2.07	1.95	1.98	1.95	1.98	2.03	1.99	2.01	3	1.96
Tb	1.05	1.06	1.04	1.05	1.04	1.05	1.07	1.07	1.05	1	1.07
Gd	6.57	6.75	6.63	6.66	6.63	6.66	6.81	6.74	6.68	1	6.75
Dy	6.21	6.42	6.18	6.27	6.18	6.27	6.43	6.27	6.28	2	6.41
Ho	1.27	1.28	1.23	1.25	1.23	1.25	1.29	1.28	1.26	2	1.28
Er	3.55	3.64	3.51	3.58	3.51	3.58	3.66	3.58	3.58	2	3.66
Tm	0.524	0.514	0.510	0.526	0.510	0.526	0.522	0.510	0.518	1	0.540
Yb	3.23	3.32	3.17	3.26	3.17	3.26	3.36	3.33	3.26	2	3.38
Lu	0.467	0.489	0.471	0.489	0.471	0.489	0.500	0.491	0.483	2	0.503
Hf	4.73	4.77	4.63	4.77	4.63	4.77	4.86	4.72	4.74	2	4.90
Pb	10.8	10.9	10.5	10.9	10.5	10.9	10.8	10.9	10.8	2	11.0
Th	5.41	5.74	5.47	5.69	5.47	5.69	5.70	5.80	5.62	3	5.70
U	1.66	1.68	1.62	1.69	1.62	1.69	1.69	1.68	1.67	2	1.69
Li	9.5	9.3	9.1	9.1	9.1	9.1	9.2	8.8	9.1	2	9.0
Sc	34.8	32.6	33.2	32.8	33.2	32.8	33.0	27.1	32.4	7	33.0
Ti	13110	13480	13400	12940	13400	12940	13270	12490	13129	3	13500
V	421	414	423	401	423	401	411	386	410	3	416
Co	36.5	36.4	35.6	37.0	35.6	37.0	37.1	33.5	36.1	3	37.0
Ga	22.4	22.2	22.3	22.1	22.3	22.1	22.4	21.5	22.2	1	23.0
Rb	46.2	46.7	47.8	46.8	47.8	46.8	47.0	44.0	46.6	3	46.9
Sr	341	341	341	332	341	332	341	325	337	2	340
Y	37.6	37.9	36.0	35.8	36.0	35.8	38.5	35.7	36.7	3	37.0
Zr	188	187	188	185	188	185	196	180	187	2	184
Nb	13.8	13.7	12.8	12.6	12.8	12.6	13.3	12.9	13.1	4	12.6
Cs	1.10	1.10	1.09	1.10	1.09	1.10	1.10	1.08	1.10	1	1.10
Ba	677	675	675	677	675	677	677	655	674	1	677
U	1.69	1.69	1.64	1.69	1.64	1.69	1.49	1.71	1.66	4	1.69
Sc	34	33	32	31	32	31	28	32	31	5	33
Ti	13610	13110	13210	12950	13210	12950	11428	13120	12948	5	13500
V	422	417	401	392	401	392	359	412	400	5	416
Co	39	38	35	34	35	34	32	36	36	6	37
Zn	140	137	127	127	127	127	101	116	125	10	127

Supplementary Table 6 | Major element compositions

Sample name	(wt %)										Total
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
10PUB16-05	51.1	1.26	16.4	8.8	0.14	7.9	9.7	3.0	0.12	0.13	99.5
10PUB17-10	50.6	1.70	14.6	11.2	0.20	6.9	10.7	3.0	0.26	0.23	100.6
10PUB17-07	50.3	1.79	14.2	11.2	0.20	6.6	10.6	3.0	0.28	0.24	99.8
10PUB20-04	50.9	1.63	14.7	10.0	0.18	7.0	10.8	3.0	0.24	0.21	99.8
10PUB20-03	50.5	1.53	15.0	9.9	0.18	7.4	11.4	2.9	0.24	0.21	100.4
10PUB20-12	50.0	1.81	14.3	11.0	0.20	6.5	10.4	3.1	0.29	0.25	99.0
10PUB19-09	50.4	1.71	14.7	10.9	0.20	6.8	10.7	3.0	0.26	0.24	100.1
10PUB22-10	51.0	1.56	15.2	10.3	0.18	7.0	10.4	3.0	0.21	0.19	100.2
10PUB22-09	50.9	1.46	15.5	9.9	0.17	7.4	10.2	3.0	0.19	0.18	100.1
10PUB22-13	51.4	1.28	16.3	8.9	0.15	7.8	9.7	3.0	0.13	0.13	99.8
10PUB23-10	50.5	1.85	14.2	11.4	0.21	6.5	10.7	3.1	0.30	0.25	100.2
10PUB16-10	51.5	1.29	16.2	9.0	0.15	7.9	9.7	3.0	0.13	0.13	100.0
10PUB16-03	51.0	1.33	16.0	9.2	0.15	7.7	10.0	3.0	0.15	0.15	99.7
10PUB16-06	50.8	1.44	15.8	9.7	0.17	7.4	9.9	3.0	0.18	0.17	99.7
10PUB16-07	50.7	1.65	14.6	11.0	0.20	7.0	11.0	2.9	0.26	0.23	100.9
10PUB16-08	50.3	1.60	14.8	10.8	0.19	7.0	10.9	2.9	0.25	0.22	100.2
10PUB16-13	50.1	1.78	14.4	11.1	0.20	6.7	10.8	3.0	0.29	0.24	99.9
10PUB16-11	50.5	1.83	14.3	11.3	0.20	6.5	10.8	3.1	0.30	0.25	100.3
10PUB17-08	50.3	1.80	14.4	11.1	0.20	6.6	10.7	3.0	0.29	0.25	99.8
10PUB17-09	51.4	1.40	15.3	9.8	0.17	7.5	10.5	2.9	0.17	0.24	100.4
10PUB22-05	51.3	1.78	14.2	11.4	0.21	6.7	11.2	2.9	0.28	0.33	101.6
10PUB22-07	50.6	1.25	16.0	9.2	0.16	8.1	10.8	2.7	0.16	0.22	100.1
10PUB22-14	51.3	1.41	16.1	9.3	0.15	7.7	9.8	3.0	0.17	0.24	100.3
10PUB23-09	49.8	1.37	15.7	9.1	0.17	7.9	11.2	2.8	0.24	0.28	99.7
10PUB22-04	51.2	1.45	15.5	9.9	0.17	7.5	10.5	2.9	0.18	0.24	100.7
10PUB22-08	51.8	1.26	16.4	9.0	0.15	8.1	9.9	3.0	0.12	0.18	100.9
10PUB21-01	51.3	1.17	16.4	8.6	0.14	8.2	10.4	2.9	0.12	0.20	100.3
10PUB21-02	50.5	1.82	14.2	11.4	0.21	6.5	10.7	3.0	0.29	0.36	100.2
10PUB21-04	50.8	1.83	14.2	11.4	0.21	6.6	10.9	3.0	0.29	0.36	100.8
10PUB20-09	50.6	1.80	14.0	11.3	0.20	6.5	10.8	3.0	0.29	0.34	100.1
10PUB20-07	51.0	1.57	14.7	10.0	0.18	7.1	11.1	2.9	0.24	0.30	100.1
10PUB20-02	50.7	1.79	14.1	11.1	0.20	6.5	10.9	3.0	0.29	0.36	100.3
10PUB15-04	50.5	1.76	14.2	11.4	0.21	6.7	11.0	2.9	0.28	0.34	100.5
10PUB15-03	51.4	1.46	14.8	10.0	0.17	7.2	10.8	2.9	0.17	0.23	100.3
10PUB13-07	50.3	1.81	14.2	11.2	0.20	6.5	10.8	3.0	0.29	0.35	100.0
10PUB14-04	50.0	1.50	14.6	9.8	0.16	7.3	11.6	2.8	0.24	0.31	99.4
10PUB14-06	50.1	1.81	14.2	11.1	0.20	6.6	11.1	3.0	0.29	0.37	99.9
10PUB14-07	50.3	1.81	14.2	11.3	0.20	6.6	10.9	3.0	0.29	0.35	100.4
10PUB24-02	49.8	1.46	15.0	9.7	0.18	7.7	11.9	2.8	0.24	0.31	100.1
10PUB24-03	50.9	1.68	15.2	11.0	0.19	7.0	10.4	3.2	0.27	0.18	101.3
10PUB24-05	50.3	1.61	15.2	10.3	0.18	7.4	10.7	2.9	0.22	0.17	100.1
10PUB24-07	50.2	1.76	14.3	11.0	0.20	6.6	10.8	2.9	0.26	0.18	99.6
10PUB24-08	50.2	1.77	14.4	10.9	0.19	6.7	10.6	3.0	0.26	0.18	99.5

Sample name	(wt %)										Total
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
10PUB19-02	51.6	1.28	16.4	8.9	0.15	8.0	9.8	3.0	0.10	0.11	100.3
10PUB19-06	50.8	1.70	14.7	10.9	0.20	6.9	10.9	2.9	0.24	0.17	100.6
10PUB19-07	50.6	1.71	14.8	11.1	0.20	6.8	10.9	3.0	0.25	0.18	100.7
10PUB19-10	50.8	1.81	14.3	11.3	0.20	6.6	10.6	3.0	0.26	0.19	100.4
10PUB19-11	50.6	1.83	14.4	11.3	0.20	6.5	10.5	3.0	0.28	0.19	100.1
10PUB19-12	50.3	1.69	14.3	10.9	0.20	6.8	10.6	2.9	0.24	0.17	99.4
10PUB14-01	51.2	1.46	15.4	10.0	0.18	7.7	11.5	2.8	0.21	0.15	101.7
10PUB14-02	50.9	1.83	14.3	11.3	0.20	6.6	10.8	3.0	0.28	0.19	100.6
10PUB14-03	50.5	1.84	14.1	11.4	0.21	6.5	10.8	3.0	0.27	0.20	100.0
10PUB14-05	50.6	1.57	15.0	10.2	0.18	7.2	11.0	2.9	0.22	0.17	100.1
10PUB15-01	50.7	1.80	14.3	11.5	0.21	6.7	11.1	3.0	0.27	0.19	101.0
10PUB15-05	51.2	1.32	15.8	9.6	0.17	8.2	11.2	2.7	0.16	0.12	101.6
10PUB15-07	50.9	1.38	16.2	9.6	0.18	8.2	12.2	2.7	0.23	0.15	102.7
10PUB15-08	51.0	1.33	16.0	9.5	0.17	8.2	11.4	2.8	0.18	0.13	101.7
10PUB15-09	50.9	1.59	15.0	10.9	0.20	7.3	11.2	2.9	0.24	0.17	101.6
10PUB18-05	51.6	1.85	14.6	11.7	0.21	6.7	11.1	3.1	0.28	0.20	102.7
10PUB18-08	50.8	1.68	14.8	11.0	0.20	7.0	11.1	2.9	0.25	0.18	101.2
10PUB19-03	50.7	1.80	14.2	11.4	0.21	6.7	11.0	3.0	0.28	0.19	100.6
10PUB21-05	51.0	1.81	14.3	11.5	0.21	6.7	11.0	3.0	0.28	0.20	101.3
10PUB21-07	50.6	1.81	14.2	11.4	0.21	6.6	11.0	3.0	0.28	0.19	100.5
10PUB21-10	50.7	1.79	14.3	11.4	0.20	6.7	11.0	3.0	0.28	0.20	100.8
10PUB21-11	51.0	1.65	14.9	10.6	0.19	7.2	11.1	2.9	0.25	0.18	101.0
10PUB21-12	51.0	1.58	15.0	10.4	0.18	7.1	11.0	2.8	0.22	0.16	100.6

Supplementary Table 7 | Trace element compositions

Sample name	(ppm)														
	Li	Sc	Ti	V	Co	Zn	Ga	Gd	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
10PUB16-04	6.6	35.9	8596	256	47.5	80.8	18.6	4.3	2.02	182	27.7	77.9	3.66	0.0186	33.4
10PUB16-05	7.28	30.3	8370	193	46.1	85.5	18.5	3.7	1.39	233	22.6	61.1	2.54	0.0122	28
10PUB17-10	7.07	43	10880	329	46.2	92.4	18.6	5.49	3.18	180	37.1	113	5.8	0.0279	51.4
10PUB17-07	7.43	45	11800	352	45.7	98.3	19.2	5.93	3.44	181	39.5	127	6.3	0.0304	55.4
10PUB20-04	7.2	42.6	10820	314	44.4	91.5	18.6	5.25	2.91	181	35.9	108	5.25	0.0269	46
10PUB20-03	6.6	43.7	10310	316	46.9	85.3	18.2	5.17	3.02	184	35	107	5.4	0.0264	48.7
10PUB20-12	7.3	45	11700	350	42.6	94.1	19	5.9	3.48	181	39.8	128	6.61	0.0316	54.7
10PUB19-09	7.07	44.2	11340	341	45.4	95.4	19.6	5.69	3.31	186	38.3	117	6.06	0.0289	51.7
10PUB22-10	7.3	38.7	10220	279	43	89.2	19.1	4.85	2.5	208	32.3	94.5	4.54	0.0219	42.3
10PUB22-09	7.19	35.6	9346	243	42.8	85.5	18.1	4.43	2.13	205	28.7	83.5	3.84	0.0178	36.6
10PUB22-13	7.28	30.3	8627	202	42.2	85.6	18.2	3.59	1.46	225	22.8	65.2	2.6	0.014	26.5
10PUB23-10	7.83	47	12480	368	47	107	20	6.27	3.74	190	43.1	131	5.32	0.0315	58.9
10PUB16-10	7.21	30.3	8773	201	42.9	87.6	18.6	3.74	1.48	231	22.7	63.6	2.59	0.0142	26.4
10PUB16-03	7.3	34.4	9105	233	44.5	88.8	18.2	4.01	1.79	213	26.1	75.6	3.35	0.0165	31.7
10PUB16-06	7.26	35.4	9642	260	43.3	94.3	19	4.46	2.18	212	29.1	84.4	3.83	0.0191	38.8
10PUB16-07	6.88	43.2	10750	330	44.1	96.9	18.6	5.46	3.08	176	36.5	111	5.57	0.0272	50.4
10PUB16-08	6.75	43.1	10660	323	43.3	94.5	18.7	5.27	2.98	182	36.4	108	5.44	0.0268	50.1
10PUB16-13	7.51	45.9	12000	361	44.7	100	19.1	6.07	3.57	187	40.7	128	6.34	0.0317	57.2
10PUB16-11	7.32	45.1	11930	358	44	99.3	19	5.98	3.58	184	41.3	129	6.55	0.0324	56.9
10PUB17-08	7.28	45.6	9799	331	44.7	101	19	5.86	3.39	180	40.3	122	4.75	0.0362	56.1
10PUB17-09	7.18	34.4	9273	244	43.2	94	18.1	4.32	1.97	210	28.2	79.4	3.53	0.0176	34.5
10PUB22-05	7.43	43.8	11780	348	44	105	18.9	5.81	3.48	184	40.9	122	5.97	0.0291	55.7
10PUB22-07	6.25	35.2	8077	241	45.3	84	17.1	4.03	1.86	176	25.5	75.8	3.52	0.0177	30
10PUB22-14	7.03	30.1	8650	225	42.4	92.2	18.2	4.06	1.9	214	25	78.4	3.48	0.0164	30.1
10PUB23-09	5.75	39.6	8954	296	45.6	83.1	17.4	4.63	2.92	190	29	97.9	5.38	0.026	46.5
10PUB22-04	7.07	34.5	9099	264	43.6	93.7	18.2	4.41	2.09	203	28	80.9	3.59	0.0181	35.9
10PUB22-08	6.92	28.2	7847	186	42.4	82.2	17.6	3.48	1.3	224	20.9	59.2	2.33	0.0112	23.9
10PUB21-01	7.1	29.9	7427	207	42.4	78.1	17.2	3.66	1.32	160	22.5	62.3	2.36	0.0129	22.3
10PUB21-02	7.45	45.6	11600	302	43.0	85.6	19.7	5.68	3.75	178	38.5	130	5.56	0.0292	56.3
10PUB21-04	7.42	45.9	11730	379	43.7	112	19.8	5.73	3.77	179	39	131	7.41	0.0258	53.6
10PUB20-09	7.25	44.8	11370	303	42.1	89.2	19.3	5.53	3.66	179	37.4	127	5.24	0.0262	54.6
10PUB20-07	6.92	43.6	10340	270	41.8	79.1	19.1	5	3.09	178	33.4	111	5.18	0.0199	43.5
10PUB20-02	7.19	44.8	11370	364	42.6	106	19.4	5.59	3.65	180	37.4	126	6.76	0.0232	51
10PUB15-04	6.99	42.9	10850	274	41.5	91	18.6	5.27	3.39	171	36	119	3.91	0.021	49.2
10PUB15-03	7.13	38.6	9092	288	39.2	83.9	18.9	4.36	2.19	169	28.4	85.2	5.37	0.0113	31.6
10PUB13-07	7.17	43.6	11210	253	44.6	70.6	19.3	5.57	3.59	177	37	125	4.39	0.0226	53.4
10PUB14-04	10.3	73.7	15050	494	70.1	124	29.2	8.17	4.6	287	56.6	179	9.35	0.0434	79.8
10PUB14-06	7.28	43.5	11270	259	41.1	75.8	19.4	5.61	3.61	177	37.7	126	4.9	0.0224	53.8
10PUB14-07	7.1	44.3	10860	275	44.1	77.8	19	5.53	3.48	171	36.4	124	5.08	0.0222	53
10PUB24-02	5.95	41.8	8871	347	43.3	110	17.4	4.52	2.97	173	32.4	99.5	6.49	0.0168	44
10PUB24-03	6.91	40.5	10560	293	41.3	99.7	18.8	5.08	3.16	185	33.7	112	5.4	0.0188	46.1
10PUB24-05	6.96	37.1	10020	324	41.5	94.3	18.8	4.82	2.8	199	30.8	101	6.13	0.0185	42.4
10PUB24-07	6.9	42.8	10690	307	42.2	92.2	18.8	5.34	3.5	171	35.2	119	5.69	0.0216	52.7

Sample name	(ppm)														
	Li	Sc	Ti	V	Co	Zn	Ga	Gd	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
10PUB24-10	6.89	41	10350	316	42.6	85.7	18.1	5.46	3.04	168	36	123	6.32	0.0271	53.6
10PUB19-02	6.21	22.2	6747	160	38	68.7	16.4	3.05	1.09	199	17.7	53.6	2.22	0.0092	21.3
10PUB19-06	6.51	41.9	10200	324	45.9	94.8	18.8	4.99	3.14	171	33.4	110	6.11	0.0169	45
10PUB19-07	6.66	42.4	10410	346	42.8	108	18.9	5.12	3.3	172	34.4	114	6.36	0.0204	47.1
10PUB19-10	7.05	43	10890	353	41.1	101	18.9	5.38	3.48	171	36.5	121	6.53	0.0214	50.6
10PUB19-11	7.43	45	11530	332	42.4	96.6	19.8	5.69	3.64	179	38.6	129	6.08	0.0232	53.8
10PUB19-12	6.85	43.2	10780	264	42.8	74.5	19.3	5.3	3.38	176	35.9	118	4.19	0.0204	48.3
10PUB14-01	5.96	40.4	8900	317	43.2	90.1	17.9	4.52	2.85	164	30	97.8	6.05	0.0163	43.5
10PUB14-02	7.25	43.4	11340	335	45	96.4	19.5	5.73	3.71	181	37.2	129	6.3	0.0232	59.5
10PUB14-03	7.44	43	11320	300	45.2	86.9	19.4	5.78	3.67	177	38	130	5.55	0.0248	55.3
10PUB14-05	6.49	41.3	9867	297	43.4	86.2	18.7	4.87	3.17	181	32.3	108	5.51	0.0208	46.9
10PUB15-01	6.78	41.1	10210	315	38.1	106	18.1	5.31	2.96	164	35.4	74.3	6.15	0.0278	50.8
10PUB15-05	5.89	33.8	7442	226	35.2	89	16.9	3.8	1.81	162	25.5	84.8	3.71	0.016	30.6
10PUB15-07	5.22	37.8	7903	258	41.6	73.8	16.4	4.08	2.49	163	27.6	92.9	5.87	0.0243	41.7
10PUB15-08	5.85	33.9	7611	237	40.8	95.4	16.9	3.82	1.89	165	25.9	79.7	3.95	0.0172	32.6
10PUB15-09	6.25	38.6	9040	284	42.4	90	17.5	4.67	2.45	164	31.8	102	5.33	0.0237	44.3
10PUB17-02	7.09	23.4	7073	181	42.7	103	17.7	3.19	1.17	189	18.9	55.3	2.3	0.0112	21.6
10PUB17-03	7.06	23.9	7033	177	42.3	95.2	17.5	3.15	1.14	184	19.8	55.6	2.3	0.0103	21.6
10PUB17-04	5.7	38.6	8748	278	40.1	96.1	16.5	4.52	2.84	161	30.1	104	5.96	0.0251	48.5
10PUB17-05	5.97	28.2	7238	219	42	94.6	16.8	3.63	1.66	165	24	71.7	3.38	0.0142	28.1
10PUB17-06	6.31	23.1	6418	176	43.8	94.5	16.5	3.08	1.02	165	18.5	53.3	2.07	0.0087	18.7
10PUB18-03	6.7	40.1	10070	303	42.5	111	17.9	5.32	2.85	166	35.3	121	6.23	0.0264	49.6
10PUB18-05	6.57	39.1	9931	302	41.8	109	17.7	5.11	2.9	161	34.6	121	6.08	0.0253	49.6
10PUB18-08	6.23	39.3	9370	287	40.4	92.8	17.1	4.9	2.67	158	33.8	122	5.77	0.0245	45.3
10PUB19-03	7.63	45.1	11310	344	41.8	119	19.8	5.96	3.3	184	39.7	81.6	6.91	0.0314	56.8
10PUB21-05	7.51	45.6	11260	343	40.1	111	19.8	5.88	3.26	179	40.5	96.7	6.85	0.0298	56.6
10PUB21-07	6.33	41.3	10230	312	40.9	97.9	17.9	5.42	3.01	164	37.4	123	6.27	0.0286	51.8
10PUB21-08	5.43	42.2	9849	312	42.3	107	18.3	5.22	3.34	171	35	118	6.04	0.027	49.3
10PUB21-10	6.8	40.9	10070	313	41.3	105	17.9	5.31	2.94	164	35.3	118	6.1	0.027	50.9
10PUB21-11	5.99	37	9239	278	42.9	97.8	17.1	4.71	2.69	161	31	106	5.77	0.0253	44.5
10PUB21-12	5.42	34.4	8381	245	43.9	89.6	16.5	4.17	2.39	157	27.9	95.2	5.16	0.0226	39.8

Sample name	(ppm)																	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tb	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
10PUB16-04	4.03	11.2	1.74	9.61	3.23	1.24	0.711	4.3	4.79	1.02	2.96	0.711	2.69	0.395	2.19	0.591	0.228	0.145
10PUB16-05	2.77	7.88	1.3	7.84	2.94	1.24	0.605	3.7	3.86	0.797	2.34	0.605	2.12	0.323	1.83	0.714	0.149	0.0549
10PUB17-10	6.29	15.6	2.52	13.1	4.24	1.47	0.925	5.49	6.19	1.32	3.83	0.925	3.53	0.539	3.03	0.717	0.345	0.128
10PUB17-07	6.94	16.8	2.77	14.7	4.64	1.57	0.987	5.93	6.58	1.38	4.17	0.987	3.81	0.579	3.34	0.78	0.378	0.137
10PUB20-04	5.75	14.5	2.38	13	4.18	1.49	0.874	5.25	5.79	1.24	3.68	0.874	3.32	0.5	2.91	0.74	0.318	0.117
10PUB20-03	6.05	14.7	2.41	12.6	4.07	1.41	0.877	5.17	5.75	1.25	3.61	0.877	3.31	0.504	2.91	0.678	0.333	0.12
10PUB20-12	6.88	17.1	2.78	14.5	4.67	1.58	0.979	5.9	6.51	1.37	4.14	0.979	3.68	0.566	3.29	0.801	0.397	0.143
10PUB19-09	6.69	16.5	2.65	14.1	4.43	1.55	0.962	5.69	6.27	1.35	4.02	0.962	3.69	0.55	3.15	0.76	0.376	0.133
10PUB22-10	5.05	12.9	2.05	11.3	3.83	1.41	0.8	4.85	5.22	1.17	3.39	0.8	3.05	0.455	2.61	0.733	0.275	0.0987
10PUB22-09	4.22	11	1.8	9.98	3.46	1.33	0.724	4.43	4.81	1.02	2.96	0.724	2.76	0.411	2.27	0.655	0.231	0.0852
10PUB22-13	2.86	8.07	1.32	7.81	2.87	1.2	0.594	3.59	3.81	0.809	2.35	0.594	2.11	0.311	1.83	0.625	0.155	0.0568
10PUB23-10	7.5	18.6	3.1	15.5	4.88	1.69	1.02	6.27	6.9	1.50	4.4	1.02	3.98	0.605	3.52	0.924	0.409	0.149
10PUB16-10	2.91	8.13	1.33	8.01	2.9	1.23	0.582	3.74	3.97	0.841	2.4	0.582	2.14	0.317	1.86	0.694	0.158	0.0564
10PUB16-03	3.58	10	1.56	8.81	3.09	1.26	0.663	4.01	4.47	0.944	2.72	0.663	2.44	0.367	2.07	0.65	0.193	0.0719
10PUB16-06	4.33	11.8	1.81	9.98	3.42	1.34	0.743	4.46	4.87	1.06	3.06	0.743	2.78	0.426	2.38	0.758	0.24	0.0877
10PUB16-07	6.04	15.2	2.44	13.1	4.17	1.45	0.907	5.46	5.97	1.28	3.87	0.907	3.44	0.526	2.95	0.849	0.34	0.124
10PUB16-08	6	15	2.4	12.8	4.09	1.46	0.887	5.27	5.93	1.29	3.78	0.887	3.43	0.525	2.88	3.4	0.329	0.12
10PUB16-13	7.17	17.6	2.89	15.1	4.71	1.6	1.00	6.07	6.59	1.43	4.24	1.00	3.78	0.588	3.34	0.877	0.399	0.143
10PUB16-11	7.16	18	2.87	15.1	4.76	1.63	0.999	5.98	6.67	1.44	4.26	0.999	3.8	0.583	3.37	0.794	0.409	0.145
10PUB17-08	6.96	16.9	2.7	14.3	4.64	1.56	1.00	5.86	6.37	1.39	4.15	1.00	3.82	0.561	3.25	0.804	0.375	0.138
10PUB17-09	3.97	10.8	1.65	9.37	3.34	1.3	0.706	4.32	4.54	0.974	2.85	0.706	2.6	0.388	2.19	0.668	0.211	0.0761
10PUB22-05	6.93	17.2	2.7	14.7	4.63	1.57	0.981	5.81	6.56	1.45	4.23	0.981	3.85	0.587	3.31	0.873	0.388	0.139
10PUB22-07	3.73	10.3	1.58	8.72	3.08	1.19	0.678	4.03	4.33	0.944	2.69	0.678	2.55	0.373	2.15	0.557	0.21	0.0795
10PUB22-14	3.66	10.2	1.6	9.19	3.19	1.3	0.684	4.06	4.38	0.922	2.66	0.684	2.31	0.358	2.21	0.658	0.212	0.0788
10PUB23-09	5.8	14	2.19	11.8	3.67	1.3	0.766	4.63	5.07	1.1	3.15	0.766	2.82	0.424	2.6	0.663	0.342	0.124
10PUB22-04	4.26	11.6	1.77	9.67	3.32	1.33	0.733	4.41	4.73	1.03	3.01	0.733	2.76	0.414	2.29	0.68	0.239	0.0859
10PUB22-08	2.65	7.63	1.23	7.24	2.72	1.17	0.56	3.48	3.66	0.764	2.21	0.56	1.98	0.297	1.72	0.684	0.14	0.0511
10PUB21-01	2.7	7.82	1.28	7.48	2.78	1.1	0.6	3.66	3.89	0.829	2.32	0.6	2.14	0.319	1.76	0.572	0.141	0.0516
10PUB21-02	6.7	17.2	2.7	14	4.35	1.51	0.975	5.68	6.29	1.34	3.85	0.975	3.55	0.523	3.24	0.765	0.365	0.122
10PUB21-04	6.8	18.9	2.71	14	4.4	1.52	0.981	5.73	6.29	1.34	3.87	0.981	3.57	0.529	3.28	0.923	0.366	0.174
10PUB20-09	6.62	16.7	2.61	13.7	4.28	1.48	0.948	5.53	6.08	1.29	3.72	0.948	3.45	0.503	3.18	0.748	0.363	0.124
10PUB20-07	5.56	15.5	2.26	11.9	3.85	1.38	0.854	5	5.46	1.16	3.35	0.854	3.09	0.455	2.82	0.684	0.3	0.12
10PUB20-02	6.56	18.4	2.61	13.6	4.24	1.49	0.949	5.59	6.16	1.3	3.77	0.949	3.44	0.511	3.16	0.767	0.372	0.15
10PUB15-04	6.22	17.3	2.48	12.9	4.03	1.41	0.907	5.27	5.91	1.25	3.64	0.907	3.33	0.495	3.01	0.872	0.334	0.0918
10PUB15-03	4.06	11.5	1.74	9.62	3.36	1.23	0.745	4.36	4.76	1.00	2.88	0.745	2.61	0.39	2.33	0.619	0.223	0.121
10PUB13-07	6.62	18.5	2.65	13.9	4.35	1.47	0.945	5.57	6.2	1.31	3.79	0.945	3.53	0.522	3.25	0.775	0.379	0.102
10PUB14-04	9.06	23.8	3.95	20.5	6.46	2.26	1.42	8.17	9.07	1.98	5.67	1.42	5.3	0.792	4.64	1.23	0.569	0.206
10PUB14-06	6.67	18.5	2.65	13.9	4.38	1.48	0.95	5.61	6.21	1.33	3.85	0.95	3.59	0.533	3.26	0.776	0.381	0.118
10PUB14-07	6.6	18.2	2.63	13.8	4.33	1.45	0.94	5.53	6.1	1.31	3.81	0.94	3.53	0.528	3.18	0.873	0.375	0.12
10PUB24-02	5.52	15.3	2.17	11.4	3.58	1.24	0.784	4.52	5.07	1.07	3.09	0.784	2.92	0.43	2.62	0.759	0.314	0.153
10PUB24-03	5.67	15.8	2.3	12.2	3.93	1.37	0.86	5.08	5.56	1.17	3.35	0.86	3.09	0.449	2.86	0.761	0.313	0.133
10PUB24-05	4.9	13.9	2.06	11.3	3.7	1.33	0.805	4.82	5.15	1.07	3.1	0.805	2.8	0.418	2.64	0.781	0.27	0.143
10PUB24-07	6.46	17.8	2.55	13.4	4.21	1.43	0.923	5.34	5.95	1.28	3.68	0.923	3.46	0.515	3.12	0.834	0.373	0.13
10PUB24-08	4.82	12	2.14	11.2	3.5	1.24	0.777	4.43	4.9	1.05	3.02	0.777	2.83	0.418	2.5	0.707	0.3	0.107
10PUB24-09	3.26	8.67	1.55	8.86	3.11	1.14	0.657	3.89	4.12	0.852	2.4	0.657	2.18	0.325	1.97	0.756	0.2	0.0732
10PUB24-10	6.16	16	2.67	13.9	4.3	1.5	0.946	5.46	6.04	1.32	3.71	0.946	3.51	0.519	3.13	0.866	0.381	0.137
10PUB19-02	2.24	6.07	1.12	6.61	2.36	1.07	0.521	3.05	3.22	0.678	1.91	0.521	1.74	0.261	1.56	0.59	0.127	0.0458
10PUB19-06	5.78	16.2	2.33	12.1	3.85	1.34	0.853	4.99	5.56	1.18	3.4	0.853	3.11	0.464	2.88	0.658	0.322	0.142
10PUB19-07	6.02	16.8	2.39	12.5	3.95	1.36	0.877	5.12	5.65	1.19	3.51	0.877	3.19	0.478	2.93	0.746	0.338	0.151
10PUB19-10	6.37	17.7	2.53	13.2	4.17	1.43	0.922	5.38	5.95	1.26	3.67	0.922	3.4	0.504	3.11	0.813	0.349	0.154
10PUB19-11	6.73	18.9	2.71	14.1	4.38	1.49	0.975	5.69	6.35	1.34	3.87	0.975	3.56	0.53	3.31	0.781	0.373	0.146
10PUB19-12	6.26	17.3	2.47	12.9	4.09	1.41	0.906	5.3	5.85	1.24	3.61	0.906	3.34	0.498	3.07	0.712	0.355	0.106
10PUB14-01	5.26	14.5	2.1	11.1	3.52	1.22	0.789	4.52	5.07	1.09	3.13	0.789	2.95	0.442	2.61	0.638	0.301	0.136

Sample name	(ppm)																	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tb	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
10PUB14-05	5.74	15.8	2.27	12	3.76	1.32	0.819	4.87	5.32	1.12	3.23	0.819	3.01	0.446	2.77	0.698	0.316	0.134
10PUB15-01	5.96	15.7	2.6	13.4	4.23	1.45	0.919	5.31	5.95	1.27	3.7	0.919	3.48	0.509	3.04	0.772	0.363	0.129
10PUB15-05	3.66	9.34	1.63	8.82	2.96	1.12	0.659	3.8	4.2	0.902	2.6	0.659	2.4	0.358	2.04	0.575	0.216	0.0802
10PUB15-07	5.03	12.2	2.07	10.4	3.18	1.15	0.712	4.08	4.57	0.993	2.86	0.712	2.7	0.399	2.33	0.596	0.337	0.119
10PUB15-08	3.85	9.82	1.69	9.09	2.95	1.11	0.663	3.82	4.26	0.925	2.63	0.663	2.47	0.368	2.1	0.618	0.231	0.0827
10PUB15-09	4.99	12.6	2.21	11.5	3.63	1.3	0.81	4.67	5.21	1.14	3.29	0.81	3.07	0.46	2.62	0.733	0.302	0.11
10PUB17-02	2.31	6.26	1.18	6.8	2.47	1.06	0.541	3.19	3.43	0.719	1.99	0.541	1.81	0.27	1.61	0.933	0.13	0.0486
10PUB17-03	2.29	6.23	1.15	6.76	2.46	1.06	0.539	3.15	3.35	0.706	1.99	0.539	1.8	0.269	1.58	0.666	0.131	0.0471
10PUB17-04	5.46	13.4	2.29	11.7	3.62	1.26	0.791	4.52	5.07	1.08	3.11	0.791	2.89	0.433	2.68	0.741	0.351	0.124
10PUB17-05	3.4	8.76	1.55	8.33	2.86	1.1	0.629	3.63	4.02	0.854	2.48	0.629	2.3	0.341	1.98	0.568	0.201	0.0728
10PUB17-06	2.2	5.97	1.11	6.48	2.4	0.967	0.528	3.08	3.33	0.712	2.02	0.528	1.83	0.274	1.53	0.566	0.126	0.0456
10PUB18-03	5.88	14.9	2.56	13.5	4.17	1.43	0.918	5.32	5.92	1.26	3.68	0.918	3.37	0.508	3.05	0.837	0.365	0.13
10PUB18-05	5.76	14.4	2.51	12.9	4.02	1.41	0.894	5.11	5.7	1.23	3.51	0.894	3.34	0.49	2.95	0.761	0.356	0.128
10PUB18-08	5.4	13.8	2.32	12.1	3.89	1.33	0.845	4.9	5.44	1.17	3.39	0.845	3.16	0.476	2.77	0.698	0.337	0.121
10PUB19-03	6.64	17.6	2.89	14.9	4.7	1.64	1.02	5.96	6.6	1.42	4.11	1.02	3.87	0.579	3.42	0.886	0.406	0.15
10PUB21-05	6.51	17.3	2.85	14.9	4.64	1.62	1.03	5.88	6.56	1.41	4.08	1.03	3.84	0.568	3.4	0.851	0.401	0.146
10PUB21-07	6.06	16	2.63	13.6	4.3	1.45	0.934	5.42	6.02	1.3	3.76	0.934	3.49	0.519	3.15	0.805	0.372	0.137
10PUB21-08	5.81	14.6	2.52	13.1	4.16	1.45	0.907	5.22	5.82	1.23	3.64	0.907	3.34	0.497	2.98	0.766	0.355	0.161
10PUB21-10	5.91	15.6	2.56	13.3	4.16	1.45	0.926	5.31	5.92	1.26	3.67	0.926	3.43	0.507	3.03	0.793	0.368	0.134
10PUB21-11	5.35	13.4	2.28	11.9	3.71	1.31	0.808	4.71	5.18	1.11	3.2	0.808	2.96	0.443	2.67	0.701	0.343	0.122
10PUB21-12	4.81	11.9	2.03	10.4	3.33	1.18	0.727	4.17	4.55	0.99	2.83	0.727	2.67	0.391	2.44	0.632	0.311	0.113

Supplementary References

1. Meyzen, C. M. *et al.* Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature* **447**, 1069–1074 (2007).
2. D. Woodhead, J. & T. McCulloch, M. Ancient seafloor signals in Pitcairn Island lavas and evidence for large amplitude, small length-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.* **94**, 257–273 (1989).
3. Eisele, J. *et al.* The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* **196**, 197–212 (2002).
4. Saal, A. E. *et al.* Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI–EMII–HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **240**, 605–620 (2005).
5. Wendt, J. I., Regelous, M., Niu, Y. L., Hekinian, R. & Collerson, K. D. Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* **173**, 271–284 (1999).
6. Stracke, A. *et al.* Abyssal peridotite Hf isotopes identify extreme mantle depletion. *Earth Planet. Sci. Lett.* **308**, 359–368 (2011).
7. Warren, J. M., Shimizu, N., Sakaguchi, C., Dick, H. J. B. & Nakamura, E. An assessment of upper mantle heterogeneity based on abyssal peridotite isotopic compositions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **114**, (2009).
8. Malaviarachchi, S. P. K., Makishima, A., Tanimoto, M., Kuritani, T. & Nakamura, E. Highly unradiogenic lead isotope ratios from the Horoman peridotite in Japan. *Nat. Geosci* **1**, 859–863 (2008).
9. Warren, J. M. & Shirey, S. B. Lead and osmium isotopic constraints on the oceanic mantle from single abyssal peridotite sulfides. *Earth Planet. Sci. Lett.* **359**, 279–293 (2012).
10. Burton, K. W. *et al.* Unradiogenic lead in Earth's upper mantle. *Nat. Geosci* **5**, 570–573 (2012).
11. McDonough, W. & Sun, S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223–253 (1995).
12. Paster, T., Schauweck, D. S. & Haskin, L. Behavior of some trace-elements during solidification of skaergaard layered series. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 1549–1577 (1974).

13. Hart, S. & Dunn, T. Experimental cpx melt partitioning of 24 trace-elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 1–8 (1993).
14. Johnson, KTM. Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications. *1994 58A*, 454–455 (1994).
15. Blundy, J. & Wood, B. Prediction of crystal-melt partition-coefficients from elastic-moduli. *Nature* **372**, 452–454 (1994).
16. Wood, B. J. & Blundy, J. D. A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt. *Contrib. Mineral. Petrol.* **129**, 166–181 (1997).
17. Salters, V. J. M. & Longhi, J. Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* **166**, 15–30 (1999).
18. Hanson, G. Rare-earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **8**, 371–406 (1980).
19. Kennedy, A. K., Lofgren, G. E. & Wasserburg, G. J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects. *Earth Planet. Sci. Lett.* **115**, 177–195 (1993).
20. Malaviarachchi, S. P. K., Makishima, A. & Nakamura, E. Melt-Peridotite Reactions and Fluid Metasomatism in the Upper Mantle, Revealed from the Geochemistry of Peridotite and Gabbro from the Horoman Peridotite Massif, Japan. *J. Petrol.* **51**, 1417–1445 (2010).
21. Jochum K. P. & Nehring F. (Max-Plank-Institute fuer Chemie) (2006) USGS BCR-2: GeoReM preferred values (11/2006). GeoReM. Available from: <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>.

6.2 Témoin volcanique de la fusion d'un réservoir très peu radiogénique en Pb dans le manteau supérieur sous l'EPR

6.2.1 Introduction aux paradoxes du Pb

Dans le cas d'une évolution en système clos de la Terre silicatée ou Bulk Silicate Earth (BSE), le bilan de masse des isotopes du Pb prévoit que toutes les roches crustales et mantelliques soient distribuées équitablement autour d'une droite appelée Géochrone (d'âge de la fermeture du système) dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Initialement et par défaut, c'est l'âge des chondrites (4.56 Ga) qui a été considéré pour cette Géochrone. Les réservoirs dont les rapports U/Pb (μ) ont augmenté au cours du temps doivent se trouver à droite de la Géochrone, tandis que ceux dont les rapports ont diminué doivent se retrouver à gauche. La répartition déséquilibrée de l'ensemble des basaltes océaniques mondiaux MORB et OIB dans ce diagramme a ainsi révélé le **Paradoxe du Pb** (Allegre, 1969). La quasi totalité de ces basaltes se situent à droite de la Géochrone du fait de leurs compositions isotopiques de Pb élevées. Cette nature radiogénique du Pb des MORB est d'autant plus surprenante que la source des MORB est appauvrie en éléments les plus incompatibles et que l'U est considéré comme plus incompatible que le Pb lors de la fusion partielle. On s'attendrait donc à avoir des rapports U/Pb plus bas et donc, à terme du Pb moins radiogénique, or ce n'est pas ce qui est observé. Afin d'expliquer ce paradoxe, la première chose à avoir été envisagée fut une reconsidération de l'âge de la Géochrone qui ne peut être identique à celui des météorites puisque le noyau n'ayant pas encore été formé, cet âge ne peut correspondre à l'âge de la fermeture du système. Alors que l'âge de formation du noyau était jusque là mal contraint et controversé, Lee et Halliday (1995), sur la base du fractionnement entre l'hafnium et le tungstène induit lors de la séparation entre le noyau métallique et le manteau silicaté, sont les premiers à estimer à 62 ± 10 ma le temps mis par le noyau à s'être formé. Plus tard, Kleine et al. (2002) ainsi que Yin et al. (2002) recalculent cette valeur toujours en utilisant le système $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ et s'accordent sur le fait que la formation du noyau terrestre (associée à la séparation métal-silicate dans le système solaire) s'est effectuée dans les 30 premiers millions d'années du système solaire. Par conséquent, l'âge de 4.53 Ga, aujourd'hui admis pour la Géochrone déplace légèrement la précédente vers la droite dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais ne résout toujours pas le paradoxe du Pb (Figure 6.1). De ce fait, l'existence d'un réservoir "caché" quelque part dans la Terre contenant le Pb peu radiogénique complé-

mentaire est requis.

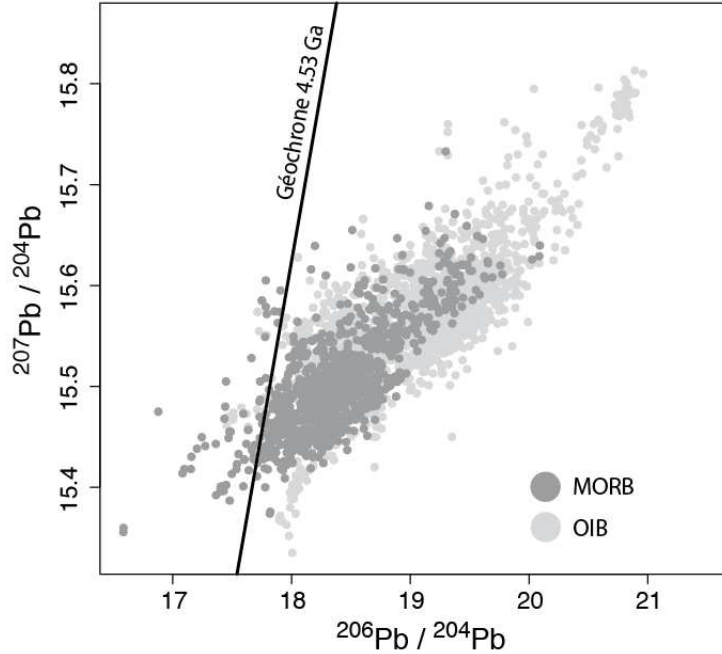


FIGURE 6.1 – Graphique illustrant le paradoxe du Pb dans un diagramme représentant le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et la répartition de l'ensemble des basaltes océaniques (MORB + OIB) de part et d'autre de la Géochrone (4.53 Ga). Les échantillons situés à gauche de cette géochrone correspondent aux basaltes de la dorsale sud ouest indienne (SWIR), des îles Pitcairn et de la zone de fracture de Garrett (données extraites de Agranier et al., 2005, Meyzen et al., 2007, et compilation Petdb).

L'autre question soulevée par isotopes du Pb concerne le rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dans la BSE qui reflète l'intégration dans le temps du rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ autrement appelé κ . Etant donné que l' ^{238}U et le ^{232}Th constituent 99.21% et 100% respectivement de l'U et du Th dans la nature, et que leurs masses sont similaires, alors, on peut faire l'approximation que $\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = C_{\text{Th}}/C_{\text{U}}$. Le second paradoxe du Pb provient du fait que le κ_{MORB} mesuré a une valeur moyenne de 2.5 ± 0.1 , bien plus basse que le κ_{Pb} (3.8 ± 0.2) calculé à partir du rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (Pb radiogénique) et que le κ_{BSE} (4 ± 0.2). Afin de répondre à cette différence entre les mesures directes des MORB et celles des valeurs intégrées (Figure 6.2) dans le temps, Galer and O'Nions (1985) ont proposé un modèle de manteau supérieur ouvert dans lequel le κ du manteau supérieur serait diminué par la production de la croûte continentale et par fusion partielle, tandis qu'il serait augmenté par adjonction de matériel au κ plus élevé provenant

du manteau inférieur (panaches). Toutefois, parce que l'U et le Th fractionnent difficilement et seulement pour de très faibles degrés de fusion partielle, et parce que l'on observe à l'inverse plutôt un enrichissement en U par rapport au Th dans la croûte nouvellement formée au niveau des arcs magmatiques, il semble difficile d'envisager comment maintenir un κ aussi faible dans le manteau supérieur avec ce modèle. C'est le modèle d'Elliott et al. (1999) fournit à l'heure actuelle, la solution la plus consensuelle à ce paradoxe. Les auteurs proposent un modèle quantitatif de recyclage préférentiel de l'U post archéen lié au changement des conditions redox de la Terre. Avant l'oxygénation massive de l'atmosphère et de l'océan à 2.4Ga (Partin et al., 2013), l'U était un élément totalement immobile, essentiellement sous sa forme tétravalente tout comme le Th. L'oxydation généralisée de l'atmosphère a eu pour effet de former de l' U^{6+} (et un peu d' U^{5+}), très soluble (dans les fluides aqueux) alors que le Th reste insoluble. Tandis que, dans le manteau l'U se trouvait sous sa forme U^{4+} , en surface c'est l' U^{6+} qui dominait. Il existe donc un fort fractionnement U-Th en surface du à l'altération et un lessivage préférentiel de l'U ayant eu pour effet un accroissement du κ de la croûte continentale et des sédiments, et une baisse du κ du manteau. Elliott et al. (1999) montrent qu'il est possible d'abaisser le κ_{Msup} de 4.0 à 2.5 avec un flux acceptable de $3.3 \cdot 10^9$ g/a d'U recyclé pendant 2 Ga, et suggèrent donc que les rapports isotopiques du Pb soient contrôlés principalement par ce recyclage d'U, plus que par la remontée de matériel issu du manteau inférieur (panache).

6.2.2 Un réservoir Low μ manquant

Sur la base des coefficients de partage déterminés pour le Pb entre silicate et FeS par Oversby et Ringwood (1971), le noyau a été le premier candidat solide retenu pour ce réservoir manquant, permettant de balancer le Pb trop radiogénique de la BSE. Vollmer (1977) mais surtout Allegre et al. (1982) suggèrent un modèle de pompage préférentiel du Pb dans le noyau, tandis que tout l'U reste retenu dans le manteau. Avec un μ nul et aucune production de Pb radiogénique, le haut rapport $^{207}Pb/^{204}Pb$ du noyau aurait été figé à gauche de la Géochrone ce qui résoudrait le paradoxe du Pb. Ce pompage du Pb et non de l'U serait responsable de l'augmentation du rapport U/Pb dans le manteau et expliquerait le positionnement à droite de la Géochrone des basaltes océaniques. Toutefois, bien que difficilement testable directement en raison de l'estimation difficile des rapports isotopiques du Pb dans le noyau, ce modèle est remis en question, d'abord pour des raisons de chronologie des événements (précocité et rapidité) de formation du noyau qui selon Kramers et Tolstikin (1997) limite à 30% seulement (si l'on en croit les modèles thermiques d'accrétion et de formation du noyau) la capacité de stockage

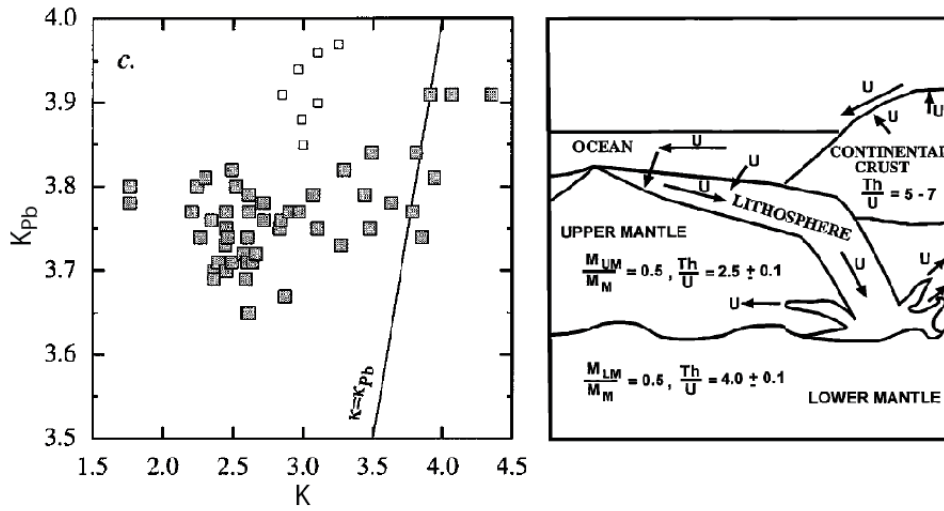


FIGURE 6.2 – Illustration de la différence entre le κ mesuré et le κ calculé à partir du rapport $^{208}Pb^*/^{206}Pb^*$ (à gauche), et représentation du modèle de Turcotte et al., 2001 (à droite) expliquant l'évolution du κ de la BSE depuis l'oxydation de la Terre. L'U est sélectivement érodé depuis la croûte continentale supérieur et réinjecté dans le manteau supérieur, diminuant ainsi son κ à 2.5.

du Pb dans le noyau, et suggèrent que la croûte continentale inférieure soit le réservoir complémentaire. Lagos et al. (2008) montrent également de manière expérimentale que le Pb n'est pas suffisamment sidérophile et chalcophile pour que le modèle de pompage du Pb dans le noyau génère le haut rapport U/Pb du manteau supputé par les basaltes océaniques, et proposent eux aussi l'existence d'un autre réservoir caché potentiellement dans le manteau inférieur.

La croûte continentale inférieure a donc été la seconde candidate retenue pour ce réservoir manquant, d'une part parce qu'elle est difficilement accessible ce qui suggère que l'ensemble des données de la littérature n'est pas représentative de l'ensemble de sa composition isotopique, et d'autre part parce que les nombreux xénolithes issus de ce réservoir ont des compositions isotopiques de Pb très peu radiogéniques (Leeman et al., 1985; Clayburn, 1988; Kramers et Tolstikhin, 1997; Rudnick et Goldstein, 1990) et particulièrement les roches archéennes de la croûte continentale inférieure (Bohlar et al., 2007; Murphy et al., 2003). Cependant, d'après Rudnick et Goldstein (1990), la croûte inférieure continentale même dans sa totalité ne serait également pas assez faiblement radiogénique pour contre-balancer à elle seule le manteau et la croûte supérieure, et cela principalement à cause de sa refertilisation ou contamination due aux échanges avec la

croûte supérieure et des mélanges avec les magmas plus juvéniles. Il semblerait en outre que le Pb très peu radiogénique contenu dans la croûte continentale inférieure soit préférentiellement stocké dans les régions stables de type cratons.

Murphy et al. (2002) & (2003) suggèrent alors qu'une partie importante de lithosphères océaniques subduites et de sédiments continentaux pourrait être stockée sous forme de grenatite dans la zone de transition du manteau (entre 400 et 670 km) et constitueraient un réservoir à faible rapport U/Pb, source des lamproïtes et autres magmas alcalins associés, identifiés à gauche de la Géochrone. Finalement, c'est surtout l'analyse des péridotites du massif d'Horoman (Japon) par Malaviarachchi et al. (2008) et l'enregistrement des rapports isotopiques du Pb les plus bas pour des roches du manteau qui apportent la preuve matérielle que du Pb très peu radiogénique peut être stocké en grande quantité dans le manteau supérieur, ce qui contribuerait à résoudre le paradoxe du Pb. Les auteurs suggèrent également que ce réservoir jusque là méconnu se trouve sous la forme d'hétérogénéités anciennes ($> 1\text{Ga}$), peut-être ubiquistes, mais réfractaires (Malaviarachchi et al., 2008 ; Malaviarachchi et al., 2010 ; Warren et Shirey 2012), ce qui expliquerait pourquoi il n'est pas observé dans les basaltes.

Néanmoins, une autre explication est c'est celle du "Late Veneer" (Chou, 1978 ; Brennan, 2012, Albarède et al., 2013). Le Late Veneer correspondrait à un bombardement tardif, c'est à dire post formation du noyau de la Terre (environ 100 Ma après la formation du système solaire) de matériel chondritique qui aurait apporté la quasi totalité ($>90\%$) du Pb terrestre (Albarède, 2009 ; Ballhaus et al., 2013). Ce scénario s'appuie sur la signature en éléments volatils de la Terre. Il est suggéré que l'accrétion de notre planète s'étant effectuée au début de l'histoire du système solaire, la température trop haute à l'époque empêcha les éléments volatils (dont le Pb) de se condenser. C'est plus tard que celui-ci a été ajouté lors du Late Veneer qui aurait en quelque sorte refertilisé la BSE et le manteau. La masse ajoutée par ce bombardement météoritique serait estimée à environ 2.5% de celle de la BSE (Marty, 2012).

Les basaltes de l'EPR entre $15^{\circ} 37'N$ et $15^{\circ} 47'N$ (là où la chaîne de seamounts des Mathématiciens intersecte l'axe de la dorsale) ont des compositions isotopiques qui définissent une tendance de mélange dont l'extrémité se trouve dans l'espace situé à gauche de la Géochrone (Figure 6.3), et donc échantillonne magmatiquement un réservoir inconnu au Pb très peu radiogénique situé dans le manteau, semblable à celui suggéré par Malaviarachchi et al. (2008). Pourtant alors que le réservoir identifié par Malaviarachchi

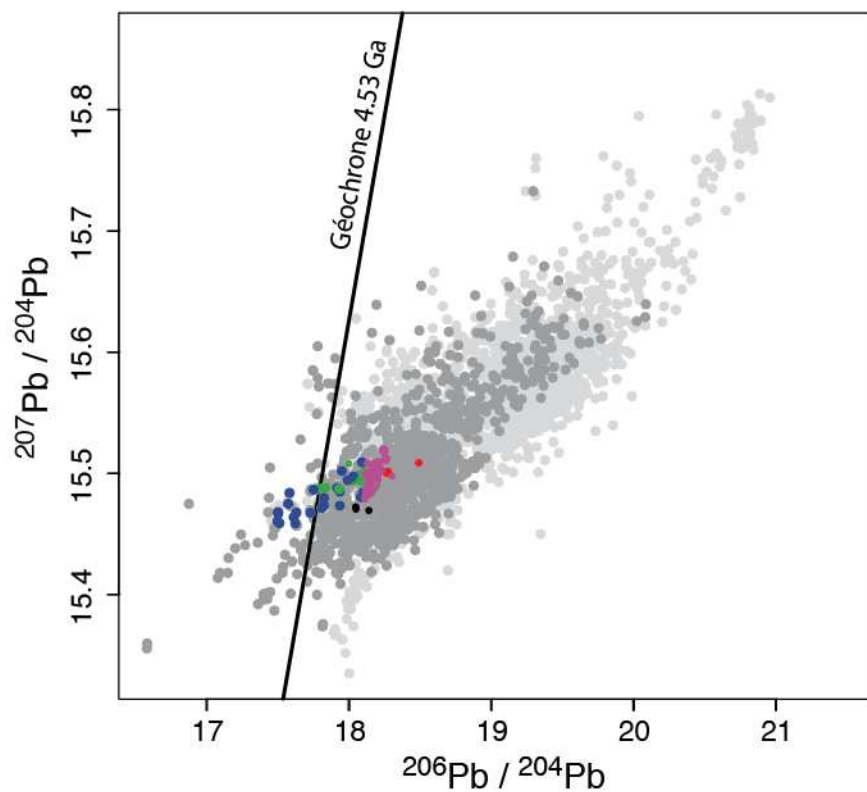


FIGURE 6.3 – Graphique représentant le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'ensemble des basaltes océaniques (gris) ainsi que les données de cette étude (couleurs). On remarquera que les échantillons les plus influencés par ULC se trouvent à gauche de la Géochrone 4.53 Ga.

et al. (2008) était supposé être réfractaire, la découverte de ces basaltes ULC prouve qu'il peut être fertile. Par conséquent, ces observations indiquent que ce réservoir au Pb très peu radiogénique situé dans le manteau peut se décliner sous plusieurs formes. Il ne faut pas créer d'amalgame en utilisant le vocabulaire. Du point de vue du budget Pb de la Terre entière et en regardant le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, on considère qu'il existe bien un seul réservoir "manquant" : celui- se trouvant à gauche de la Géochrone, tout comme on considère qu'il existe un seul réservoir à droite. Mais dans le détail (i.e., lithologie), chacun de ces deux réservoirs est un ensemble d'unités différentes mais liées dans le bilan géochimique global.

Les questions posées par les résultats de cette étude et la détection de ULC dans les basaltes de l'EPR sont les suivantes :

- Par quels mécanismes le composant ULC s'est-il formé ?
- Dans quel contexte géodynamique ?
- Pourquoi n'a t'-il jamais été échantillonné jusqu'à présent dans les basaltes ?

6.3 Discussion sur la nature pétrologique de ULC

6.3.1 Le rôle des sulfures

La valeur des rapports des isotopes radiogéniques dépend directement de l'évolution dans le temps des rapports père/fils. De faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont descendants de faibles rapports U/Pb (faibles μ), ce qui suggère qu'il y a eu un fractionnement entre ces deux éléments avec soit perte d'U, soit gain de Pb. Cette deuxième condition peut être facilement atteinte en faisant intervenir des minéraux tels que les sulfures dans lesquels le Pb est concentré par rapport à l'U (et le Th) en raison de son comportement chalcophile. Par conséquent, un matériel riche en sulfures peut avoir un μ très bas, et plus tard une signature très peu radiogénique en Pb. En effet, tandis que le coefficient de partage $K_D(U)$ sulfures/silicates peut être inférieur à 0.001 (Wheeler et al., 2006), le $K_D(\text{Pb})$ peut atteindre 10-40 (Oversby et Ringwood, 1971 ; Brenan et McDonough., 2005) (e.g., Galène (PbS)).

Depuis une dizaine d'années, les compositions isotopiques Re-Os des sulfures magmatiques inclus dans les péridotites abyssales sont mesurées. Ces travaux rapportent

des signatures d'Os très peu radiogéniques dans les sulfures, ce qui a permis de mettre en évidence l'existence de domaines anciens ($>1-2$ Ga) de manteau supérieur préservés de la convection, et dont la signature n'est apparemment pas observée dans les MORB (Brandon et al., 2000; Harvey et al., 2006; Liu et al., 2008). Cela sous-entend qu'il existe une partie de manteau supérieur réfractaire à la fusion non représentée par la géochimie des basaltes océaniques, et donc que le manteau supérieur est encore plus hétérogène qu'on ne le pense et que sa composition est mal évaluée (fertilité surestimée).

De la même manière, Burton et al. (2012) ont montrés que les sulfures de péridotites abyssales de la zone de fracture Kane (Atlantique Nord) ont des rapports isotopiques du Pb extrêmement bas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 16.5$; Figure S2 Article), pour les mêmes raisons que les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ le sont aussi ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.114$). Dans la lignée de Malaviarachchi et al. (2008), ils concluent que la composition de la BSE pourrait être largement balancée par le Pb extrêmement peu radiogénique des sulfures du manteau. D'après leurs estimations, il suffirait de 47ppm de Pb dans ces sulfures et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 16.23, 15.26 et 35.90 respectivement pour y parvenir. Toutefois les compositions isotopiques et concentrations en Pb mesurées variant trop fortement d'un sulfure à l'autre, elles rendent ces estimations trop approximatives pour affirmer que ces sulfures contenus dans ces domaines de manteau réfractaire peuvent à eux seuls permettre de résoudre le paradoxe du Pb.

La nature réfractaire des péridotites abyssales rend quasiment impossible leur implication dans la source des ULC-basaltes de l'EPR. De plus, tandis que certaines de ces péridotites ont des compositions de Pb assez similaires à ULC, leurs compositions isotopiques de Sr, Nd et Hf, extrêmement appauvries, sont très différentes de celles des basaltes ULC de l'EPR 14° N (Figure S2 Article). Pourtant, l'implication de sulfures dans la source semble être la solution la plus envisageable pour générer en même temps et aussi bien de faibles rapports U/Pb et Th/Pb. En effet, l'U peut être mobilisable par les fluides, mais le Th reste immobile. Dans notre cas, les échantillons sont caractérisés par des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ extrêmement faibles, ce qui suggère également l'intégration dans le temps d'un rapport Th/Pb déjà très bas, ce qu'il est plus facile de concevoir par un gain de Pb (via l'implication de sulfures) que par une perte conjointe de Th et d'U.

Le manteau qui a fondu pour donner ces basaltes ULC semble donc nécessiter la présence de sulfures mais avoir une origine différente de celle des péridotites abyssales que l'on associe habituellement au domaine océanique. Les sulfures en contexte continental

sont aussi une phase courante dans la croûte continentale inférieure, et en particulier dans les xénolithes ultramafiques trouvés en base de croûte d'arc magmatique (Lee et al., 2006; Sappin et al., 2011; Lee et al., 2012). Lee et al. (2012) proposent que lors du fonctionnement d'un arc magmatique, se forme une racine crustale, par cristallisation fractionnée des magmas issus de la fusion du coin mantellique métasomatisé, racine faite de cumulats riches en sulfures magmatiques. Sous l'effet de l'inflation magmatique et du raccourcissement lithosphérique, et celui de l'enfouissement progressif de la racine dans des conditions de plus hautes pression et température, celle-ci finit par devenir un complexe épais et dense de pyroxénites à sulfures, qui serait en mesure d'être recyclé facilement dans le manteau. Les auteurs proposent que par l'intermédiaire des sulfures, la croûte inférieure soit le réservoir balançant le déficit de Cu dans la croûte continentale supérieure. S'il s'avère que c'est le cas et parce que le Pb est chalcophile comme le Cu, alors la ré-injection d'une partie de ce matériel dans le manteau supérieur conduit à la formation d'hétérogénéités transportant de faibles rapports U-Th/Pb, et constituent donc un réservoir qui n'est pas réfractaire et dont la signature pourrait être détectée dans les basaltes.

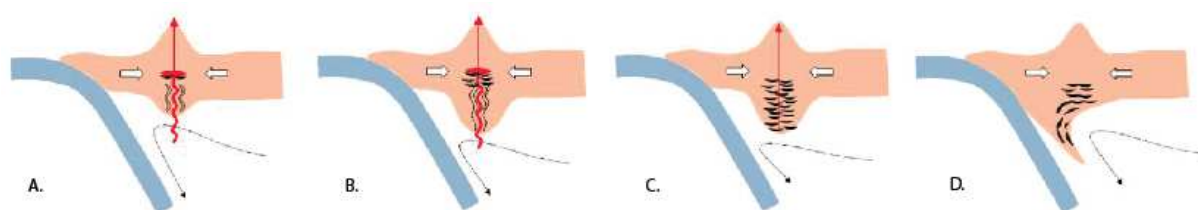


FIGURE 6.4 – Schéma explicatif montrant l'évolution de la racine d'un arc magmatique au cours du temps (adapté de Lee et al., 2012). (A) Transfert des magmas juvéniles depuis le coin mantellique vers la surface (rouge) et formation des premiers cumulats à sulfures (noir). (B) Epaissement progressif de l'arc et de la racine, et formation des pyroxénites à sulfures. (C) Fusion partielle éventuelle de ces pyroxénites si les conditions P-T atteintes, et sinon (D) Recyclage d'une partie de la racine dans le manteau supérieur.

L'hypothèse proposée par Hart et Gaetani (2006) est celle de la diffusion du Pb entre silicates et sulfures. Alors qu'il n'existe pas de données dans littérature sur la diffusion du Pb dans les silicates et les sulfures, par analogie avec les vitesses extrêmement rapides de diffusion du Fe (Condit et al., 1974, Yang et al., 1959) et de l'Os (Brenan et al., 2000), Hart et Gaetani (2006) suggèrent que le Pb diffuse très rapidement. Par conséquent, une source riche en sulfures qui fondrait partiellement produirait un liquide

silicaté qui rééquilibrerait très rapidement son contenu en Pb avec celui des sulfures résiduels. Le contraste isotopique fort du Pb entre les sulfures (très peu radiogéniques) et les liquides silicatés (radiogéniques) permettrait donc d'abaisser considérablement les rapports isotopiques du Pb dans les liquides basaltiques.

Le recyclage puis la fusion partielle d'une partie de pyroxénites riches en sulfures créées en contexte d'arc magmatique représenterait ainsi un mécanisme puissant pour générer des basaltes très peu radiogéniques en Pb.

6.3.2 Modélisation des éléments traces

Les concentrations en éléments majeurs permettent d'identifier ces liquides ULC comme suffisamment primitifs ($\geq 8\%$ MgO) pour pouvoir considérer comme négligeables les effets de cristallisation de l'olivine dans les liquides basaltiques les plus influencés par ULC. Les basaltes ULC ont des profils de TR particulièrement atypiques pour des basaltes océaniques : convexes, appauvris aussi bien en TR légères qu'en TR lourdes, et l'Eu dessinant une nette anomalie positive, également associée (si on étend ce spectre à plus d'éléments) à des enrichissements en Ba, Sr, et des appauvrissements en U et Th. Ces échantillons présentent également des abondances en éléments incompatibles plus faibles que les basaltes issus de la fusion partielle du manteau ambiant. Le fait que ces basaltes présentent des rapports si bas ($(La/Sm)_N=0.6$) et soient également appauvris de manière générale suggère que la source était déjà probablement appauvrie puis soumise à un fort taux de fusion partielle. Les anomalies observées et l'allure générale du spectre rappellent fortement celle des gabbros (Allan et al., 1996 ; Hart et al., 1999 ; Coogan et al., 2001 ; Perk et al., 2007 ; Fukuda et al., 2008 ; Godard et al., 2009 ; Malaviarachchi et al., 2010) ou encore celle de certains clinopyroxènes et clinopyroxénites (Downes et al., 1991 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Downes, 2007).

L'utilisation des concentrations en éléments traces de ce type de basalte pour remonter directement à la composition de leur source, en inversant la fusion partielle, risque de s'avérer problématique en raison des effets de mélanges entre ULC et AM dans les conduits magmatiques. Il est toutefois possible de contourner cette difficulté en prenant le problème différemment. Nous savons que le contenu en éléments traces des basaltes les plus influencés par ULC est porteur d'une empreinte gabbroïque primaire forte, soutenue par la signature des "fantômes de feldspath plagioclase" (Sobolev et al., 2000) dans la source. Ceci est illustrée Figure 6.5 où sont représentés les rapports CaO/Al_2O_3 , Eu/Eu^* et Sr/Eu^* (proxy plagioclase) en fonction du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ (proxy ULC). En effet, il s'agit plutôt ici de "fantôme de feldspath plagioclase" car celui-ci n'est plus stable

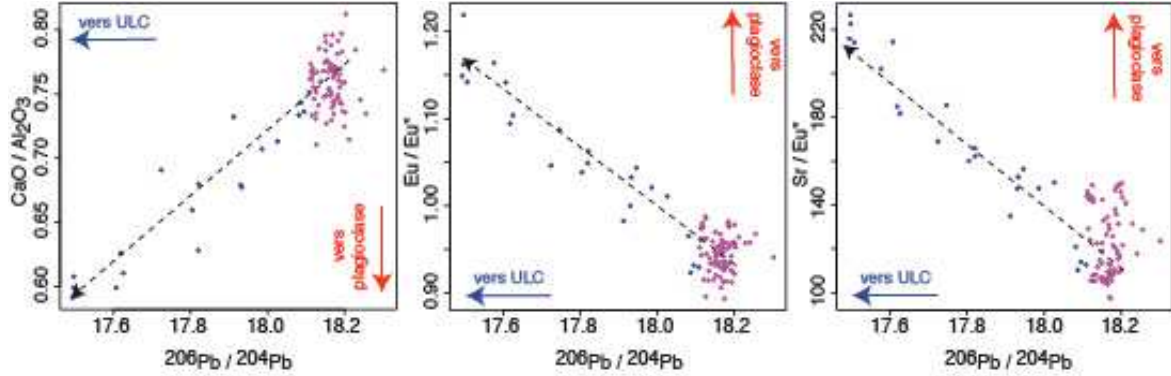


FIGURE 6.5 – Indicateurs géochimiques de l'implication de plagioclases (CaO/Al_2O_3 , Eu/Eu^* et Sr/Eu^*) représentés en fonction du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ (proxy de ULC). Seuls les échantillons représentatif de AM (violet) et ULC (bleu) sont représentés. Ces diagrammes soulignent tous les trois la coïncidence de la signature très peu radiogénique en Pb avec l'empreinte géochimique de "fantôme de plagioclase".

à une profondeur dépassant les 20 km. Par conséquent, la fusion d'une pyroxénite métagabbroïque est l'hypothèse qui a été envisagée. Le liquide formé par fusion partielle de cette pyroxénite se mélangerait ensuite avec le liquide issu du manteau ambiant pour former un liquide à la signature semblable à celle d'un basalte de type ULC (10PUB16-05).

Nous avons donc simulé des conditions de fusion partielle incongruente d'une clinopyroxénite métagabbroïque suivi du mélange avec le liquide de manteau ambiant pour tenter de reproduire la signature inhabituelle observée dans les basaltes à 15° 43-44'N.

Soit un mélange :

$$C_m = C_{ULC} \cdot x + C_{AM} \cdot (1 - x) \quad (6.1)$$

Avec C_m la concentration de l'élément dans le mélange, C_{ULC} celle dans le liquide issu de la fusion de manteau de type ULC, C_{AM} celle dans le liquide issu de la fusion du manteau ambiant (AM), et x la proportion dans le mélange.

La concentration d'un élément dans le liquide issu de la fusion de la pyroxénite a été calculée pour des conditions de fusion partielle incongruente (Non modal batch melting, Shaw, 1970) :

$$C_{ULC} = (C_{ULC})_0 / (D + F \cdot (1 - P)) \quad (6.2)$$

Avec $(C_{ULC})_0$ la concentration de l'élément dans la source solide, D et P les coefficients de partage globaux pour une minéralogie donnée et F le taux de fusion partielle.

C_{AM} correspond à la composition moyenne de l'ensemble des échantillons représentatifs de AM. Cela permet de minimiser l'incertitude finale puisqu'en procédant de cette façon, taux de fusion partielle et coefficients de partage globaux n'ont pas à être estimés pour AM.

Plusieurs compositions de gabbros pour $(C_{ULC})_0$ et plusieurs minéralogies de pyroxénites ont été considérées. La pyroxénite étant plus fertile que la péridotite, nous avons estimé que F ne devait pas être inférieur à 20%. Afin que cette simulation de mélange basée sur le contenu de quelques éléments traces seulement soit aussi envisageable du point de vue isotopique, nous avons cherché des compositions de gabbros ayant à la fois un profil d'éléments traces au plus proche de celui des basaltes ULC, et à la fois des rapports isotopiques de Pb bas. C'est finalement l'échantillon HR-10 de Malaviarachchi et al. (2010) qui a été sélectionné.

Les résultats de la modélisation (Figure 6.6) suggèrent qu'il est possible de reproduire la signature du basalte 10PUB16-05 (échantillon le plus influencé par ULC) à partir d'un mélange entre le liquide provenant du manteau ambiant, et un liquide issu de la fusion partielle d'une clinopyroxénite constituée de 80% de Cpx et 20% d'Opx et fondant dans les proportions suivantes : 90%Cpx - 10%Opx. La contribution respective de chacun des composants AM et ULC dans le mélange étant respectivement de 20% et 80%. Les K_D utilisés pour le calcul des D et P pour le Cpx proviennent de la combinaison des travaux de Paster et al. (1974), Hart et Dunn (1993), Johnson et al. (1994), Blundy et Wood (1994), Wood et Blundy (1997) et Salters et Longhi (1999), et pour l'Opx proviennent de la combinaison des valeurs issues de Hanson (1980) et Kennedy et al (1993). Toutes les variables sont rassemblées dans le Tableau 6.2.

Cette approche, bien qu'elle ne permette pas de déterminer de manière exacte et avec certitude la lithologie et la composition de la source, permet néanmoins, de dire qu'il est raisonnable de considérer une pyroxénite métagabbroïque comme source du composant ULC.

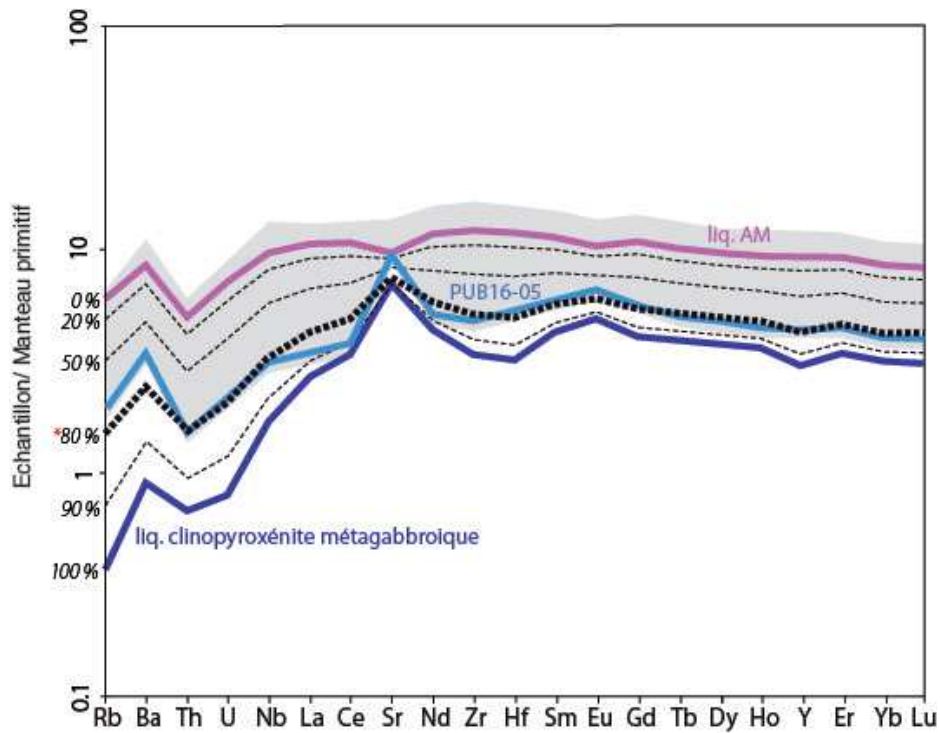


FIGURE 6.6 – Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif illustrant les résultats du modèle de mélange de quelques éléments traces. La ligne bleu foncé correspond au liquide issu de la fusion partielle à hauteur de 20% d'une clinopyroxénite. Le liquide issu de la fusion du manteau ambiant est ici représenté par une ligne rose et correspond à la composition moyennée des échantillons représentatifs du manteau ambiant (en rose dans les autres figures). Le champ gris représente l'ensemble du jeu de données. Les lignes en pointillées correspondent aux résultats du mélange pour diverses proportions de liquide pyroxénitique et ambiant. La solution préférée, c'est-à-dire celle qui reproduit le mieux l'échantillon 10PUB16-05 est marquée d'un petit astérisque rouge.

	Coeff. partage				Compositions sources			Résultats mélange			
	K_D Cpx	K_D Opx	(calculé) D	(calculé) P	(mesuré) HR-10 gabb.	(calculé) liq. Cpxite. métagabb.	(mesuré) liq. AM	90% - 10%	(calculé) 80% - 20%*	50% - 50%	20% - 80%
Rb	0.0006	0.000045	0.000489	0.0004329	0.04	0.200	3.30	0.510	0.820	1.75	2.68
Ba	0.00068	0.00004	0.000552	0.0004904	1.1	5.5	52	10.1	14.8	28.7	42.7
Th	0.003	0.00005	0.00241	0.002161	0.01	0.050	0.368	0.081	0.113	0.209	0.304
U	0.0052	0.00005	0.00417	0.003745	0.003	0.015	0.135	0.027	0.039	0.075	0.111
Nb	0.007	0.0001	0.00562	0.005042	0.21	1.03	5.91	1.52	2.00	3.47	4.94
La	0.042	0.0005	0.0337	0.03025	0.36	1.58	6.36	2.08	2.54	3.98	5.41
Ce	0.09	0.003	0.0726	0.06486	1.32	5.1	16.7	6.4	7.4	11.0	14.4
Sr	0.096	0.009	0.0786	0.0693	32.9	124	178	133	135	153	168
Nd	0.19	0.007	0.1534	0.13694	1.56	4.79	13.6	5.9	6.5	9.3	11.8
Zr	0.128	0.013	0.105	0.09242	9.1	31.8	118	41	49	75	101
Hf	0.23	0.013	0.1866	0.16586	0.28	0.792	3.12	1.06	1.26	1.98	2.66
Sm	0.28	0.01	0.226	0.2018	0.58	1.50	4.27	1.86	2.06	2.93	3.73
Eu	0.355	0.013	0.2866	0.25586	0.25	0.574	1.47	0.774	0.753	1.04	1.30
Gd	0.37	0.016	0.2992	0.26672	0.847	1.90	5.45	2.37	2.61	3.74	4.77
Tb	0.382	0.021	0.3098	0.27546	0.152	0.334	0.931	0.415	0.454	0.644	0.816
Dy	0.402	0.025	0.3266	0.28994	1.03	2.20	6.04	2.72	2.97	4.19	5.30
Ho	0.41	0.029	0.3338	0.29578	0.22	0.464	1.29	0.575	0.629	0.894	1.13
Y	0.421	0.025	0.3418	0.30362	5.37	11.2	36.7	14.4	16.3	24.3	31.8
Er	0.422	0.041	0.3458	0.30466	0.63	1.30	3.76	1.62	1.79	2.57	3.28
Yb	0.432	0.047	0.355	0.31198	0.59	1.20	3.47	1.50	1.65	2.37	3.03
Lu	0.439	0.052	0.3616	0.31712	0.09	0.181	0.519	0.225	0.248	0.356	0.453

Tableau 6.1 – Modélisation des éléments traces : Paramètres et Résultats.

6.3.3 Spéculations concernant la composition isotopique de ULC

La direction du mélange ULC-AM définie par les échantillons indique un composant inconnu (Figure 5.16).

Nous avons déjà spéculé sur le fait que le modèle de Lee et al. (2012) pourrait apporter un élément de réponse concernant l'origine de ULC. Ce modèle suppose que la croûte inférieure en contexte d'arc magmatique mature pourrait contenir des pyroxénites à faible μ (présence de sulfures). En effet, il existe de réelles preuves (i.e échantillons) de l'existence de ces pyroxénites et sulfures magmatiques d'arcs continentaux (Lee et al., 2006 ; Sappin et al., 2011). Cependant leurs compositions isotopiques ne sont pas connues, ce qui ne nous permet pas de tester directement ces échantillons en tant que pôle de mélange. Néanmoins, on pourrait spéculer sur la composition isotopique de la source, si on considère comme valable à $\pm 10\%$ près les proportions de mélange données par la modélisation des éléments traces. En considérant l'échantillon 10PUB16-05 comme un mélange liquide-liquide constitué de 80% de ULC + 20% de AM, et connaissant ses compositions isotopiques et ses concentrations en Sr, Nd, Pb et Hf, tout comme on connaît également celles du liquide AM, on peut calculer les concentrations dans ULC et donc estimer sa signature isotopique. Soit,

$$R_{ULC} = (R_m \cdot C_m - R_{AM} \cdot C_{AM} \cdot (1 - x)) / (C_{ULC} \cdot x) \quad (6.3)$$

Avec R_{ULC} le rapport isotopique dans la source ULC (inconnu), R_m celui du mélange ULC - AM (connu = échantillon 10PUB16-05), R_{AM} celui de la source AM (connu = intersection des trends isotopiques), C_{AM} la concentration de l'élément dans le liquide AM (connu = moyenne des échantillons représentatifs de AM), C_m celle dans le mélange basaltique ULC - AM (connu = échantillon 10PUB16-05), C_{ULC} celle dans le liquide ULC (calculé : $C_{ULC} = (C_{AM} \cdot (1 - x) - C_m) / x$), avec $x = 80 + / - 10\%$ la proportion du composant ULC dans le mélange (10PUB16-05).

Les résultats ainsi que les paramètres de cette modélisation sont illustrés dans les Figures 1 & 2 de l'article, et dans le Tableau 6.2 et où l'on peut voir les estimations de la composition du pôle ULC. Ces estimations restent approximatives et permettent simplement d'appréhender au premier ordre la gamme de compositions isotopiques de ULC dans le cas d'un mélange binaire simple. Elles sont dépendantes des proportions obtenues lors de la modélisation des éléments traces et des hypothèses qui la soutendent.

	Mélange ULC-AM	Pôle 1 : AM		Pôle 2 : ULC	
	(mesuré)	(mesuré)		(calculé)	
	10-PUB16-05	moyenne AM	70%-30%	80%-20%*	90%-10%
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70303	0.70287	0.70307	0.70306	0.70304
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51303	0.51304	0.51300	0.51301	0.51302
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.49	18.16	17.21	17.33	17.42
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.46	15.5	15.44	15.45	15.46
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36.83	37.55	36.53	36.65	36.75
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.28302	0.28309	0.28298	0.28300	0.28302
concentrations (ppm)				(calculé)	
Sr	233	170		260	
Nd	7.84	12.2		5.97	
Pb	0.714	0.7		0.720	
Hf	1.83	2.8		1.41	

Tableau 6.2 – Modélisation isotopes : Paramètres et Résultats.

6.4 Proposition d'un scénario pour l'origine de ULC

6.4.1 Une source ancienne et une affinité continentale

Les résultats de modélisation semblent approuver le scénario selon lequel le recyclage de pyroxénites continentales (Lee et al., 2012) dans le manteau supérieur pourrait être responsable de la formation d'un réservoir au Pb très peu radiogénique et dont la signature serait due à la présence de sulfures. Toutefois, au delà de la lithologie, un tel scénario pour ULC nécessite de trouver dans la signature géochimique des basaltes associés, des indices justifiant 1) une origine continentale, et 2) une source suffisamment ancienne afin d'être cohérent avec la durée nécessaire imposé par l'évolution dans le temps de l'arc magmatique et de sa racine en un complexe épais et dense, son recyclage, et enfin son temps de résidence dans le manteau supérieur avant de fondre.

Par comparaison avec les données de la littérature, on constate que la tendance dessinée par ces nouvelles données s'aligne dans celle de l'EPR tout en l'étirant vers des valeurs plus basses pour les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figure 6.7). Dans un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ce même trend prend en revanche une direction différente (Figure 6.7). Cet effet provient du fort rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport aux valeurs de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ces échantillons. Les roches continentales et plus spécifiquement archéennes ont aussi cette même caractéristique. En effet, si la source est très ancienne le chronomètre a pu être arrêté suffisamment tôt dans l'histoire de la Terre, lorsque le taux de production du ^{207}Pb était encore supérieur à celui du ^{206}Pb et ^{208}Pb (> 2 Ga) (Figure 6.8). Puisque les basaltes ULC ont cette propriété, on

peut donc imaginer que leur source est très ancienne.

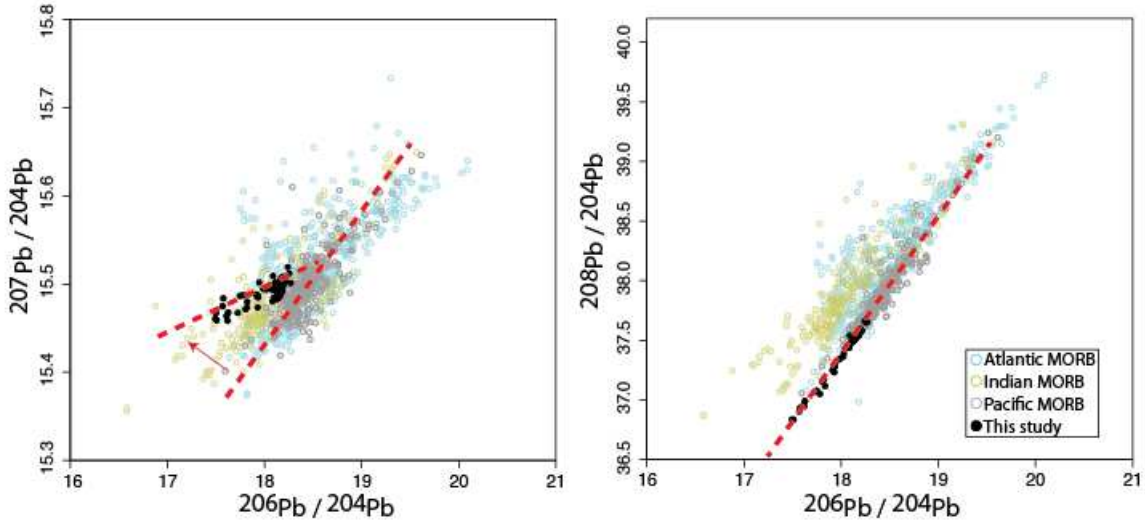


FIGURE 6.7 – Illustration du caractère ancien de la source du point chaud. Tandis que la tendance définie par les échantillons s’aligne avec la tendance globale de l’EPR dans un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (à droite), elle s’en écarte dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (à gauche), ce qui montre que le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est anormalement élevé pour un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné, et suggère une origine ancienne.

Par ailleurs, le rapport isotopique $^4\text{He}/^3\text{He}$ a été mesuré pour quatorze basaltes (Figure 6.9). Les gaz rares sont des traceurs géochimiques utilisés pour discriminer les magmas provenant du manteau supérieur, de ceux prenant source dans le manteau inférieur. En effet, lors de la différenciation croûte / manteau, le manteau supérieur a été fortement dégazé, tandis que le manteau inférieur est resté plus primitif, c’est pourquoi les MORB ont des compositions plus "dégazées" que les OIB. Généralement, par convention, on utilise le rapport R/R_A pour désigner la composition isotopique de l’He, c’est à dire le rapport isotopique de l’He dans l’échantillon, divisé par celui dans l’atmosphère. La concentration en He est très basse dans le matériel volcanique et tout contact avec l’atmosphère ou l’eau de mer (dans laquelle l’He est soluble) contamine sa signature isotopique. C’est pour cette raison que l’He est mesuré dans les verres volcaniques ou dans les inclusions vitreuses dans les olivines. Dans les MORB le rapport R/R_A est très homogène autour d’une valeur de 8 (Allegre et al., 1995 ; Graham, 2002), tandis qu’il est beaucoup plus élevé dans les OIB.

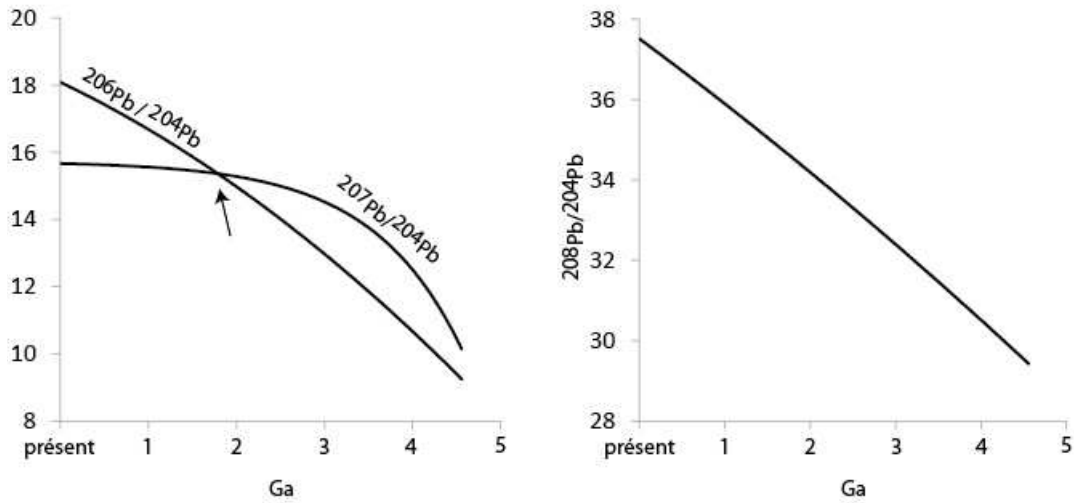


FIGURE 6.8 – Evolution des rapports isotopiques du Pb en fonction du temps ($\mu=8.65$; $\kappa=3.8$). On remarquera que jusqu'à il y a environ 2 Ga, le taux de production du ^{207}Pb était supérieur à celui du ^{206}Pb .

Les rapports R/R_A mesurés sur quinze échantillons sont tous significativement inférieurs à 8 (Figure 6.9), et les échantillons les plus influencés par le composant ULC ont les rapports les plus bas (allant jusqu'à 5.6), ce qui suggère une source très dégazée et /ou ancienne, et donc cohérente avec un héritage continental (Graham, 2002). En effet, il est largement admis que le matériel continental doit être extrêmement dégazé (<0.1) s'il a plus de 10-100 Ma (Graham et al., 2002; Ballentine et al., 1997).

La signature dégazée des échantillons de l'EPR entre $15^\circ 37'$ - $15^\circ 47'$ N exclut donc la possibilité d'une source primitive (manteau inférieur) et soutient l'idée d'une source localisée dans le manteau supérieur. Un autre argument plaidant également en faveur d'une affinité continentale concerne les rapports en éléments traces Ce/Pb qui sont considérablement plus bas (10-11) que la valeur homogène des basaltes océaniques (25 ± 5). De même, les rapports Eu/Eu^* sont élevés (jusqu'à 1.2) pour les basaltes les plus influencés par ULC (Figure 6.9) tandis que les basaltes océaniques ont généralement des valeurs inférieures à 1. Autant de propriétés géochimiques caractéristiques de la croûte continentale inférieure (Rudnick et Fountain, 1995; Rudnick et Gao, 2004) qui appuient le scénario envisagé précédemment. De plus, les isotopes du Sr, Nd et Hf attestent d'une signature enrichie par des valeurs de Sr radiogéniques et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ plus bas. Ces observations s'accordent également avec l'hypothèse d'un recyclage de croûte continentale inférieure dans le manteau, puisqu'ils sont dans la large

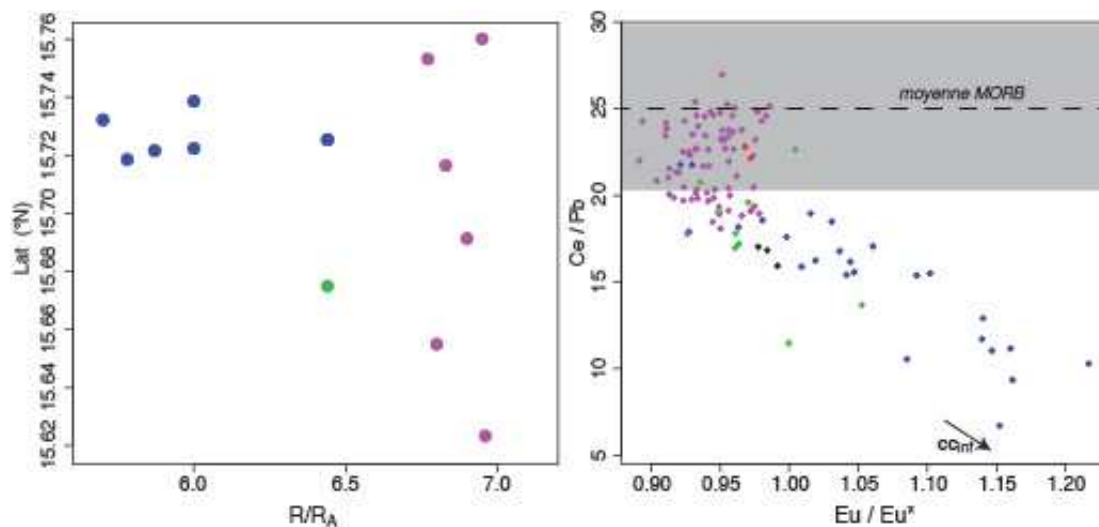


FIGURE 6.9 – A gauche : Compositions isotopiques de l’He d’une quinzaine d’échantillons choisis le long de l’EPR représenté en fonction de la latitude. Le rapport R/R_A correspond au rapport isotopique de l’He dans l’échantillon divisé par celui dans l’atmosphère. A droite : Diagramme représentant le rapport Ce/Pb en fonction de Eu/Eu^* , utilisés comme marqueurs de croûte continentale inférieure (CCinf).

gamme de compositions des roches de la croûte continentale inférieure. Il existe toutefois très peu de données isotopiques sur ces roches, qui pour la plupart proviennent de xénolithes dans les roches volcaniques. Ces roches ont des compositions variées, allant de roches ultramafiques à felsiques (pyroxénites, gabbros, gabbronorites, anorthosites, hornblendites ou granulites). Etant donné les textures et les concentrations traces dans ces roches (absence de zonation, assemblage minéralogique assez simple, anomalie positive en Sr et Eu etc), il semblerait qu’une grande partie de la croûte continentale inférieure soit cumulative (Rudnick et al., 1986; Halliday et al., 1993; Upton et al., 2001; Downes et al 2007). En revanche, la grande diversité lithologique est accompagnée d’une gamme trop large de compositions isotopiques, car celles-ci sont trop perturbées par les processus de métamorphisme, de métasomatose et d’altération qui affectent sur de longues périodes la partie profonde de la croûte et modifient sa composition initiale. Rudnick et Goldstein (1990) suggèrent que la composition isotopique du Pb soit réhomogénéisée dans la croûte continentale. Halliday et al. (1993) proposent de calculer le temps nécessaire pour générer la gamme de compositions observée à partir de la gamme de variations des rapports père/fils, et montrent qu’il faut quelques centaines de millions d’années pour y parvenir dans les systèmes Pb et Sr, mais plusieurs milliards d’années pour le Nd, ce qui suggère alors que le processus d’homogénéisation qui affecte le Pb et

le Sr n'affecte pas ou peu le Nd, et lui permet d'exposer une diversité de composition encore plus grande. Par conséquent, il est difficile de faire un lien clair entre la signature isotopique complexe et non généralisable de la croûte continentale inférieure et celle observée pour ULC.

En revanche nous avons vu que les compositions isotopiques du Sr, Nd ainsi que les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des basaltes analysés étaient assez similaires à certains MORB de l'océan indien porteurs de l'anomalie DUPAL (Dupré et Allegre, 1983 ; Hart, 1984). Ces points communs suggèrent donc que la source des MORB "indiens" et celle d'ULC pourraient avoir une origine similaire, même si le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ des basaltes ULC est clairement plus bas pour des compositions isotopiques de Sr et Nd données que dans les MORB indiens. Le système isotopique Lu-Hf est sensible à la présence de grenat (et dans une moindre mesure du clinopyroxène), minéral dans lequel le Lu est compatible. Généralement, des compositions isotopiques plus radiogéniques en Hf sont donc expliquées par la présence de grenat dans la source. Ceci est alors accompagné par un enrichissement TR lourdes ou un appauvrissement (dans la plupart des cas) lorsque le grenat est résiduel. Dans notre cas il n'y a pas d'enrichissement en TR lourdes et le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ est très bas, ce qui implique une intégration dans le temps d'un faible rapport Lu/Hf qui peut être expliqué par la présence de grenat résiduel lors d'un évènement antérieur de fusion partielle.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour l'origine de la signature DUPAL. Celles-ci sont la contamination du manteau supérieur par des points chauds profonds (Storey et al., 1989), l'introduction de manteau lithosphérique subcontinental pendant le démantèlement du Gondwana (Mahoney et al., 1992), ou encore le recyclage de croûte océanique et ses sédiments (Dupré et Allegre., 1983 ; Rehkamper and Hofmann, 1997). Les données d'hélium, osmium et hafnium ont permis de rejeter ces hypothèses et le consensus actuel implique le recyclage de croûte continentale inférieure dans le manteau (Escrig et al., 2004 ; Hanan et al., 2004 ; Janin et al., 2012).

6.4.2 Détection en surface d'hétérogénéités discrètes : Le rôle du contexte géodynamique

Le fait que que cette signature géochimique n'ait jamais été échantillonnée auparavant malgré des années d'exploration géochimique des MORB pourrait suggérer qu'un tel matériel est rare dans le manteau. On peut aussi envisager que celui-ci soit commun mais sous la forme de petites hétérogénéités dont la détection au niveau des dorsales ne

soit possible que si elle est favorisée par son contexte géodynamique. En effet, si l'on se replace dans un contexte où de petites hétérogénéités enrichies fondraient sous une dorsale, on comprend que celles-ci vont être largement diluées car mélangées avec le matériel généré par la fusion du manteau ambiant (AM). Or si ce matériel ULC est plus enrichi, seule une petite fraction de quelques % dans le mélange serait nécessaire pour que ce composant soit détecté en surface dans les basaltes. En revanche si ce composant est déjà appauvri comme le suggèrent leurs spectres en éléments traces, alors quelques % seulement de ce matériel ne suffiraient pas à le rendre détectable.

Dans la configuration d'une interaction point chaud dorsale, comme c'est le cas dans la région étudiée, une migration de la ride en direction de la source du point chaud est possible (Mittelstaedt et al., 2008), et le matériel point chaud peut ainsi être facilement drainé préférentiellement vers le centre d'accrétion (Figure 6.10) (Mittelstaedt et al., 2011). Cela a pour effet de rendre par moment sa contribution dominante dans le mélange magmatique. En effet, selon la simulation de mélange obtenue à partir des éléments traces, la contribution des liquides issus du point chaud aurait pu atteindre par moments 80% du mélange. Et si l'on regarde comment évolue le résultat du mélange, en diminuant progressivement la contribution du liquide pyroxénitique, on remarque qu'en dessous de 50% sa signature en éléments traces devient indétectable (Figure 6.6). On pourrait parler d'ULC comme d'un composant à la signature récessive dont l'enregistrement en surface dans les MORB nécessiterait la combinaison de deux conditions principales 1) l'abondance de matériel fertile dans le manteau supérieur (blob ou lentille de manteau) ayant une signature semblable à celle d'ULC, et 2) un gradient thermique suffisamment fort (dorsale rapide) pour permettre à cette hétérogénéité de fondre abondamment.

Les isotopes du Pb et de l'Hf en revanche permettent de détecter ULC en de plus faibles proportions (la gamme des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ étant plus restreinte et plus commune) car le contraste est fort entre sa composition et celle de AM. L'ensemble de ces échantillons qui définissent la tendance et les diverses proportions de mélange entre ULC et AM sont localisées seulement dans une petite zone au niveau de la connection seamounts-EPR. Une telle focalisation sur moins de deux kilomètres le long de l'axe de la dorsale tendrait à confirmer que le mélange s'effectue à l'état liquide et pourrait aussi suggérer que ce pulse magmatique soit également récent.

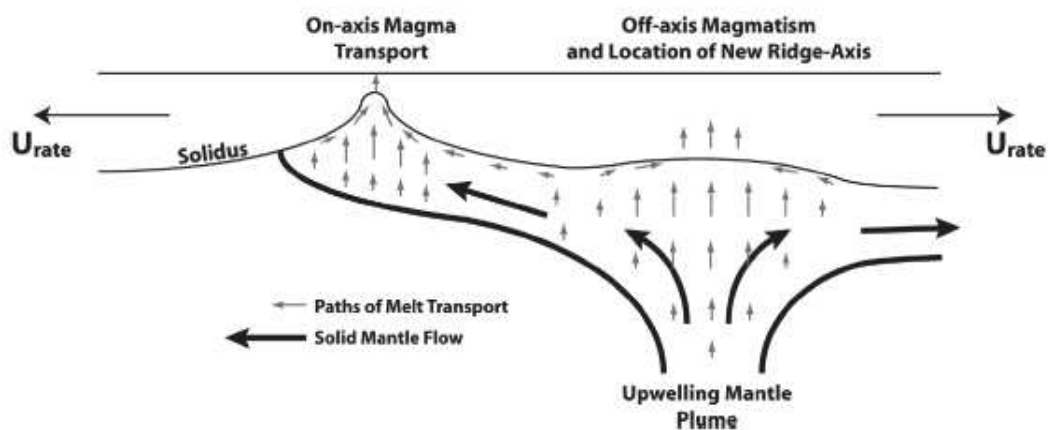


FIGURE 6.10 – Modèle conceptuel (tiré de Mittelstaedt et al., 2011) illustrant la remontée et le transport du manteau et des liquides magmatiques en contexte de point chaud à proximité d'une dorsale. Une grande partie du matériel point chaud est préférentiellement transférée vers l'axe de la dorsale.

Chapitre 7

Modalités de l'interaction entre l'EPR et le point chaud des Mathématiciens

7.1 Reconstruction spatio-temporelle des 600 derniers mille ans

7.1.1 Contraintes imposées par la géophysique

Entre les zones de fractures de Rivera et d'Orozco, les 350 km d'EPR sont séparés en trois segments de deuxième ordre par un OSC à $16^{\circ} 20'N$, et une discontinuité plus complexe à $18^{\circ} N$. La morphologie, la gravimétrie et la tectonique récente de ce secteur ont été détaillées par Macdonald et al. (1992), Scheirer et Macdonald (1993), Weiland et Macdonald (1996). Sur la base de la bathymétrie, le segment $16^{\circ} N$ (segment d'étude) se différencie du segment nord par son aspect plus magmatique et robuste dû à sa surélévation par rapport au reste de l'EPR et à l'aspect de sa zone axiale formant un large et haut plateau lisse au centre du segment. A cet endroit, Carbotte et al. (1998), Carbotte et al. (2000) ont également observé par sismique la présence d'une chambre magmatique axiale large et deux fois moins profonde que sous le segment nord, coïncidant avec une anomalie Bouguer Mantle Anomalie (BMA) négative et concentrique centrée sur $15^{\circ} 42'N$ (Macdonald et al., 1992; Shah et Buck, 2006), et suggérant une augmentation du budget magmatique sous ce segment (Figure 2.9). D'ailleurs, Carbotte et al. (2000) soulignent également la présence d'une lentille magmatique supplémentaire sous la partie ouest du plateau, qui n'est pas présente de l'autre côté. A l'ouest de ce segment

se trouve la chaîne des monts Mathématiciens (nommée "P1545", Weiland et Macdonald, 1996) qui pourrait être la source de cette "lentille". Ce large plateau est bordé de chaque côté par deux renflements emboîtables qui suggèrent le rifting d'un édifice volcanique correspondant à la terminaison est de la chaîne de seamounts et appelé "Split seamount" (Carbotte et al., 2000). L'asymétrie du régime d'accrétion océanique révélée par l'analyse de l'anomalie magnétique axiale et l'existence de traces fossiles parallèles à l'axe actuel indiquent que ce segment a progressivement migré vers l'ouest en direction des seamounts, ce qui est typique lors d'une interaction panache-dorsale (Hey et Vogt, 1977; Small, 1995; Mittelstaedt et al., 2011) et donc appuie là aussi fortement l'idée de la présence d'un petit point chaud proche de l'axe de la ride. Après le dernier saut d'axe, l'activité magmatique s'est d'abord initiée au centre du segment près de $15^{\circ} 42'N$ puis s'est propagée vers le sud et enfin le nord. L'hydrothermalisme dans cette zone est très peu actif en comparaison avec le segment situé au nord de l'OSC. Les données acquises par Baker et al. (2001) suggèrent que c'est le degré de perméabilité locale de la croûte océanique qui contrôle l'expression de l'activité hydrothermale dans la colonne d'eau. Ils suggèrent que l'activité magmatique importante et l'étendue des coulées volcaniques de la zone agissent comme une couverture imperméable ou un joint magmatique qui inhibe la circulation hydrothermale, et ne peut s'exprimer que le long de quelques failles et fractures. L'un de ces rares sites se trouve le long d'une grande fissure de la partie Est du plateau axial à $15^{\circ} 44'N$ (Figure 7.1).

En terme de chronologie, certains éléments de morphologie associés aux données de paléomagnétisme permettent de poser des limites temporelles dans l'évolution tectono-magmatique du secteur. La début de la mise en place de la chaîne de seamounts serait contemporaine de la propagation du segment vers le nord estimée s'effectuer entre 0.8 et 0.5 Ma B.P (Weiland et Macdonald, 1996). Deux marches parallèles à l'axe d'accrétion sont également visibles dans la bathymétrie (Figure 7.2) de part et d'autre de l'axe et correspondent à un surélévement de 100-150m en moyenne du plancher océanique ainsi qu'à une baisse de la rugosité (Cormier et al., 1998). La marche Ouest est mieux visible que celle à l'Est et date d'environ 0.6 Ma (Cormier et al., 1998). La formation de ces marches est interprétée comme étant le résultat d'une augmentation anormale de la production magmatique par rapport au régime classique de la dorsale, et dans ce cas pourrait marquer le début de l'interaction entre le point chaud et la dorsale. A l'intérieur de ces marches s'est ensuite opérée la migration du segment vers l'Ouest via deux petits sauts d'axe de 7 à 10 km il y a 0.3-0.25 Ma et 0.15-0.10 Ma (Carbotte et al., 2000). Les âges déterminés à partir des paléointensités des laves répandues dans le

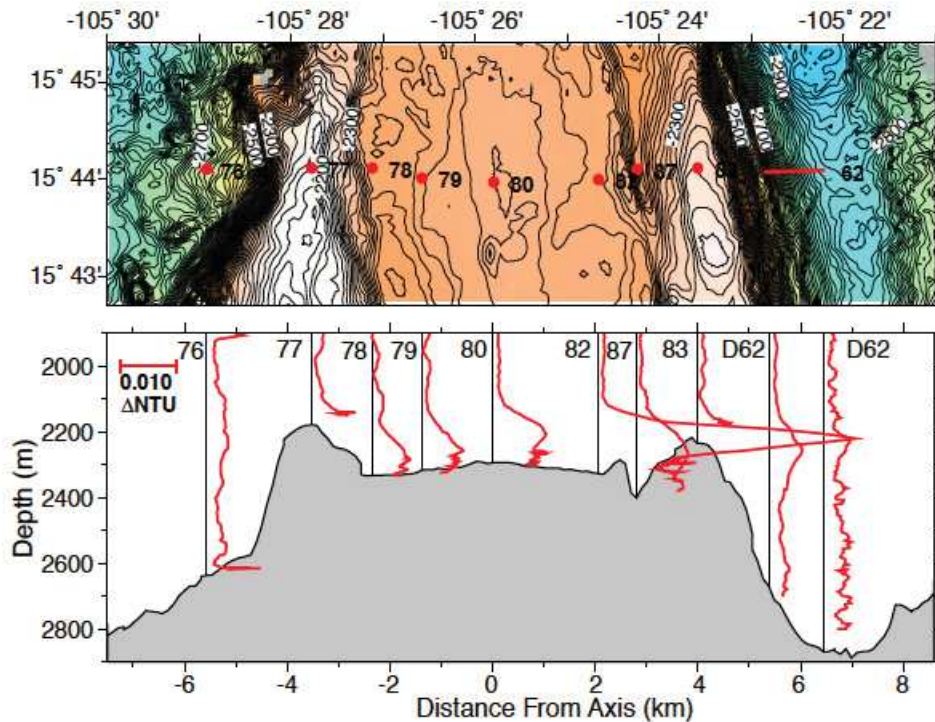


FIGURE 7.1 – Signature hydrothermale (courbe rouge) de l'EPR à 15° 44'N (tiré de Baker et al., 2001). Les points rouges correspondent aux stations MAPR (Miniature Autonomous Plume Recorder). La seule trace de panache hydrothermal est localisée 2 km à l'Est de l'axe, à proximité d'une fissure de 120 m de profondeur et 500m de large, qui marque la bordure du renflement Est correspondant à une moitié du "Split seamount". (δ NTU : Nephelometric Turbidity Unit)

plateau axial entre les deux morceaux du volcan Split ont tous des âges très similaires d'environ 2000-3000ans ($55\mu T$), et attestent donc d'une activité volcanique intense sur cette courte période qui a permis le remplissage rapide et intégral du plateau et de ces flancs (Carlut et al., 2004). L'ensemble de ces informations est synthétisé sur la Figure 7.10 où a été aussi intégrée l'interprétation géochimique des deux profils.

7.1.2 Apports de la géochimie

A partir de notre jeu de données, nous avons pu identifier trois composants principaux : AM (Ambiant Mantle), ULC (Unradiogenic Lead Component) et SMC (Secondary Mathematician Component) qui ont permis de montrer l'influence de la source du point chaud des Mathématiciens sur l'EPR. Par comparaison avec les compositions



FIGURE 7.2 – Carte bathymétrique et profils magnétiques de surface de la zone d'étude (tiré de Cormier et al., 1998). Cette carte fait apparaître les marches bathymétrique correspondantes à une élévation et à un changement de rugosité du plancher océanique il y a 0.6 Ma. Sur les profils magnétiques, la limite Brunhes/Matuyama (B/M) est claire, et les micro-anomalies apparaissent dans la période récente.

isotopiques des laves du segment situé au nord de l'OSC et celles des laves du segment situé au sud de la zone de fracture d'Orozco (Figure 5.7), les basaltes de cette étude ont des rapports isotopiques de Sr nettement plus élevés et des rapports isotopiques de Nd nettement plus bas, caractéristiques d'un manteau plus enrichi. Le manteau ambiant sous le segment d'étude est clairement différent de celui de ces deux autres segments. La manière la plus évidente d'interpréter ces différences isotopiques est donc de considérer que tous les basaltes émis par l'EPR sont influencés par la source du point chaud. L'occurrence de quelques N-MORB avec des compositions isotopiques très similaires à celles des échantillons venant du segment 17° N et de la région 15° N, prouvent que du manteau appauvri est encore localement présent et se mélange avec le matériel point

chaud. Ce changement radical de composition souligne les discontinuités physiques que représentent l'OSC (16 ° 20'N) et la faille transformante Orozco (15 ° 25'N) qui sont donc également des discontinuités chimiques qui confinent et limitent le matériel point chaud à n'affecter seulement que ce segment.

Le profil d'échantillonnage transversal à l'axe actuel, recoupe également les deux axes fossiles qui l'ont précédé (Figure 4.8). Le problème avec cette configuration est que ce profil ne représente pas une séquence temporelle continue ce qui complique l'interprétation de l'évolution géochimique des laves au cours du temps. En revanche, puisque ce profil recoupe les trois axes, et que le premier saut d'axe est estimé à il y a environ 0.3 Ma, on sait que l'extrémité Est du profil échantillonne des laves légèrement plus anciennes que 0.3 Ma. Le fait que le manteau ambiant soit échantillonné tout le long de ce profil et déjà par l'axe le plus ancien, nous permet donc d'affirmer que la source du point chaud affectait déjà l'EPR il y a 0.3 Ma.

Grâce au faible pas d'échantillonnage, un suivi géochimique coulée par coulée a pu être entrepris, ce qui a permis de regarder la variabilité géochimique du manteau à très petite échelle. Toutefois, l'inconvénient de ce pas d'échantillonnage dans l'interprétation temporelle des données du profil transversal est qu'il est du même ordre de grandeur que celui de l'écoulement des laves. D'après la position des échantillons sur le profil transversal uniquement, nous ne pouvons pas affirmer que pour deux échantillons côte à côte, le plus éloigné de l'axe soit le plus ancien puisqu'une lave plus récente peut très bien s'être répandue plus loin et avoir recouvert la précédente. L'interprétation conjointe des données de géochimie avec celle de bathymétrie nous ont donc permis de poser les contraintes spatio-temporelles nécessaires sur le profil transversal, en délimitant précisément les domaines de croûte océanique associés au fonctionnement de chacun des axes (actuel et fossiles).

Concernant le composant ULC, le fait que celui-ci soit absent du profil transversal et uniquement présent de manière très localisée le long du profil axial, nous permet de dire que celui-ci s'exprime depuis peu de temps sur ce segment. Le constat est un peu différent pour le composant SMC puisqu'un échantillon (10PUB03-06) possède cette signature sur la partie ancienne du profil transversal. Ceci confirme l'existence d'une interaction entre la dorsale et la source des seamounts avant les sauts d'axes, et suggérerait aussi que le composant ULC soit l'expression la plus récente du point chaud. Selon Carlot et al. (2004), les échantillons portant la signature ULC ont un âge inférieur à cent ans comme

l'indique leur valeur de paléointensité autour de $39\mu T$, équivalente à la valeur actuelle.

Les données géochimiques nouvellement acquises nous permettent de confirmer l'influence supposée par la géophysique du point chaud des Mathématiciens sur l'EPR, puisque le matériel point chaud est détecté géochimiquement dans les MORB de l'EPR. Cette interaction débute il y a plus de 0.3 Ma, ce qui est compatible avec la formation des marches dans la bathymétrie il y a 0.6 Ma (Cormier et al., 1998) marquant le début de l'interaction. Les compositions du manteau le long du profil transversal (Figure 7.3) montrent également des motifs symétriques de part et d'autre de la trace de l'axe fossile précédent. Ce genre de symétrie suggère vraisemblablement la mise en place d'un édifice volcanique (plus enrichi) à l'axe à cette période, qui aurait ensuite subi un rifting, et témoignerait de l'activité tectono-magmatique passée, quelques kilomètres à l'est de l'axe actuel.

A plus grande échelle, la comparaison de la géochimie des MORB de ce segment avec ceux des segments adjacents, permet de bien mettre en lumière la contamination du manteau local (appauvri) par un matériel plus enrichi (point chaud des Mathématiciens). A petite, voire très petite échelle, la géochimie permet de préciser la composition de la source du point chaud, et révèle son hétérogénéité qui se décline sous la forme des trois composants principaux discutés dans les chapitres 5 & 6. Il s'agit d'hétérogénéités locales (métrique à kilométrique) au sein d'une plus grande hétérogénéité (dizaine(s) de kilomètres). Un composant largement majoritaire se mélange au DM pour donner la signature AM, et deux composants plus minoritaires (ULC et SMC) qui s'expriment plus tardivement dans l'histoire de l'interaction entre l'EPR et le point chaud des Mathématiciens, en "polluant" le composant AM. L'ensemble du système est illustré dans la figure de synthèse 7.12.

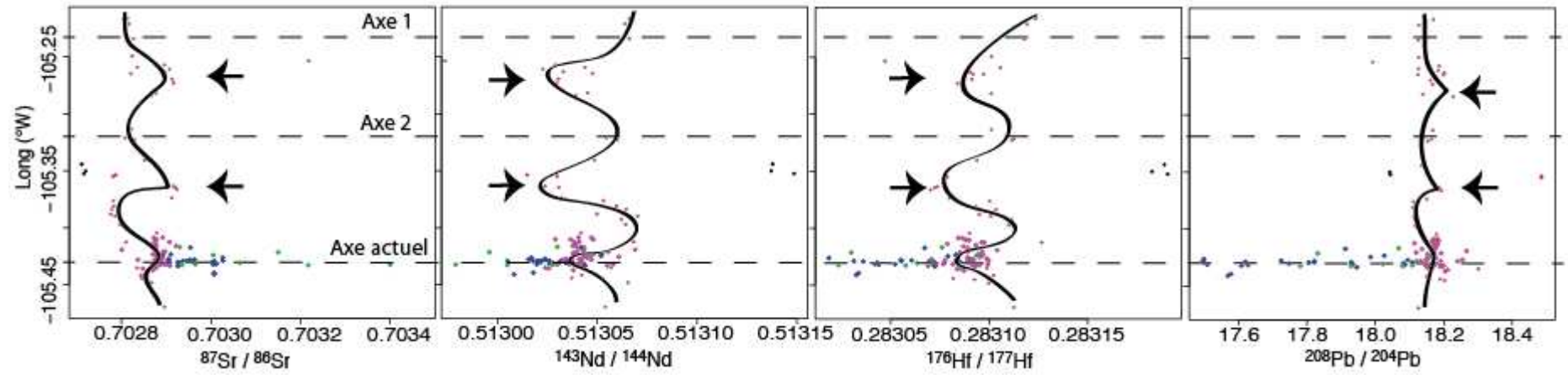


FIGURE 7.3 – Variations isotopiques des échantillons de cette étude en fonction de la longitude. La courbe noire symbolise les variations isotopiques du manteau ambiant le long du profil transversal à l'axe. La position des axes est matérialisée par des pointillés.

7.2 Approche couplée géochimie - données de bathymétrie et microbathymétrie

7.2.1 Synthèse des travaux en cours sur la morphologie de la zone d'étude

Les données bathymétriques et microbathymétriques acquises lors de la mission Pa-RiSub font l'objet d'une thèse en cours (Le Saout, Université de Brest). Le traitement de ces données et leur interprétation ont permis d'apporter une image plus détaillée sur la morphologie de ce segment atypique, et sur la manière dont celui est affecté par la présence d'un petit panache à proximité. La carte bathymétrique générale réalisée image la zone entre $15^{\circ} 25'N$ - $16^{\circ} 15'N$ et $105^{\circ} 40'W$ - $105^{\circ} 05'W$ avec une résolution de 40m (Figure 2.9A), et couvre le profil transversal d'échantillonnage. Les mesures par AUV AsterX ont permis l'élaboration d'une carte haute résolution de la zone axiale de l'EPR entre $15^{\circ} 53'N$ et $15^{\circ} 36'N$ ($105^{\circ} 28'N$ - $105^{\circ} 24'N$), qui offre une vision des objets tectoniques et magmatiques au niveau d'une dorsale à l'échelle du mètre. Elle a notamment permis d'imager la répartition des faciès de laves dans cette zone (Le Saout, 2011). La plupart des laves rencontrées sont des laves lobées, drappées, et des laves en coussins que l'on trouve classiquement au niveau des dorsales intermédiaires et rapides. Toutefois, un troisième type très présent dans cette zone à pu être aussi identifié et cartographié : ce sont les laves d'inflation. Ce type de lave avait déjà été observé en milieu aérien dans les coulées wawaiennes de types Pahoehoe (e.g., Hon et al., 1994 ; Kent et al., 1998 ; Glaze et Baloga., 2013), mais pas en milieu océanique. En domaine océanique elles seraient beaucoup plus volumineuses qu'à terre (Deschamps, communication personnelle). Leur mode de mise en place reste quelque chose d'assez mal compris. Selon Deschamps (communication personnelle), ces laves se mettraient en place sur des surfaces d'écoulement sub-horizontales et au dessus de laves en coussins.

Concernant la segmentation, alors que ce segment de deuxième ordre apparaissait comme atypique pour une dorsale à taux d'expansion intermédiaire, la haute résolution a permis de préciser la localisation des différentes discontinuités de troisième ordre, et de dévoiler l'existence d'un découpage au quatrième ordre qui atteste de la complexité des réajustements tectoniques et magmatiques à court terme de la dorsale (Figure 7.4). La complexité de cette région réside surtout dans le fait qu'elle présente une variabilité morphologique aussi grande que sa variabilité géochimique. Il existe une grande variabilité spatiale et temporelle des processus tectoniques et magmatiques le long de l'axe

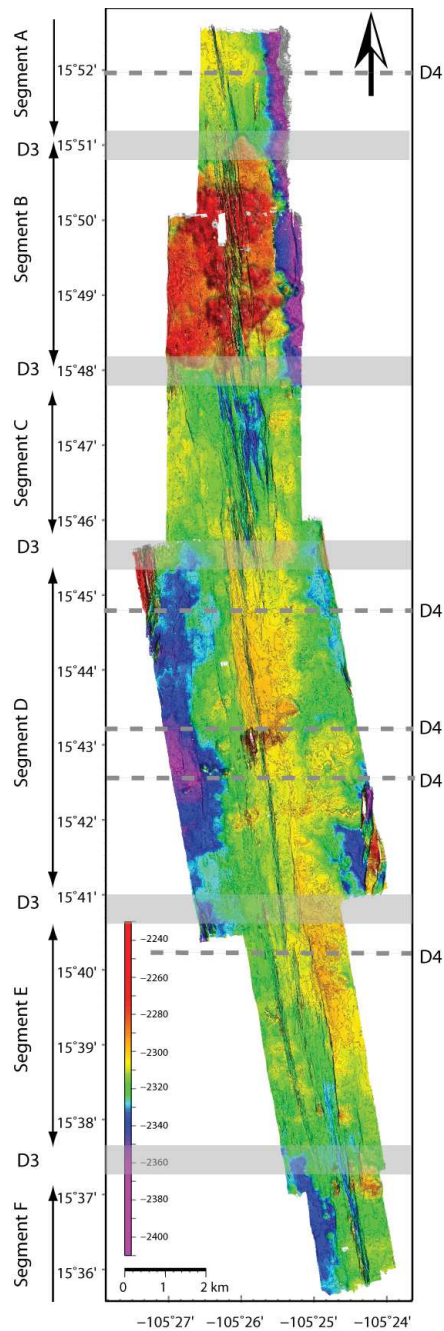


FIGURE 7.4 – Carte à 1m de résolution illustrant les discontinuités (bandes grisées) de 3^e et 4^e ordre (D3, D4) entre 15 ° 36' et 15 ° 53'N sur l'EPR (d'après Le Saout, communication personnelle). Ces discontinuités ont été définies à partir 1) de la profondeur du plancher océanique à l'axe, 2) des largeurs et profondeurs des grabens axiaux, 3) de la répartition des faciès volcaniques et structures tectoniques, et 4) de la segmentation de la chambre magmatique axiale.

(taux d'extrusion et volumes de laves très contrastés ; concentrations de failles, rejets et pendages disparates ; et fluctuations dans la largeur et la profondeur du graben axial).

L'autre observation faite dans la zone axiale est celle d'un second graben parallèle à quelques centaines de mètres à l'ouest du graben axial principal. Le Saout (communication personnelle) suggère donc que ce second graben puisse être un micro saut d'axe en direction des seamounts. La question restant de savoir si ce nouveau segment était actif en même temps que l'autre, et si oui lequel est volcaniquement le plus actif actuellement. Ce nouveau segment parallèle est plus continu, et son graben axial plus étroit et moins profond dans la partie $15^{\circ} 41'N$ - $15^{\circ} 38'N$, ce qui pourrait suggérer que ce dernier est plus magmatique. Par ailleurs, Le Saout (communication personnelle) suggère que l'arrangement spatial des segments de 3e et 4e ordre se fait en forme de V dont la pointe se dirige en direction des seamounts. Au nord et au sud de cette pointe les petits segments se décalent vers l'est et donnent ainsi cette forme arquée au segment de deuxième ordre. Ils apportent donc une nouvelle preuve du fait que le point chaud des Mathématiciens influence fortement la morphologie de l'EPR dans cette zone, contrôlant notamment la segmentation à plus petite échelle via un "doping" du budget magmatique de la dorsale.

7.2.2 Couplage géomorphologie - géochimie

A partir des nouvelles données bathymétriques un lien a été recherché entre la morphologie et la géochimie des échantillons. Nous avons pour chaque échantillon identifié la morphologie de la coulée dont il est issu (d'après les descriptions faites à bord des échantillons, la morphologie des coulées imagées par les données microbathymétriques pour le profil axial, et grâce à la synthèse des vidéos de plongées Nautile réalisée par Le Saout (communication personnelle)). Nous avons défini trois types de morphologie : laves en coussin, "sheet flows" (qui regroupe les laves lobbées, drapées, cordées, et en nappes), et laves d'inflation. Nous avons également pu distinguer les échantillons émis par le deuxième graben formé à l'ouest du graben axial principal et ainsi pu regarder si la composition géochimique de ces échantillons différait de celle de l'autre. L'ensemble de ces résultats est représenté dans les tableaux 7.1, 7.2, & 7.3.

Parmi les échantillons 50% sont des "sheet flows", 46% des laves en coussins, 4% des laves d'inflation ; alors que 66% d'entre eux sont représentatifs de AM, 21% de ULC, 8% de SMC, et moins de 5% correspondent aux DM et EM (Figure 7.5). A l'échelle du profil axial, l'agglomération géochimique observée, n'est pas retrouvée au niveau morphologique. Les différents faciès de coulées se répartissent de manière équilibrée le

Nom	Long	Lat	Geochimie	Pillow	Sheet flow	Inflation	Remarque
PUB24-10	-105.435	15.760	AM	x			
PUB24-09	-105.432	15.757	SMC		x		drapée
PUB24-08	-105.432	15.755	SMC		x		lobée
PUB24-07	-105.432	15.753	AM		x		lobée
PUB24-05	-105.433	15.751	SMC		x		lobée
PUB24-03	-105.431	15.751	SMC		x		lobée
PUB24-02	-105.428	15.749	AM	x			fissure
PUB23-10	-105.434	15.729	AM		x		lobée
PUB23-09	-105.436	15.729	AM	x			
PUB22-14	-105.432	15.735	ULC		x		lobée
PUB22-13	-105.431	15.732	ULC		x		(lobée) dans graben axial
PUB22-10	-105.430	15.725	ULC		x		lobée
PUB22-09	-105.429	15.725	ULC		x		(lobée) dans graben axial
PUB22-08	-105.429	15.722	ULC		x		lobée
PUB22-07	-105.431	15.721	ULC	x			
PUB22-05	-105.429	15.718	AM		x		(lobée) dans graben axial
PUB22-04	-105.428	15.715	ULC		x		lobée
PUB21-12	-105.427	15.680	AM	x			issue du graben 2
PUB21-11	-105.428	15.683	AM	x			issue du graben 2
PUB21-10	-105.426	15.690	AM	x			
PUB21-08	-105.424	15.684	SMC	x			dans graben axial
PUB21-07	-105.424	15.684	AM	x			dans graben axial
PUB21-05	-105.423	15.681	AM		x		lobée
PUB21-04	-105.423	15.676	AM		x		(lobée) dans graben axial
PUB21-02	-105.423	15.674	AM		x		(lobée) dans graben axial

Tableau 7.1 – Identification du type de coulée dont est issu chaque échantillon avec la signature géochimique associée. (1/3)

long des deux profils et ne sont pas liés à une source en particulier. Par exemple, parmi les 25 échantillons à signature ULC, 5% sont des laves en coussins et 64% de "sheet flows", tandis que pour le manteau ambiant les proportions sont 48.5% de laves en coussins, 44.5% de sheet flows et 7% de laves d'inflation (Figure 7.5). Seules les laves d'inflation ne représentent que le manteau ambiant, mais celles-ci ne concernent que cinq échantillons, et ne sont donc peut être pas représentatives.

Cinq échantillons de laves du second graben axial ont également été comparés aux échantillons du graben principal du même secteur. Ces laves ont sensiblement la même composition isotopique et reflètent toutes la signature AM. Enfin, il n'existe pas de lien évident entre les concentrations en éléments majeurs et la morphologie des coulées. Cependant, si morphologie et géochimie des échantillons ne semblent pas directement liés, le couplage des deux a permis de mieux comprendre l'évolution spatio-temporelle du système EPR-point chaud des Mathématiciens.

La majeure partie des informations sur l'évolution morphologique et chimique au

Nom	Long	Lat	Geochimie	Pillow	Sheet flow	Inflation	Remarque
PUB21-01	-105.421	15.675	SMC		x		lobée/drapée ?
PUB20-12	-105.422	15.671	AM		x		lobée
PUB20-09	-105.421	15.667	AM		x		(lobée) dans graben axial axial
PUB20-07	-105.421	15.667	AM		x		lobée
PUB20-04	-105.417	15.662	SMC		x		lobée
PUB20-03	-105.418	15.660	AM		x		lobée
PUB20-02	-105.415	15.655	AM		x		lobée
PUB19-12	-105.432	15.691	AM			x	fracture
PUB19-11	-105.432	15.692	AM			x	
PUB19-10	-105.431	15.699	ULC		x		lobée
PUB19-09	-105.432	15.703	AM			x	issue du graben 2
PUB19-07	-105.432	15.704	AM			x	issue du graben 2
PUB19-06	-105.433	15.706	AM		x		(drapée) issue du graben 2
PUB19-03	-105.427	15.707	AM			x	dans graben axial
PUB19-02	-105.426	15.703	ULC		x		lobée
PUB18-08	-105.408	15.728	AM		x		lobée
PUB18-07	-105.410	15.726	AM		x		drapée
PUB18-05	-105.412	15.722	AM		x		drapée
PUB18-03	-105.416	15.721	AM		x		drapée
PUB17-10	-105.427	15.711	ULC		x		(drapée) dans graben axial
PUB17-09	-105.428	15.712	ULC		x		
PUB17-08	-105.428	15.715	AM		x		(lobée) dans graben axial
PUB17-07	-105.428	15.715	AM		x		(lobée) dans graben axial
PUB17-06	-105.430	15.716	ULC	x			
PUB17-05	-105.434	15.715	ULC	x			
PUB17-04	-105.437	15.715	AM	x			
PUB17-03	-105.439	15.714	ULC	x			
PUB17-02	-105.441	15.713	ULC	x			
PUB16-13	-105.432	15.743	AM		x		
PUB16-11	-105.432	15.740	AM		x		(lobée) dans graben axial
PUB16-10	-105.432	15.739	ULC		x		(lobée) dans graben axial
PUB16-08	-105.430	15.732	ULC		x		
PUB16-07	-105.429	15.729	ULC		x		
PUB16-06	-105.429	15.725	ULC		x		
PUB16-05	-105.429	15.722	ULC	x			
PUB16-04	-105.429	15.720	ULC	x			
PUB16-03	-105.429	15.719	ULC		x		(drapée) dans graben axial
PUB15-09	-105.433	15.730	SMC		x		
PUB15-08	-105.423	15.724	ULC	x			
PUB15-07	-105.419	15.722	EM	x			
PUB15-05	-105.425	15.721	ULC	x			
PUB15-04	-105.427	15.716	AM		x		drapée
PUB15-03	-105.417	15.623	ULC		x		faille
PUB15-01	-105.432	15.716	AM		x		cordée
PUB14-07	-105.410	15.625	AM		x		faille
PUB14-06	-105.410	15.623	AM		x		lobée
PUB14-05	-105.412	15.623	AM	x			
PUB14-04	-105.414	15.627	AM		x		lobée

Tableau 7.2 – Identification du type de coulée dont est issu chaque échantillon avec la signature géochimique associée. (2/3)

Nom	Long	Lat	Geochimie	Lave en coussin	sheet flow	Lave d'inflation	Remarque
PUB14-03	-105.417	15.623	AM		x		lobée
PUB14-02	-105.421	15.621	AM	x			
PUB14-01	-105.426	15.623	AM	x			
PUB13-07	-105.409	15.619	AM		x		lobée
PUB13-06	-105.404	15.626	AM	x			
PUB13-05	-105.397	15.630	AM		x		lobée
PUB13-04	-105.392	15.630	AM		x		cordée
PUB13-03	-105.390	15.631	AM	x			
PUB13-02	-105.388	15.631	AM	x			
PUB13-01	-105.384	15.633	AM	x			
PUB11-07	-105.435	15.619	AM		x		cordée
PUB11-06	-105.441	15.618	AM	x			
PUB11-03	-105.444	15.618	AM	x			
PUB11-02	-105.445	15.619	AM	x			
PUB11-01	-105.448	15.618	AM	x			
PUB10-03	-105.469	15.613	AM		x		
PUB09-11	-105.381	15.630	AM	x			
PUB09-10	-105.376	15.631	AM	x			
PUB09-08	-105.374	15.632	AM	x			
PUB09-06	-105.366	15.633	AM	x			
PUB09-04	-105.364	15.634	AM	x			
PUB09-03	-105.364	15.634	AM	x			
PUB08-09/10	-105.340	15.635	AM		x		drapée
PUB08-07	-105.344	15.633	DM	x			
PUB08-04	-105.350	15.633	DM	x			
PUB08-03	-105.353	15.632	DM	x			
PUB08-02	-105.354	15.632	EM	x			
PUB08-01	-105.355	15.632	EM	x			
PUB07-08	-105.323	15.633	AM	x			
PUB07-07	-105.321	15.634	AM	x			
PUB07-03	-105.313	15.633	AM	x			
PUB06-09	-105.284	15.645	AM	x			
PUB06-08	-105.282	15.645	AM	x			
PUB06-07	-105.273	15.643	AM	x			
PUB06-03	-105.269	15.643	AM	x			
PUB06-01	-105.265	15.644	AM		x		cordée
PUB03-08	-105.249	15.645	AM				?
PUB03-06	-105.253	15.645	SMC				?
PUB03-05	-105.257	15.644	AM	x			
PUB03-04	-105.259	15.644	AM		x		
PUB03-03	-105.261	15.644	AM	x			
PUB03-02	-105.263	15.643	AM				?
PUB03-01	-105.265	15.643	AM	x			
PUB02-07	-105.234	15.646	AM	x			
PUB02-04	-105.221	15.650	AM	x			
PUB02-02	-105.216	15.651	AM		x?		
PUB02-01	-105.412	15.623	AM	x			

Tableau 7.3 – Identification du type de coulée dont est issu chaque échantillon avec la signature géochimique associée. (3/3)

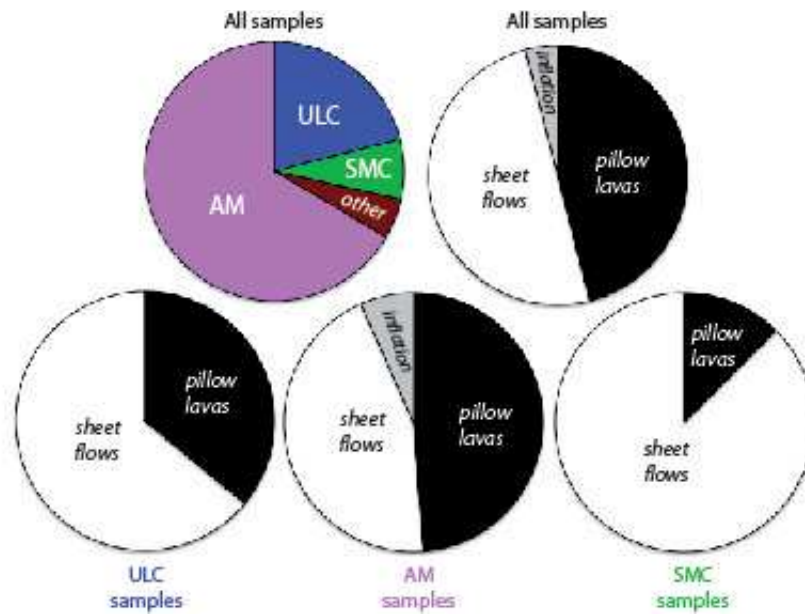


FIGURE 7.5 – Diagrammes secteurs illustrant la répartition des différents faciès de coulées en fonction de leur signature géochimique.

cours du temps réside dans l'interprétation des données transversales à l'axe pour lesquelles nous ne disposons malheureusement pas de données bathymétriques haute résolution. Néanmoins la bathymétrie générale (40m) offrait une résolution suffisante pour déterminer les sens d'écoulement de part et d'autre des centres d'accrétion. Ceux-ci permettent de déterminer quels échantillons ont été émis par quels axes (Figure 7.6). Autrement dit là où les directions d'écoulement s'opposent entre les axes, on peut identifier une limite temporelle qui a été générée par un saut d'axe. Ces limites se trouvent au fond des vallées dans lesquelles il est difficile de dire à quel domaine appartient un échantillon s'y trouvant, puisque sa profondeur et sa faible largeur masque le sens d'écoulement. Pour savoir si le point le plus bas appartient aux laves issues du nouveau centre d'accrétion, ou si il signe les dernières laves émises de l'un des précédents, nous avons étudié le profil topographique réalisé le long du profil d'échantillonnage. Les axes du plus ancien au plus récent (c'est à dire d'est en ouest) sont désignés dans la suite du texte par : Axe 1, Axe 2 et Axe actuel. Ils sont associés respectivement aux domaines océaniques nommés zone 1, zone 2 et zone 3.

Sur le profil topographique (Figure 7.7), on observe que de part et d'autre de l'axe 1, la profondeur au pied de la rupture de pente atteint une même valeur basse de -3100m. Cette profondeur peut donc être considérée comme le niveau de base du plancher océa-

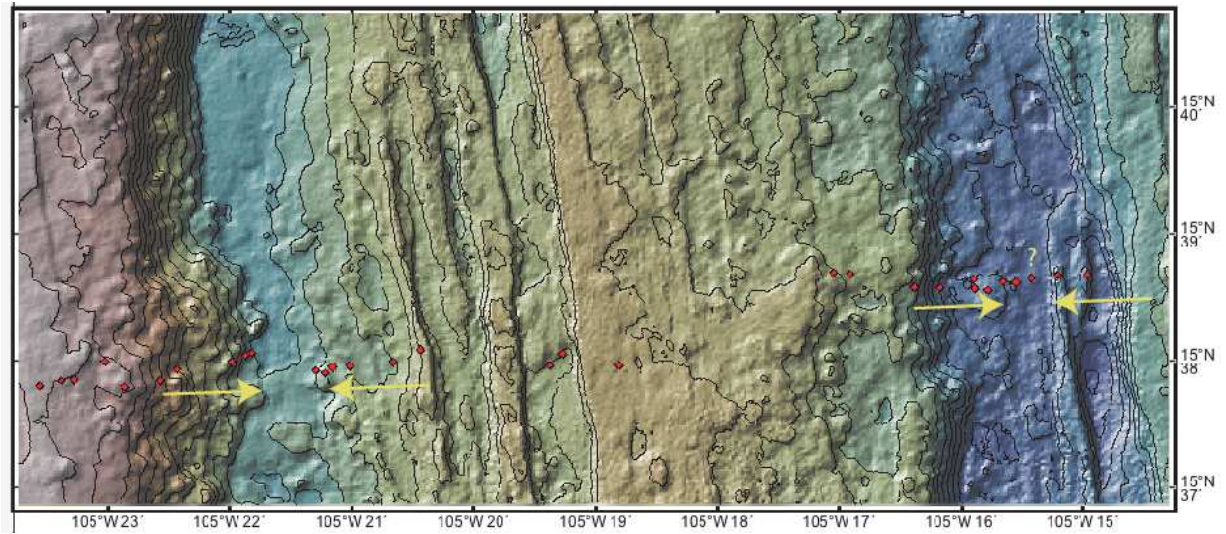


FIGURE 7.6 – Sens d'écoulement (flèches jaunes) des coulées entre les axes (résolution 40m).

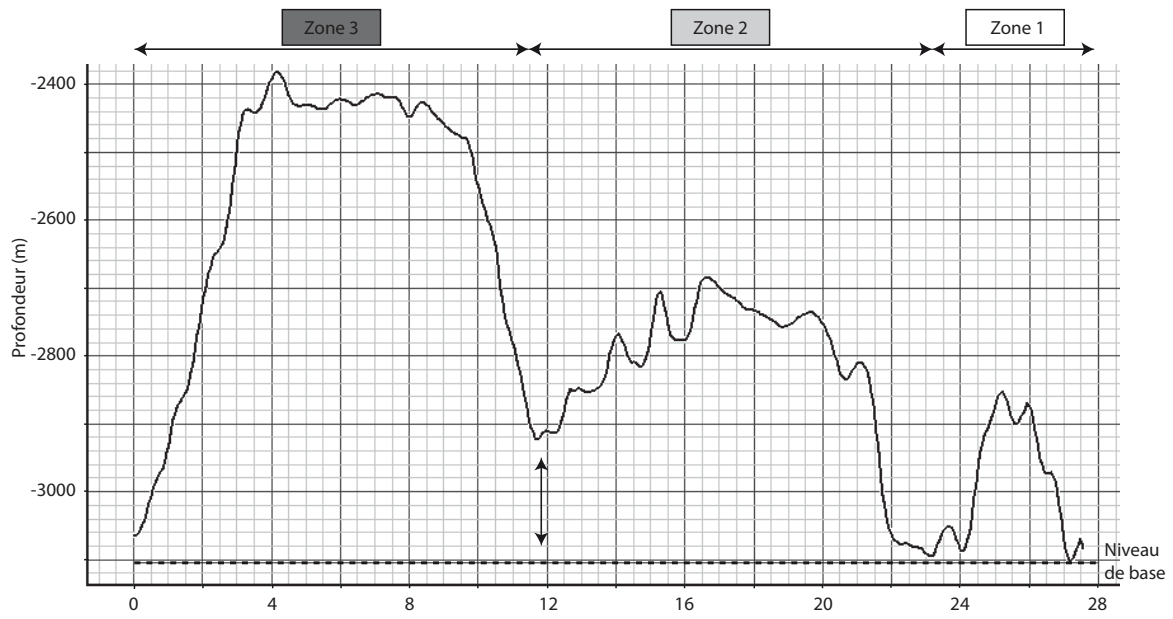


FIGURE 7.7 – Profil topographique du profil d'échantillonnage transversal et délimitation des zones d'accrétion de chacun des axes. Les zones 1, 2 et 3 correspondent au plancher océanique généré par les axes du plus ancien au plus récent. Le niveau de base est représenté en pointillé à -3100m.

nique sur lequel se mettent en place les laves issues de l'axe 2 et l'axe actuel. Les deux ruptures de pente symétriques observées de chaque côté de l'axe 1 et de l'axe actuel marquent les bordures de leur dôme axial. Toutefois, la bordure Est de la zone 3 ne redescend pas jusqu'au niveau de base mais seulement jusqu'à -2910m et la bordure Ouest de la zone 2 est peu visible. Par conséquent, il apparaît que la zone 3 empiète sur l'extrémité du dôme de l'axe 2, ce qui suggère que le deuxième saut d'axe a entraîné une ouverture dans un plancher océanique déjà généré par l'axe 2 (et non l'axe 1).

Le report sur la Figure 7.3 des zones 1, 2 & 3 vis à vis de la géochimie des échantillons, permet une lecture directe de l'appartenance des échantillons et de leur signature géochimique associée (Figure 7.8). Sur cette même figure est à nouveau reportée la courbe de variation du manteau ambiant. D'après la Figure 7.8, la "symétrie" observée dans ces diagrammes (représentée par deux lots d'échantillons identiquement enrichis) de part et d'autre de l'axe 2 n'est pas due au rifting d'une même unité volcanique de l'axe 2, puisque qu'ils n'appartiennent pas à la même zone. Le lot le plus à l'ouest appartient aux premières émissions de l'axe actuel.

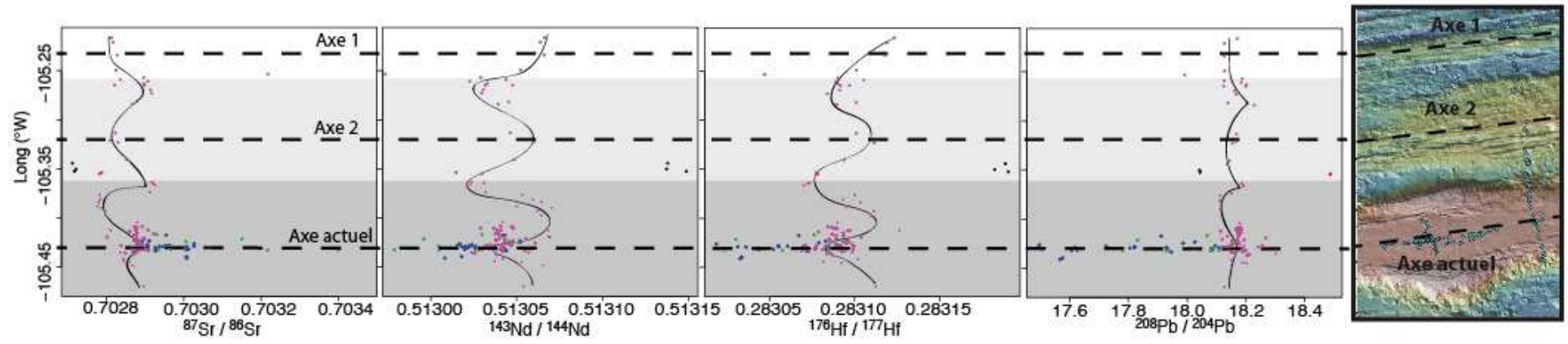


FIGURE 7.8 – Projection des zones d'accrétions 1 (blanc), 2 (gris clair) et 3 (gris foncé) sur le profil géochimique.

Ce découpage morphologique combiné à la signature géochimique permet un déchiffrement temporel de l'évolution de l'interaction dorsale est pacifique - point chaud hétérogène des Mathématiciens. La Figure 7.9 illustre la reconstitution d'une ligne temporelle correspondant au profil transversal. Celle-ci reprend les occurrences des signatures géochimiques au cours du temps, en tenant compte des variations en différentes proportions de ces composants.

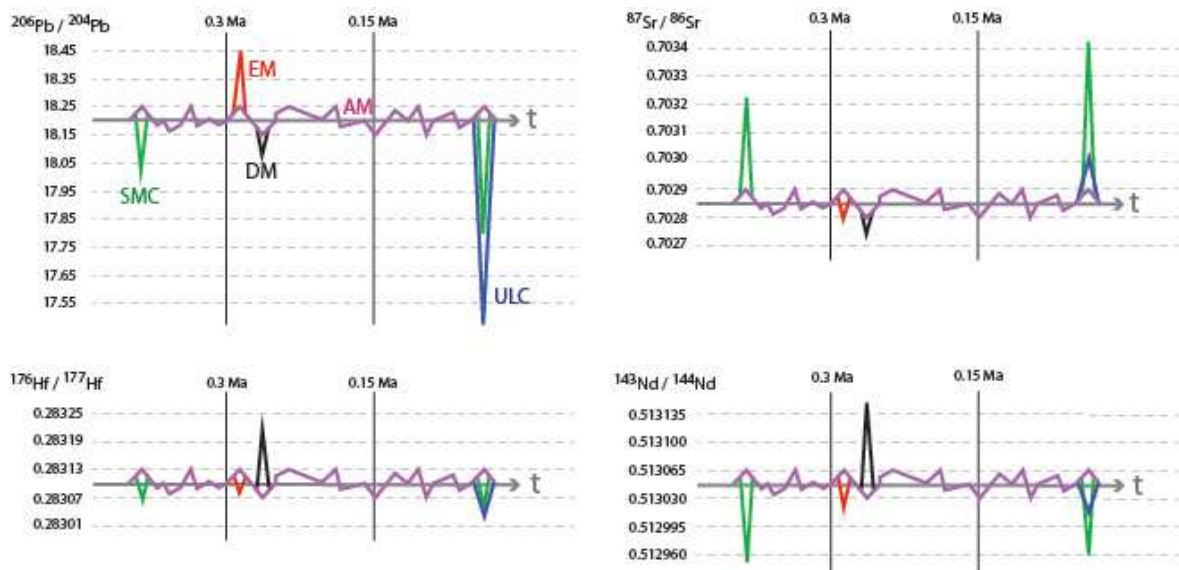


FIGURE 7.9 – Représentation schématique des variations des compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb & Hf) des basaltes de l'EPR au cours des 400 derniers milliers d'années. Les lignes verticales noires indiquent les âges des deux sauts d'axe.

On remarque que le composant AM s'exprime en continu au cours du temps mais que sa composition varie de manière non cyclique avec une amplitude nettement plus faible que pour les composants ULC et SMC dans tous les systèmes isotopiques. Sur cette figure, l'amplitude des variations de la composition de AM est juste, mais leur périodicité est arbitraire en raison des trous dans l'échantillonnage. Ce choix de représentation permet d'illustrer la gamme de variations de chacun des composants et permet de les comparer. Les isotopes du Sr et surtout du Pb permettent bien de distinguer le composant ULC, tandis que ce sont surtout le Nd et l'Hf qui différencient le mieux les reliques de manteau appauvri (DM). Le composant SMC est révélé grâce aux isotopes du Sr, Pb et Nd, alors que seul le Pb permet la distinction entre le manteau ambiant et les deux E-MORB (EM) (10PUB08-01, 10PUB08-02). Néanmoins, ce sont les compositions isotopiques du Pb qui offrent une image complète où tous les composants sont bien

distincts grâce à leurs grandes variations d'amplitudes. La signature SMC apparaît à l'actuel sur la Figure 7.9 alors qu'elle n'y figure normalement pas dans le profil d'échantillonnage transversal. Cependant par extrapolation avec les données axiales reportant cette signature à des latitudes plus hautes mais à la même longitude, nous avons reporté cette signature sur la ligne temporelle du profil transversal. Il est d'ailleurs possible que si d'autres profils d'échantillonnage transversaux à l'axe étaient réalisés, ils seraient différents de celui présenté ici. En effet, nous avons constaté que tous les composants hormis AM ne sont enregistrés que ponctuellement ou localement dans le temps et dans l'espace, et cela vraisemblablement parce que les mélanges et la transmission vers la surface des hétérogénéités du point chaud s'effectuent à l'état liquide.

Cette séquence géochimique est représentée dans une reconstruction palinspastique des 600 derniers milliers d'années dans la zone d'étude (Figure 7.10). La lecture de cette figure ce fait de la manière suivante :

a.

> 600 000 ans : L'accrétion se fait au niveau de l'axe 1, les laves produites ont une signature géochimique de DM appauvri local identique à celle du segment de deuxième ordre situé au nord de l'OSC (Donnelly, 2002) et au sud de la zone de fracture d'Orozco (Castillo et al. 2000). Ces laves et leur signature DM sont matérialisées par un rectangle vide et à la bordure noire.

b. & c.

Autour de 600 000 ans, un bombement se forme dans la zone axiale du segment alors que parallèlement se mettent en place les premiers seamounts de la chaîne des Mathématiciens (Weiland et Macdonald, 1996). Cela signe le début de l'interaction entre le petit point chaud et la dorsale. Avec la poursuite de l'accrétion le long du segment, ce bombement s'élargit et ses extrémités forment des marches dans la bathymétrie (traits violets) (Cormier et al., 1998). Les compositions géochimiques passent d'une signature de manteau appauvri (a.) à une signature de manteau ambiant plus enrichi (AM). Ce dernier est matérialisé par un rectangle vide et à la bordure violette. Les seamounts sont représentés par des cercles noirs.

d.

Il y a un peu plus de 250 000 ans, l'EPR semble émettre pour la première fois des laves portant la signature SMC, avant que n'apparaissent à nouveau des basaltes de

type "AM". Le premier saut d'axe intervient vers l'ouest dans la direction de la chaîne de seamounts, qui a continué de se développer en direction de l'est. Les signatures SMC et AM observées dans certains échantillons du profil transversal, sont donc représentées par des rectangles pleins, de couleur verte pour SMC et violet pour AM.

e.

A la suite du saut d'axe (d.), et du rapprochement de l'axe et de la source du point chaud, l'axe 2 s'élargit et devient moins profond (trait fin noir sur l'axe). En plus de continuer à échantillonner le AM, la dorsale émet quelques N-MORB (DM) et E-MORB (EM), reliques de manteau appauvri et hétérogénéités enrichies dans le manteau local, probablement indépendantes du matériel point chaud. Ces échantillons sont représentés par des rectangles pleins de couleurs rouge et noire pour le DM et EM respectivement.

f. & g.

Un second saut d'axe, toujours en direction du point chaud se produit il y a environ 150 000 ans et donne à l'EPR la position qu'elle occupe actuellement. Sa proximité avec le point chaud a pour conséquence d'élargir et de surélever à nouveau le segment du fait de l'augmentation du budget magmatique. La composition des laves émises est toujours celle du manteau ambiant enrichi (AM), tandis que les seamounts continuent leur propagation en direction de l'axe de la dorsale.

h. & i.

Formation du mont Split il y a 3000 ans, puis rifting de l'ensemble de l'édifice. La zone axiale continue de s'élargir, mais elle est comblée en 1 ou 2 milliers d'années à peine, lors d'une phase d'intensification volcanique (Carlut et al., 2004) au cours de laquelle les magmas échantillonnent à nouveau la signature SMC.

j.

Actuellement, la zone axiale est toujours active volcaniquement. L'âge des laves émises entre 15 ° 43'N et 15 ° 44'N est inférieur à 100 ans (Carlut et al., 2004). Ces laves enregistrent la "nouvelle" signature ULC, jamais observée sur le profil transversal avant. Elle est symbolisée par un rectangle plein et de couleur bleue.

Les éléments figurant sur la vignette de cette dernière étape (j.) sont également reportés sur la carte bathymétrique de la zone pour comparaison (Figure 7.11). Sur cette carte ont aussi été repérés l'OSC ($16^{\circ} 20'N$) et la zone de fracture d'Orozco ($15^{\circ} 25'N$).

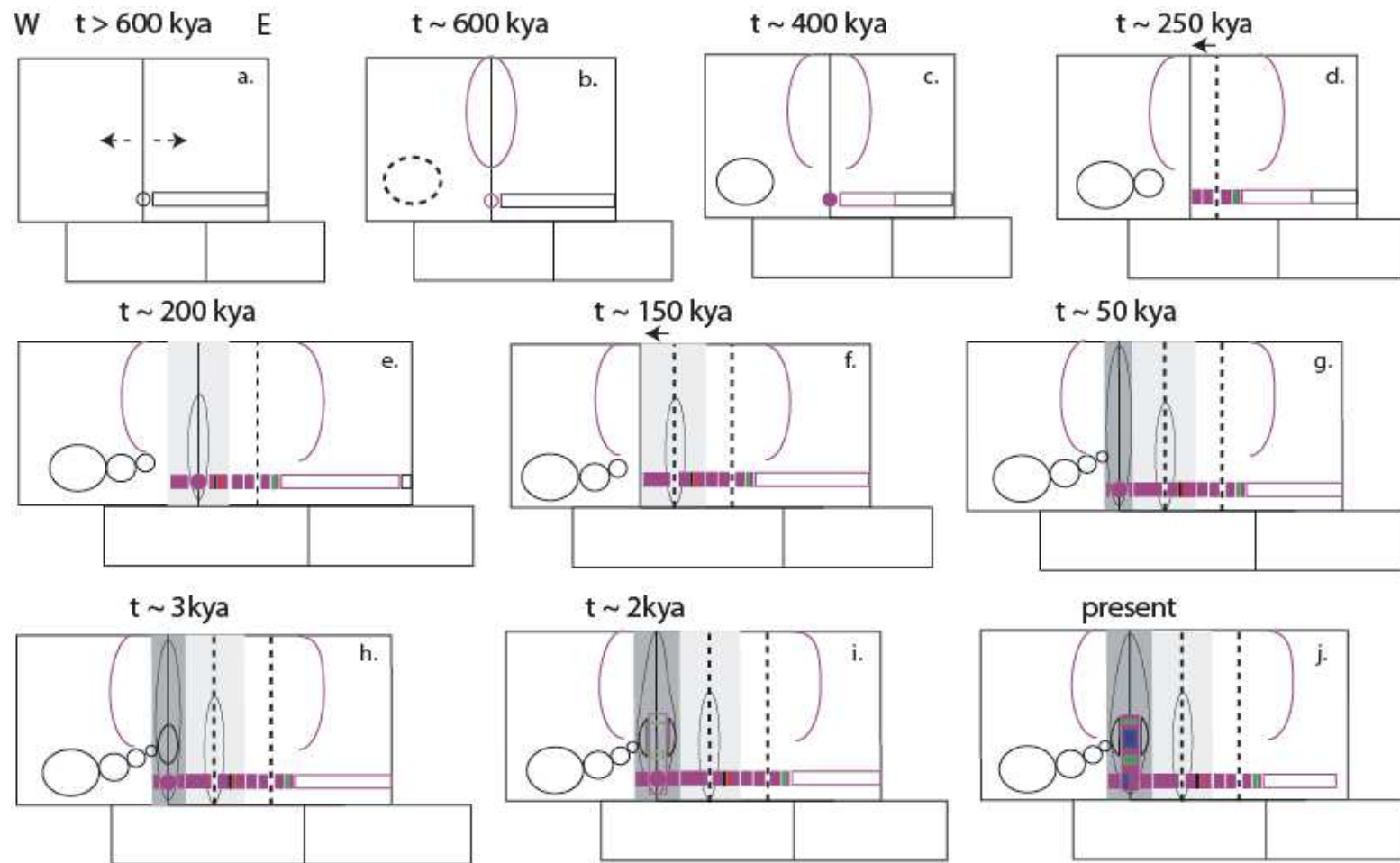


FIGURE 7.10 – Schéma synthétique de la reconstruction spatio temporelle de l'interaction point chaud - dorsale au cours des 600 derniers milliers d'années. Les rectangles et ronds violets (AM), verts (SMC), rouges (EM), noirs (DM) et bleu (ULC) correspondent aux différentes signatures géochimiques enregistrées dans les MORB de l'EPR. Les symboles vides indiquent que la composition est supposée.

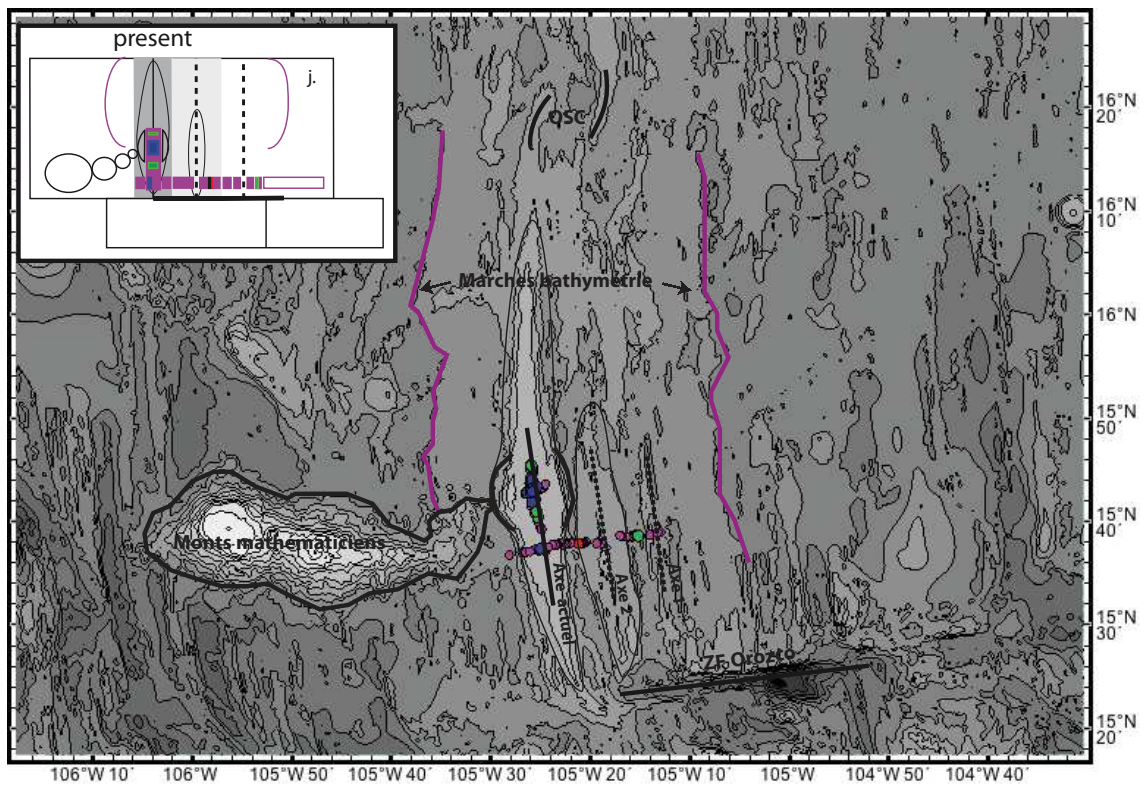


FIGURE 7.11 – Carte synthétique morpho-tectonique et géochimique de la zone d'étude (iso-contours 200m).

Quatrième partie

Conclusions et Perspectives

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif principal de cette étude était 1) de regarder la variabilité géochimique du manteau à très petite échelle, à travers l'étude géochimique de MORB issus d'une portion de l'EPR (15 ° 37'-15 ° 47'N) affectée par le point chaud des Mathématiciens, et 2) de mieux comprendre comment évolue l'interaction entre ces deux systèmes magmatiques dans le temps et dans l'espace.

120 échantillons de verre basaltique prélevés à quelques centaines de mètres les uns des autres (coulée par coulée), par submersible, le long d'un profil axial (15 km) et transversal (20 km) à l'axe, ont été analysés pour leurs compositions en éléments majeurs, traces et isotopes de Sr, Nd, Pb et Hf. Quatorze de ces échantillons ont également été analysés pour leur composition en isotopes de l'He.

Cette étude constitue l'étude à la plus haute résolution géochimique au niveau d'une dorsale océanique. L'ensemble des compositions isotopiques a permis de caractériser les sources mantelliques entrant en jeu dans les signatures observées dans les échantillons, et rend compte de l'hétérogénéité du manteau à très petite échelle. Le profil axial reflète l'image actuelle de la composition du manteau le long d'une quinzaine de kilomètres sous la dorsale, tandis que le profil transversal offre une vision de la composition du manteau enregistrée sur un site, pendant plusieurs centaines de milliers d'années. La résolution adoptée a permis d'affiner la caractérisation des signaux géochimiques et la nature des mélanges entre composants. La cohérence spatiale entre les données géochimiques et les données microbathymétriques a également rendu possible le couplage entre morphologie et géochimie, ce qui a permis de proposer une reconstruction spatio-temporelle et géochimique de l'évolution de l'interaction point-chaud dorsale sur une courte période de temps (Figure 7.10).

Les résultats obtenus mettent en évidence une variabilité géochimique extrême, qui est du même ordre de grandeur que celle de la dorsale toute entière. Celle-ci s'exprime à travers des mélanges entre différents composants mantelliques. Dans les diagrammes isotopiques, les laves définissent des lignes de mélanges entre trois pôles majeurs. Cela est également confirmé par l'analyse en composantes principales des isotopes du Pb. Ces trois composants sont appelés AM (Ambient Mantle), ULC (Unradiogenic Lead Component), et SMC (Secondary Mathematician Component) et témoignent des mélanges qui s'opèrent entre le matériel provenant du point chaud des Mathématiciens et celui

issu de la dorsale est-pacifique.

Le composant AM est omniprésent le long des deux profils, ce qui sous-entend qu'il représente le manteau ambiant échantillonné en continu sous la dorsale. Cependant, cette signature est plus enrichie que celle du manteau appauvri (DM) localisé sous les segments d'EPR, situés au nord et au sud de celui-étudié ici, et suggère que AM est en réalité déjà influencé par la source des monts Mathématiciens. Localement, des N-MORB et E-MORB échantillonnent encore des reliques de DM régional ainsi que des petites hétérogénéités enrichies, différentes des trois autres composants principaux. Deux types de mélange principaux caractérisent l'ensemble des données et organisent les compositions des basaltes dans les diagrammes isotopiques selon deux directions. L'une d'elle, ne se dirige vers aucun des pôles mantelliques connus (HIMU, EM1, EM2, C, DMM et LOMU ; Zindler et Hart, 1986 ; Hanan et Graham, 1996 ; Douglass et Schilling, 2000), et cela en raison des rapports isotopiques extrêmement bas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ associés à des compositions isotopiques de Sr, Nd et Hf plus enrichies. Cette tendance correspond au mélange entre les composants AM et ULC. La signature de ULC est détectée précisément à l'endroit où se fait la connexion entre la chaîne de seamounts et l'axe de la dorsale, ce qui suggère qu'elle caractérise une partie de la source du point chaud des Mathématiciens. L'autre tendance, qui est secondairement représentée, définit le mélange entre les composants AM et SMC. Cette signature possède aussi des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ bas (moins que ULC) mais est associée à des compositions encore plus enrichies de Sr et Nd. Elle est également retrouvée dans la compositions des laves de la chaîne de seamounts (Donnelly, 2002) et donc témoigne, au même titre que ULC de l'hétérogénéité du point chaud et du transport préférentiel de ses liquides vers la dorsale (Mittelstaed et al., 2011). Le caractère "dégazé" des laves, suggéré par les compositions isotopiques de l'He rejettent l'hypothèse d'un point chaud enraciné profondément dans le manteau, et propose plutôt que celui-ci soit une anomalie lithologiques fertile localisée dans le manteau supérieur. L'étendue de son impact sur la morphologie en surface étant limitée et canalisée sur cent kilomètres le long d'un segment de dorsale suggère aussi que la taille de cette hétérogénéité ne dépasse vraisemblablement pas plusieurs dizaines de kilomètres. La Figure 7.12 propose une visualisation synthétique en 3D de l'interaction entre le point chaud et la dorsale.

La découverte du composant ULC est l'élément central de ce travail de thèse puisqu'elle élargit la gamme de compositions isotopiques connue concernant le manteau supérieur. Nous suggérons que les basaltes de type ULC soient des témoins volcaniques

de la fusion d'un réservoir jusque là non identifié, au Pb très peu radiogénique, situé dans le manteau supérieur et qui contribue à contre-balancer le paradoxe du Pb. La modélisation des éléments traces suggère que la composition des basaltes de types ULC coïncide avec celle d'un mélange entre un liquide clinopyroxénitique (métagabbroïque) et le liquide issu du manteau ambiant. L'empreinte gabbroïque de ce composant est soutenue par les concentrations en Sr, Ba, Eu et U-Th, ainsi que par les éléments majeurs (i.e., CaO/Al_2O_3) qui indiquent l'implication de "fantômes" de feldspaths plagioclases dans la source. Le rapport $^{207}Pb/^{204}Pb$ élevé pour un $^{208}Pb/^{204}Pb$ ou $^{206}Pb/^{204}Pb$ donné des basaltes suggèrent une origine très ancienne ($> 2Ga$) et le rapport R/R_A une origine continentale. La présence de sulfures dans la source est l'hypothèse proposée pour expliquer le caractère si peu radiogénique du Pb de ULC. En effet, les sulfures ont des rapports père fils U/Pb et Th/Pb très faibles qui intégrés dans le temps maintiennent des rapports isotopiques de Pb bas. Les sulfures ont déjà été invoqués pour expliquer le contenu en Pb très peu radiogénique des péridotites abyssales, qui n'ont toutefois pas la même composition isotopique que ULC, et à cause de leur nature réfractaire à la fusion partielle (e.g., Malaviarachchi et al., 2008 ; Burton et al., 2012 ; Warren et Shirey, 2012) ne peuvent être la source des basaltes de type ULC. Les sulfures sont également reconnus abondants dans les cummulats pyroxénitiques de la croûte continentale inférieure en contexte d'arc magmatique (e.g., Lee et al., 2006 ; Sappin et al., 2011). Selon le modèle de Lee et al. (2012), nous proposons que la signature ULC provienne du recyclage d'une partie de cette racine d'arc magmatique constituée de pyroxénites à sulfures. Le recyclage de ce type de matériel contribue à la formation et la préservation de petites hétérogénéités fertiles riches en Pb très peu radiogénique. Lorsque celles-ci sont soumises à un gradient géothermique fort dans un contexte d'interaction point chaud - dorsale, elles peuvent alors fondre et être transférées en grande proportion vers la dorsale, autorisant ainsi leur signature à devenir ponctuellement dominante dans la chambre magmatique axiale, et finalement visible dans les MORB.

Les perspectives envisagées sont les suivantes : la datation de certains échantillons clefs pour confirmer la chronologie proposée et poser des limites temporelles précises sur la mise en place et l'évolution de cette interaction point chaud dorsale. L'échelle de temps concernée étant de l'ordre de la centaine de milliers d'années, une datation par déséquilibres radioactifs U-Th serait envisageable.

Dans la même lignée, d'autres profils d'échantillonnage transversaux à l'axe pourraient

permettre de mieux comprendre comment les deux systèmes magmatiques interagissent dans le temps certes, mais surtout le long de l'axe également. On pourrait ainsi comparer les séquences géochimiques temporelles entre-elles et cela apporterait un regard plus en 3D de la zone.

Concernant la portée géochimique plus globale de l'étude, il serait intéressant d'acquérir plus de données isotopiques gaz rares (He et Ne) pour préciser l'origine de chacun des composants reconnus qui n'ont pas été caractérisés (i.e., N-MORB et E-MORB du profil transversal et SMC). De plus, les 14 compositions isotopiques de l'He obtenues semblent être corrélées dans un diagramme isotopique He vs Pb, où les échantillons les plus influencés par ULC et AM représentent les extrémités de la tendance, comme pour les courbes de mélanges observées dans les autres diagrammes isotopiques. L'analyse d'échantillons intermédiaires entre ces deux pôles pourrait permettre de confirmer ou non l'existence d'une corrélation significative. Cette perspective fait partie des projets envisagés en collaboration avec M. Moreira (IPGP).

Enfin, la caractérisation isotopique et la connaissance précise des concentrations en Pb d'échantillons de pyroxénites et de sulfures issus de la croûte continentale inférieure de différents âges, permettrait de tester les modèles de mélanges isotopiques. Cela permettrait également de discuter quantitativement en terme de bilan de masse la place de ULC dans le bilan géochimique global du Pb de la BSE. Une meilleure connaissance du comportement diffusif du Pb permettrait peut être de quantifier et de mieux comprendre la manière dont le Pb peu radiogénique se transmet réellement de sulfures mantelliques aux MORB.

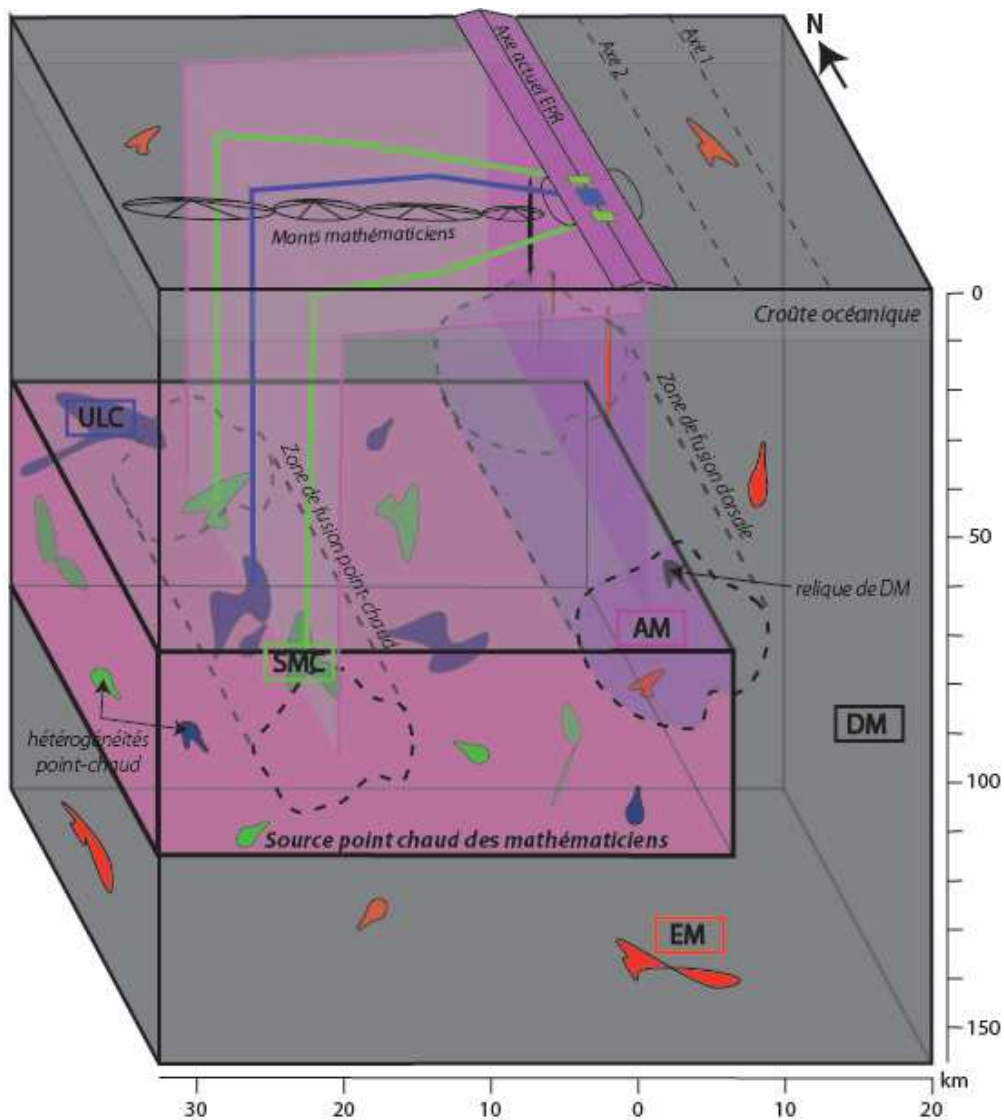


FIGURE 7.12 – Bloc diagramme synthétisant l’interaction entre le point chaud des mathématiciens et la dorsale est pacifique. En rose, le composant principal représentant la source des seamounts qui se mélange avec le manteau appauvri (DM) local (gris) pour donner le manteau ambiant (AM) (violet). Celui-ci est ensuite soumis à la fusion partielle sous la dorsale et alimente en continu l’EPR. En noir, les reliques de manteau de DM local au sein de AM. En rouge, des hétérogénéités de type enrichi parsemées dans le manteau supérieur. En bleu et vert, les composants ULC et SMC localisés tous les deux dans la source du point chaud sous forme d’hétérogénéités. Celles-ci sont soumises à un degré de fusion partielle important. Les produits sont acheminés préférentiellement vers la dorsale où ils sont mélangés avec les liquides du manteau ambiant. Lorsque leur contribution devient dominante dans le mélange leur signature est préservée et exprimée en surface dans la composition des MORB.

Références Bibliographiques

- Agranier, A., J. Blichert-Toft, D. Graham, V. Debaille, P. Schiano, and F. Albarède (2005), The spectra of isotopic heterogeneities along the mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238(1–2), 96–109, doi:10.1016/j.epsl.2005.07.011.
- Albarède, F., C. Ballhaus, J. Blichert-Toft, C.-T. Lee, B. Marty, F. Moynier, and Q.-Z. Yin (2013), Asteroidal impacts and the origin of terrestrial and lunar volatiles, *Icarus*, 222(1), 44–52, doi:10.1016/j.icarus.2012.10.026.
- Albarède, F. (1995), *Introduction to geochemical modeling*, Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom, United Kingdom.
- Albarède, F. (2009), Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications, *Nature*, 461(7268), 1227–1233, doi:10.1038/nature08477.
- Albarède, F., and R. D. van der Hilst (2002), Zoned mantle convection, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. -Math. Phys. Eng. Sci.*, 360(1800), 2569–2592, doi:10.1098/rsta.2002.1081.
- Allan, J. F., T. J. Falloon, R.-B. Pedersen, B. S. Lakkapragada, J. H. Natland, and J. Malpas (1996), Petrology of selected Leg 147 basaltic lavas and dikes, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 147, 173–186.
- Allègre, C., B. Hamelin, and B. Dupre (1984), Statistical-analysis of isotopic-ratios in morb - the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71(1), 71–84, doi:10.1016/0012-821X(84)90053-0.
- Allègre, C. J. (1969), Behavior of U-Th-Pb systems in upper mantle and a model of evolution of upper mantle throughout geologic times, *Geochem. Int. USSR*, 6(6), 1174–&.
- Allègre, C. J., and D. L. Turcotte (1986), Implications of a two-component marble-cake mantle, *Nat. Lond.*, 323(6084), 123–127.
- Allègre, C. J., B. Dupre, and O. Brevart (1982), Chemical aspects of the formation of the core, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. -Math. Phys. Eng. Sci.*, 306(1492), 49–59, doi:10.1098/rsta.1982.0065.
- Allègre, C. J. (1997), Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(1–2), 1–6, doi:10.1016/S0012-821X(97)00072-1.
- Allègre, C. J., and D. L. Turcotte (1986), Implications of a two-component marble-cake mantle, *Nature*, 323(6084), 123–127, doi:10.1038/323123a0.
- Allègre, C. J., T. Staudacher, P. Sarda, and M. Kurz (1983), Constraints on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics, *Nature*, 303(5920), 762–766, doi:10.1038/303762a0.
- Allègre, C. J., M. Moreira, and T. Staudacher (1995), $4\text{He}/^3\text{He}$ dispersion and mantle convection, *Geophys. Res. Lett.*, 22(17), 2325–2328, doi:10.1029/95GL02307.
- Anderson, D. L. (2006), Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity, *Tectonophysics*, 416(1-4), 7–22, doi:10.1016/j.tecto.2005.07.011.
- Anderson, D. L., and J. D. Bass (1984), Mineralogy and composition of the upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 11(7), 637–640, doi:10.1029/GL011i007p00637.
- Arndt, N., C. Chauvel, G. Czamanske, and V. Fedorenko (1998), Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province, *Contrib. Miner. Pet.*, 133(3), 297–313, doi:10.1007/s004100050453.
- Asimow, P. D., J. E. Dixon, and C. H. Langmuir (2004), A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 5, doi:10.1029/2003GC000568.

- Avedik, F., and L. Géli (1987), Single-channel seismic reflection data from the East Pacific Rise axis between latitude 11°50' and 12°54'N, *Geology*, 15(9), 857–860, doi:10.1130/0091-7613(1987)15<857:SSRDFT>2.0.CO;2.
- Bach, W., E. Hegner, J. Erzinger, and M. Satir (1994), Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6 to 30 degrees S, *Contrib. Miner. Pet.*, 116(4), 365–380.
- Ballentine, C. J. (1997), Resolving the mantle He/Ne and crustal ²¹Ne/²²Ne in well gases, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 233–249, doi:10.1016/S0012-821X(97)00142-8.
- Ballhaus, C. et al. (2013), The U/Pb ratio of the Earth's mantle-A signature of late volatile addition, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 362, 237–245, doi:10.1016/j.epsl.2012.11.049.
- Barrat, J., B. Jahn, S. Fourcade, and J. Joron (1993), Magma genesis in an ongoing rifting zone - the tadjoura gulf (afar area), *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57(10), 2291–2302, doi:10.1016/0016-7037(93)90570-M.
- Barrat, J. ., J. . Joron, R. . Taylor, S. Fourcade, R. . Nesbitt, and B. . Jahn (2003), Geochemistry of basalts from Manda Hararo, Ethiopia: LREE-depleted basalts in Central Afar, *Lithos*, 69(1–2), 1–13, doi:10.1016/S0024-4937(03)00044-6.
- Barrat, J. A., A. Yamaguchi, R. C. Greenwood, M. Bohn, J. Cotten, M. Benoit, and I. A. Franchi (2007), The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71(16), 4108–4124, doi:10.1016/j.gca.2007.06.001.
- Le Bas, M. J., and A. L. Streckeisen (1991), The IUGS systematics of igneous rocks, *J. Geol. Soc. Lond.*, 148, Part 5, 825–833.
- Bell, P. M. (1979), Ultra-high-pressure experimental mantle mineralogy, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17(4), 788–791, doi:10.1029/RG017i004p00788.
- Bercovici, D., and S. Karato (2003), Whole-mantle convection and the transition-zone water filter, *Nature*, 425(6953), 39–44, doi:10.1038/nature01918.
- Blichert-Toft, J., D. Weis, C. Maerschalk, A. Agranier, and F. Albarede (2003), Hawaiian hot spot dynamics as inferred from the Hf and Pb isotope evolution of Mauna Kea volcano, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 4, doi:10.1029/2002GC000340.
- Blichert-Toft, J., A. Agranier, M. Andres, R. Kingsley, J. G. Schilling, and F. Albarede (2005), Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge-hot spot interaction in the North Atlantic, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 6, doi:10.1029/2004GC000788.
- Blichert-Toft, J., C. Chauvel, and F. Albarede (1997), Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector multiple collector ICP-MS, *Contrib. Miner. Pet.*, 127(3), 248–260, doi:10.1007/s004100050278.
- Blundy, J., and B. Wood (1994), Prediction of crystal-melt partition-coefficients from elastic-moduli, *Nature*, 372(6505), 452–454, doi:10.1038/372452a0.
- Bonatti, E. (1990), Not So Hot “Hot Spots” in the Oceanic Mantle, *Science*, 250(4977), 107–111, doi:10.1126/science.250.4977.107.
- Bosch, D., J. Blichert-Toft, F. Moynier, B. K. Nelson, P. Telouk, P.-Y. Gillot, and F. Albarede (2008), Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Reunion volcanoes (Indian Ocean): A tale of two small-scale mantle “blobs”?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265(3–4), 748–768, doi:10.1016/j.epsl.2007.11.018.
- Boyet, M., and R. W. Carlson (2005), ¹⁴²Nd Evidence for Early (>4.53 Ga) Global Differentiation of the Silicate Earth, *Science*, 309(5734), 576–581, doi:10.1126/science.1113634.

- Boyet, M., and R. W. Carlson (2006), A new geochemical model for the Earth's mantle inferred from ^{146}Sm – ^{142}Nd systematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *250*(1–2), 254–268, doi:10.1016/j.epsl.2006.07.046.
- Brandon, A. D., J. E. Snow, R. J. Walker, J. W. Morgan, and T. D. Mock (2000), Pt-190-Os-186 and Re-187-Os-187 systematics of abyssal peridotites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *177*(3–4), 319–335, doi:10.1016/S0012-821X(00)00044-3.
- Brenan, J. (2012), PLANETARY SCIENCE Ubiquitous late veneer, *Nat. Geosci.*, *5*(9), 591–592, doi:10.1038/ngeo1551.
- Brenan, J. M., and W. F. McDonough (2005), Fractionation of highly siderophile elements (HSEs) by sulfide-silicate partitioning; a new spin, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, *86*(52, Suppl.), AbstractV41D–1502.
- Brenan, J. M., D. J. Cherniak, and L. A. Rose (2000), Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *180*(3–4), 399–413, doi:10.1016/S0012-821X(00)00165-5.
- Brevart, O., B. Dupre, and C. J. Allegre (1981), Metallogenesis at spreading centers; lead isotope systematics for sulfides, manganese-rich crusts, basalts, and sediments from the Cyamex and Alvin areas (East Pacific Rise), *Econ. Geol.*, *76*(5), 1205–1210, doi:10.2113/gsecongeo.76.5.1205.
- Burton, K. W., B. Cenko-Tok, F. Mokadem, J. Harvey, A. Gannoun, O. Alard, and I. J. Parkinson (2012), Unradiogenic lead in Earth's upper mantle, *Nat. Geosci.*, *5*(8), 570–573, doi:10.1038/ngeo1531.
- Canales, J. P., H. Carton, S. M. Carbotte, J. C. Mutter, M. R. Nedimović, M. Xu, O. Aghaei, M. Marjanović, and K. Newman (2012), Network of off-axis melt bodies at the East Pacific Rise, *Nat. Geosci.*, *5*(4), 279–283, doi:10.1038/ngeo1377.
- Carbotte, S., K. Donnelly, C. Langmuir, J. Bender, S. Shirey, G. Ponce-Correa, and M. Cormier (1998), Segmentation of the axial magma lens and its eruptive products; results from seismic and petrologic studies along the inflated EPR 15°30'–16°20'N, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, *79*(45, Suppl.), 832–832.
- Carbotte, S. M., J. C. Mutter, and L. Xu (1997), Contribution of volcanism and tectonism to axial and flank morphology of the southern East Pacific Rise, 17 degrees 10'–17 degrees 40'S, from a study of layer 2A geometry, *J. Geophys. Res.*, *102*(B5), 10165–10184, doi:10.1029/96JB03910.
- Carbotte, S. M., A. Solomon, and G. Ponce-Correa (2000), Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'–17°N, *J. Geophys. Res.*, *105*(B2), 2737–2759, doi:10.1029/1999JB900245.
- Carbotte, S. M., M. R. Nedimović, J. P. Canales, G. M. Kent, A. J. Harding, and M. Marjanović (2008), Variable crustal structure along the Juan de Fuca Ridge: Influence of on-axis hot spots and absolute plate motions, *Geochem. Geophys. Geosystems*, *9*(8), n/a–n/a, doi:10.1029/2007GC001922.
- Carlut, J., M.-H. Cormier, D. V. Kent, K. E. Donnelly, and C. H. Langmuir (2004), Timing of volcanism along the northern East Pacific Rise based on paleointensity experiments on basaltic glasses, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *109*(B4), n/a–n/a, doi:10.1029/2003JB002672.
- Castillo, P. R., E. Klein, J. Bender, C. Langmuir, S. Shirey, R. Batiza, and W. White (2000), Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific Rise, *Geochem. Geophys.*

- Geosystems*, 1, doi:10.1029/1999GC000024.
- Chase, C. G. (1981), Oceanic island Pb: Two-stage histories and mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52(2), 277–284, doi:10.1016/0012-821X(81)90182-5.
- Chauvel, C., and C. Hemond (2000), Melting of a complete section of recycled oceanic crust: trace element and Pb isotopic evidence from iceland, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 1, doi:10.1029/1999GC000002.
- Chauvel, C., A. W. Hofmann, and P. Vidal (1992), himu-em: The French Polynesian connection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110(1–4), 99–119, doi:10.1016/0012-821X(92)90042-T.
- Chauvel, C., E. Lewin, M. Carpentier, N. T. Arndt, and J.-C. Marini (2008), Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array, *Nat. Geosci.*, 1(1), 64–67, doi:10.1038/ngeo.2007.51.
- Chauvel, C., R. C. Maury, S. Blais, E. Lewin, H. Guillou, G. Guille, P. Rossi, and M.-A. Gutscher (2012), The size of plume heterogeneities constrained by Marquesas isotopic stripes, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 13, doi:10.1029/2012GC004123.
- Chen, C.-Y., F. A. Frey, and Y. Song (1989), Evolution of the upper mantle beneath southeast Australia: geochemical evidence from peridotite xenoliths in Mount Leura basanite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93(2), 195–209, doi:10.1016/0012-821X(89)90068-X.
- Christensen, U. (1995), Effects of phase transitions on mantle convection, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 65–87.
- Christie, D. M., B. P. West, D. G. Pyle, and B. B. Hanan (1998), Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian–Antarctic discordance, *Nature*, 394(6694), 637–644, doi:10.1038/29226.
- Church, W. R., and R. K. Stevens (1971), Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences, *J. Geophys. Res.*, 76(5), 1460–1466.
- Clayburn, J. A. P. (1988), The crustal evolution of central scotland and the nature of the lower crust: Pb, Nd and Sr isotope evidence from caledonian granites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90(1), 41–51, doi:10.1016/0012-821X(88)90109-4.
- Coleman, R. G. (1981), Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 86(B4), 2497–2508, doi:10.1029/JB086iB04p02497.
- Condit, R., R. Hobbins, and C. Birchenall (1974), Self-diffusion of iron and sulfur in ferrous sulfide, *Oxid. Met.*, 8(6), 409–455, doi:10.1007/BF00603390.
- Coogan, L. A., C. J. MacLeod, H. J. B. Dick, S. J. Edwards, A. Kvassnes, J. H. Natland, P. T. Robinson, G. Thompson, and M. J. O’Hara (2001), Whole-rock geochemistry of gabbros from the Southwest Indian Ridge: constraints on geochemical fractionations between the upper and lower oceanic crust and magma chamber processes at (very) slow-spreading ridges, *Chem. Geol.*, 178(1–4), 1–22, doi:10.1016/S0009-2541(00)00424-1.
- Coogan, L. A., G. M. Thompson, C. J. MacLeod, H. J. B. Dick, S. J. Edwards, A. H. Scheirer, and T. L. Barry (2004), A combined basalt and peridotite perspective on 14 million years of melt generation at the Atlantis Bank segment of the Southwest Indian Ridge: evidence for temporal changes in mantle dynamics?, *Chem. Geol.*, 207(1–2), 13–30, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.01.016.
- Cordier, C., M. Benoit, C. Hemond, J. Dymont, B. Le Gall, A. Briais, and M. Kitazawa (2010), Time scales of melt extraction revealed by distribution of lava composition across a ridge axis, *Geochem. Geophys. Geosystems - G Super* 3, 11, doi:10.1029/2010GC003074.\$

- Cormier, M. H., S. M. Carbotte, and K. Gans (1998), Magnetic and gravity study of the East Pacific Rise and its flanks at 12 degrees -15 degrees 30'N; ridge propagation, melt supply, and gravity rolls, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 79(17, Suppl.), 225–225.
- Cotten, J., A. Le Dez, M. Bau, M. Caroff, R. C. Maury, P. Dulski, S. Fourcade, M. Bohn, and R. Brousse (1995), Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia, *Chem. Geol.*, 119(1–4), 115–138, doi:10.1016/0009-2541(94)00102-E.
- Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse, and J. Stock (2003), Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205(3–4), 295–308, doi:10.1016/S0012-821X(02)01048-8.
- Daoud, M. A., R. C. Maury, J.-A. Barrat, R. N. Taylor, B. Le Gall, H. Guillou, J. Cotten, and J. Rolet (2010), A LREE-depleted component in the Afar plume: Further evidence from Quaternary Djibouti basalts, *Lithos*, 114(3–4), 327–336, doi:10.1016/j.lithos.2009.09.008.
- Davaille, A. (1999), Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogenous planetary mantle, *Nature*, 402(6763), 756–760, doi:10.1038/45461.
- Davies, G. F. (1988), Ocean bathymetry and mantle convection; 1, Large-scale flow and hotspots, *J. Geophys. Res.*, 93(B9), 10, doi:10.1029/JB093iB09p10467.
- Davies, G. F., and M. A. Richards (1992), Mantle convection, *J. Geol.*, 100, 151–206.
- Day, J. M. D., D. G. Pearson, C. G. Macpherson, D. Lowry, and J.-C. Carracedo (2009), Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: Oxygen-osmium isotope evidence from Canary Island lavas, *Geology*, 37(6), 555–558, doi:10.1130/G25613A.1.
- Debaille, V. (2005), Etude des heterogeneites spatiales de petite echelle des basaltes oceaniques basee sur l'utilisation des rapports isotopiques de Sr, Nd, Pb et Hf, Universite Blaise Pascal : Clermont-Ferrand, France, France, 1 January.
- DePaolo, D. J., and G. J. Wasserburg (1979), Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43(4), 615–627, doi:10.1016/0016-7037(79)90169-8.
- DePaolo, D. J., J. G. Bryce, A. Dodson, D. L. Shuster, and B. M. Kennedy (2001), Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2(7), 1044, doi:10.1029/2000GC000139.
- Detrick, R. S., P. Buhl, E. Vera, J. Mutter, J. Orcutt, J. Madsen, and T. Brocher (1987), Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, *Nature*, 326(6108), 35–41, doi:10.1038/326035a0.
- Detrick, R. S., A. J. Harding, G. M. Kent, J. A. Orcutt, J. C. Mutter, and P. Buhl (1993), Seismic Structure of the Southern East Pacific Rise, *Science*, 259(5094), 499–503, doi:10.1126/science.259.5094.499.
- Devey, C. W. et al. (1997), The Foundation Seamount chain: a first survey and sampling, *Mar. Geol.*, 137(3–4), 191–200, doi:10.1016/S0025-3227(96)00104-1.
- Dewey, J. F., and J. M. Bird (1971), Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland, *J. Geophys. Res.*, 76(14), 3179–3206, doi:10.1029/JB076i014p03179.
- Donnelly, K. E. (2002), The genesis of E-MORB; extensions and limitations of the hot spot model, United States, 1 January.
- Donnelly, K. E., S. L. Goldstein, C. H. Langmuir, and M. Spiegelman (2004), Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics, *Earth Planet. Sci.*

- Lett.*, 226(3–4), 347–366, doi:10.1016/j.epsl.2004.07.019.
- Dosso, L., H. Bougault, C. Langmuir, C. Bollinger, O. Bonnier, and J. Etoubleau (1999), The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170(3), 269–286, doi:10.1016/S0012-821X(99)00109-0.
- Le Douaran, S., and J. Francheteau (1981), Axial depth anomalies from 10 to 50° north along the Mid-Atlantic Ridge: correlation with other mantle properties, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54(1), 29–47, doi:10.1016/0012-821X(81)90066-2.
- Douglass, J., and J.-G. Schilling (2000), Systematics of three-component, pseudo-binary mixing lines in 2D isotope ratio space representations and implications for mantle plume–ridge interaction, *Chem. Geol.*, 163(1–4), 1–23, doi:10.1016/S0009-2541(99)00070-4.
- Downes, H. (2007), Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa, *Lithos*, 99(1-2), 1–24, doi:10.1016/j.lithos.2007.05.006.
- Downes, H., J.-L. Bodinier, M. F. Thirlwall, J.-P. Lorand, and J. Fabries (1991), REE and Sr–Nd Isotopic Geochemistry of Eastern Pyrenean Peridotite Massifs: Sub-Continental Lithospheric Mantle Modified by Continental Magmatism, *J. Pet.*, 97–115.
- Downes, H., B. G. J. Upton, J. Connolly, A. D. Beard, and J.-L. Bodinier (2007), Petrology and geochemistry of a cumulate xenolith suite from Bute: evidence for late Palaeozoic crustal underplating beneath SW Scotland, *J. Geol. Soc.*, 164, 1217–1231, doi:10.1144/0016-76492006-177.
- Dupre, B., and C. J. Allegre (1983), Pb–Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature*, 303(5913), 142–146, doi:10.1038/303142a0.
- Dupré, B., B. Lambret, D. Rousseau, and C. J. Allègre (1981), Limitations on the scale of mantle heterogeneities under oceanic ridges, *Nature*, 294(5841), 552–554, doi:10.1038/294552a0.
- Dyment, J. (1998), Evolution of the Carlsberg Ridge between 60 and 45 Ma: Ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan–Reunion hotspot, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B10), 24067–24084, doi:10.1029/98JB01759.
- Eggins, S. M., J. D. Woodhead, L. P. J. Kinsley, G. E. Mortimer, P. Sylvester, M. T. McCulloch, J. M. Hergt, and M. R. Handler (1997), A simple method for the precise determination of >=40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation, *Chem. Geol.*, 134(4), 311–326, doi:10.1016/S0009-2541(96)00100-3.
- Elliott, T., A. Zindler, and B. Bourdon (1999), Exploring the kappa conundrum: the role of recycling in the lead isotope evolution of the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169(1–2), 129–145, doi:10.1016/S0012-821X(99)00077-1.
- Escrig, S., F. Capmas, B. Dupre, and C. J. Allegre (2004), Osmium isotopic constraints on the nature of the Dupal anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts, *Nat. Lond.*, 431(7004), 59–63, doi:10.1038/nature02904.
- Escrig, S., P. Schiano, J.-G. Schilling, and C. Allegre (2005), Rhenium–osmium isotope systematics in MORB from the Southern Mid-Atlantic Ridge (40[deg]-50[deg] S), *Earth Planet Sci Lett*, 235, 528–548, doi:10.1016/j.epsl.2005.04.035.
- Farnetani, C. G., and A. W. Hofmann (2009), Dynamics and internal structure of a lower mantle plume conduit, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 282(1-4), 314–322, doi:10.1016/j.epsl.2009.03.035.
- Farnetani, C. G., and A. W. Hofmann (2010), Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295(1-2), 231–240,

doi:10.1016/j.epsl.2010.04.005.

- Fietzke, J., and A. Eisenhauer (2006), Determination of temperature-dependent stable strontium isotope (Sr-88/Sr-86) fractionation via bracketing standard MC-ICP-MS, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 7, doi:10.1029/2006GC001243.
- Fornari, D. J., M. R. Perfit, J. F. Allan, and R. Batiza (1988), Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean-ridge magmatic processes, *Nature*, 331(6156), 511–513, doi:10.1038/331511a0.
- Fukuda, S., S. Nakai, K. Niihori, M. Tsukui, S. Nakada, T. Fujii, and K. Tani (2008), U-238-Th-230 radioactive disequilibrium in the northern Izu arc: (Th-230/Th-232) in the sub-arc mantle, *Geochem. J.*, 42(6), 461–479.
- Galer, S., and R. O’Nions (1985), Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection, *Nature*, 316(6031), 778–782, doi:10.1038/316778a0.
- Garrido, C. J., and J. L. Bodinier (1999), Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere, *J. Pet.*, 40(5), 729–754, doi:10.1093/petrology/40.5.729.
- Gasperini, D., J. Blichert-Toft, D. Bosch, A. Del Moro, P. Macera, P. Telouk, and F. Albarede (2000), Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth’s mantle, *Nature*, 408(6813), 701–704.
- Geldmacher, J., T. W. Hoefig, F. Hauff, K. Hoernle, D. Garbe-Schoenberg, and D. S. Wilson (2013), Influence of the Galapagos hotspot on the East Pacific Rise during Miocene superfast spreading, *Geology*, 41(2), 183–186, doi:10.1130/G33533.1.
- Gente, P. et al (2010), Cruise PARISUB on EPR 16N magmatism and hydrothermalism over a ridge-hotspot interaction, *InterRidge News*, 17–20.
- Glaze, L. S., and S. M. Baloga (2013), Simulation of inflated pahoehoe lava flows, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 255, 108–123, doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.01.018.
- Godard, M. et al. (2009), Geochemistry of a long in-situ section of intrusive slow-spread oceanic lithosphere: Results from IODP Site U1309 (Atlantis Massif, 30 degrees N Mid-Atlantic-Ridge), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 279(1-2), 110–122, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.034.
- Goss, A. R., M. R. Perfit, W. I. Ridley, K. H. Rubin, G. D. Kamenov, S. A. Soule, A. Fundis, and D. J. Fornari (2010), Geochemistry of lavas from the 2005–2006 eruption at the East Pacific Rise, 9°46’N–9°56’N: Implications for ridge crest plumbing and decadal changes in magma chamber compositions, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 11(5), n/a–n/a, doi:10.1029/2009GC002977.
- Graham, D. W. (2002), Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, , 247–317.
- Gurenko, A. A., and M. Chaussidon (1995), Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: origin by continuous melting of a single mantle column, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59(14), 2905–2917, doi:10.1016/0016-7037(95)00184-0.
- Hanan, B. B., and D. W. Graham (1996), Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes, *Science*, 272(5264), 991–995, doi:10.1126/science.272.5264.991.
- Hanan, B. B., J. Blichert-Toft, D. G. Pyle, and D. M. Christie (2004), Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian

- Ridge, *Nat. Lond.*, 432(7013), 91–94, doi:10.1038/nature03026.
- Hanson, G. (1980), Rare-earth elements in petrogenetic studies of igneous systems, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 371–406, doi:10.1146/annurev.ea.08.050180.002103.
- Hardarson, B. S., J. G. Fitton, R. M. Ellam, and M. S. Pringle (1997), Rift relocation — A geochemical and geochronological investigation of a palaeo-rift in northwest Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153(3–4), 181–196, doi:10.1016/S0012-821X(97)00145-3.
- Hart, S., and T. Dunn (1993), Experimental cpx melt partitioning of 24 trace-elements, *Contrib. Miner. Pet.*, 113(1), 1–8, doi:10.1007/BF00320827.
- Hart, S. R. (1984), A large-scale isotope anomaly in Southern Hemisphere mantle, *Nature*, 309, 753–757, doi:10.1038/309753a0.
- Hart, S. R., and G. A. Gaetani (2006), Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution, *Contrib. Miner. Pet.*, 152(3), 295–308, doi:10.1007/s00410-006-0108-1.
- Hart, S. R., J. Blusztajn, H. J. B. Dick, P. S. Meyer, and K. Muehlenbachs (1999), The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(23-24), 4059–4080, doi:10.1016/S0016-7037(99)00309-9.
- Harvey, J., A. Gannoun, K. W. Burton, N. W. Rogers, O. Alard, and I. J. Parkinson (2006), Ancient melt extraction from the oceanic upper mantle revealed by Re-Os isotopes in abyssal peridotites from the Mid-Atlantic ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244(3-4), 606–621, doi:10.1016/j.epsl.2006.02.031.
- Hekinian, R., and Y. Fouquet (1985), Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the east pacific rise near 13°N, *Econ. Geol.*, 80(2), 221–249.
- Hekinian, R., G. Thompson, and D. Bideau (1989), Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the east pacific rise at 12°35'N-12°51'N and 11°26'N-11°30'N, *J. Geophys. Res.-Solid Earth Planets*, 94(B12), 17437–17463, doi:10.1029/JB094iB12p17437.
- Hekinian, R., P. Stoffers, D. Ackermann, S. Révillon, M. Maia, and M. Bohn (1999), Ridge-hotspot interaction: the Pacific–Antarctic Ridge and the foundation seamounts, *Mar. Geol.*, 160(3–4), 199–223, doi:10.1016/S0025-3227(99)00027-4.
- Hekinian, R., and D. Walker (1987), Diversity and spatial zonation of volcanic rocks from the East Pacific Rise near 21° N, *Contrib. Miner. Pet.*, 96(3), 265–280, doi:10.1007/BF00371248.
- Hemond, C., A. W. Hofmann, I. Vlastelic, and F. Nauret (2006), Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibilities along the Mid-Atlantic Ridge between 10 degrees and 24 degrees N, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 7, doi:10.1029/2006GC001317.
- Hess, H. H. (1939), Island arcs, gravity anomalies and serpentinite intrusions; a contribution to the ophiolite problem, *Rep. Sess. - Int. Geol. Congr.*, 2, 263–283.
- Hess, H. H. (1962), History of ocean basins, , 599–620.
- Hey, R., and P. Vogt (1977), Spreading center jumps and sub-axial asthenosphere flow near the Galapagos hotspot, *Tectonophysics*, 37(1–3), 41–52, doi:10.1016/0040-1951(77)90038-5.
- Hirschmann, M. M., and E. M. Stolper (1996), A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB, *Contrib. Miner. Pet.*, 124(2), 185–208.
- Hofmann, A., and W. White (1982), Mantle plumes from ancient oceanic-crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57(2), 421–436, doi:10.1016/0012-821X(82)90161-3.
- Hon, K., J. Kauahikaua, R. Denlinger, and K. Mackay (1994), Emplacement and inflation of

- pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106(3), 351–370, doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2.
- Hunt, T. S. (1872), On Alpine geology, *Am. J. Sci.*, s3-3(13), 1–15, doi:10.2475/ajs.s3-3.13.1.
- Ito, E., W. M. White, and C. Göpel (1987), The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB, *Chem. Geol.*, 62(3–4), 157–176, doi:10.1016/0009-2541(87)90083-0.
- Ito, G., J. Lin, and C. W. Gable (1997), Interaction of mantle plumes and migrating mid-ocean ridges: Implications for the Galápagos plume-ridge system, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 102(B7), 15403–15417, doi:10.1029/97JB01049.
- Ito, G., J. Lin, and D. Graham (2003), Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume-mid-ocean ridge interaction, *Rev. Geophys.*, 41(4), doi:10.1029/2002RG000117.
- Jackson, M. G., and R. Dasgupta (2008), Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276(1-2), 175–186, doi:10.1016/j.epsl.2008.09.023.
- Jackson, M. G., S. R. Hart, A. A. P. Koppers, H. Staudigel, J. Konter, J. Blusztajn, M. Kurz, and J. A. Russell (2007), The return of subducted continental crust in Samoan lavas, *Nature*, 448(7154), 684–687, doi:10.1038/nature06048.
- Jacobsen, S. B., and G. J. Wasserburg (1980), Sm-Nd isotopic evolution of chondrites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50(1), 139–155.
- Janin, M., C. Hemond, M. Maia, P. Nonnotte, E. Ponzevera, and K. T. M. Johnson (2012), The Amsterdam-St. Paul Plateau: A complex hot spot/DUPAL-flavored MORB interaction, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 13, doi:10.1029/2012GC004165.
- Jochum, K. P. et al. (2011), GSD-1G and MPI-DING Reference Glasses for In Situ and Bulk Isotopic Determination, *Geostand. Geoanalytical Res.*, 35(2), 193–226, doi:10.1111/j.1751-908X.2010.00114.x.
- Jochum K. P. and Nehring F. (Max-Planck-Institute fuer Chemie) (2006) USGS BCR-2: GeoReM preferred values (11/2006). GeoReM. Available from: <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>.
- Johnson, KTM (1994), Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications, 1994, 58A, 454–455.
- Kellogg, L. H., B. H. Hager, and R. D. van der Hilst (1999), Compositional stratification in the deep mantle, *Science*, 283(5409), 1881–1884, doi:10.1126/science.283.5409.1881.
- Kempton, P. D., J. A. Pearce, T. L. Barry, J. G. Fitton, C. Langmuir, and D. M. Christie (2002), Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187; evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic discordance and origin of the Indian MORB source, *Geochem. Geophys. Geosystems - G Super 3*, 3(12), doi:10.1029/2002GC000320.
- Kennedy, A. K., G. E. Lofgren, and G. J. Wasserburg (1993), An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 115(1–4), 177–195, doi:10.1016/0012-821X(93)90221-T.
- Kent, R. W., B. A. Thomson, R. R. Skelhorn, A. C. Kerr, M. J. Norry, and J. N. Walsh (1998), Emplacement of Hebridean Tertiary flood basalts: evidence from an inflated pahoehoe lava flow on Mull, Scotland, *J. Geol. Soc.*, 155(4), 599–607, doi:10.1144/gsjgs.155.4.0599.
- Kincaid, C., G. Ito, and C. Gable (1995), Laboratory investigation of the interaction of off-axis mantle plumes and spreading centres, *Nat. August 31 1995*, 376(6543), 758–761.

- King, S. D. (2007), Hotspots and edge-driven convection, *Geology*, 35(3), 223–226, doi:10.1130/G23291A.1.
- King, S. D., and D. L. Anderson (1998), Edge-driven convection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160(3-4), 289–296, doi:10.1016/S0012-821X(98)00089-2.
- Kingsley, R. H., and J. G. Schilling (1998), Plume-ridge interaction in the Easter Salas y Gomez seamount chain Easter Microplate system: Pb isotope evidence, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 103(B10), 24159–24177, doi:10.1029/98JB01496.
- Kingsley, R. H., J. Blichert-Toft, D. Fontignie, and J.-G. Schilling (2007), Hafnium, neodymium, and strontium isotope and parent-daughter element systematics in basalts from the plume-ridge interaction system of the Salas y Gomez Seamount Chain and Easter Microplate, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 8, doi:10.1029/2006GC001401.
- Klein, E. M., C. H. Langmuir, A. Zindler, H. Staudigel, and B. Hamelin (1988), Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic Discordance, *Nat. Lond.*, 333(6174), 623–629.
- Kleine, T., C. Munker, K. Mezger, and H. Palme (2002), Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry, *Nature*, 418(6901), 952–955, doi:10.1038/nature00982.
- Klitgord, K. D., and J. Mammerickx (1982), Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework, *J Geophys Res*, 87(B8), 6725–6750, doi:10.1029/JB087iB08p06725.
- Kramers, J. D., and I. N. Tolstikhin (1997), Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust, *Chem. Geol.*, 139(1-4), 75–110, doi:10.1016/S0009-2541(97)00027-2.
- Kurz, M. D., W. J. Jenkins, and S. R. Hart (1982), Helium isotopic systematics of oceanic islands and mantle heterogeneity, *Nature*, 297(5861), 43–47, doi:10.1038/297043a0.
- Lagos, M., C. Ballhaus, C. Muenker, C. Wohlgemuth-Ueberwasser, J. Berndt, and D. V. Kuzmin (2008), The Earth's missing lead may not be in the core, *Nature*, 456(7218), 89–92, doi:10.1038/nature07375.
- Langmuir, C., J. Bender, K. Donnelly, S. Shirey, M. Cormier, and E. Baker (1998), Petrology of the East Pacific Rise north of the Orozco transform fault, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 79(45, Suppl.), 832–832.
- Langmuir, C. H., R. D. Vocke, G. N. Hanson, and S. R. Hart (1978), A general mixing equation with applications to Icelandic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37(3), 380–392
- Langmuir, C. H., J. F. Bender, and S. B. Shirey (1990), A trace-element enriched province on the East Pacific Rise north of the Orozco transform fault, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 71(43), 1703–1703.
- Lee, C. T. A., X. Cheng, and U. Horodyskyj (2006), The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California, *Contrib. Miner. Pet.*, 151(2), 222–242, doi:10.1007/s00410-005-0056-1.
- Lee, C.-T. A., P. Luffi, E. J. Chin, R. Bouchet, R. Dasgupta, D. M. Morton, V. Le Roux, Q. Yin, and D. Jin (2012), Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation, *Science*, 336(6077), 64–68, doi:10.1126/science.1217313.
- Lee, D., and A. Halliday (1995), Hafnium-tungsten chronometry and the timing of terrestrial core formation, *Nature*, 378(6559), 771–774, doi:10.1038/378771a0.
- Leeman, W., M. Menzies, D. Matty, and G. Embree (1985), Strontium, neodymium and lead isotopic compositions of deep crustal xenoliths from the snake river plain - evidence

- for archean basement, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75(4), 354–368, doi:10.1016/0012-821X(85)90179-7.
- Le Saout (2011), *Etude Morpho-structurale du segment 16°N de l'EPR à partir de données ultra-haute résolution: chronologie relative et mise en place des laves*.
- Lewis, B. T. R., and J. D. Garmany (1982), Constraints on the structure of the East Pacific Rise from seismic refraction data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 87(B10), 8417–8425, doi:10.1029/JB087iB10p08417.
- Li, Z.-X. A., and C.-T. A. Lee (2006), Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: Implications for the recycling rate of water by subduction, *Chem. Geol.*, 235(1-2), 161–185, doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.011.
- Lin, J. (1998), Hitting the hotspots, *Ocean. Woods Hole*, 41(2), 34–37.
- Liu, C.-Z., J. E. Snow, E. Hellebrand, G. Bruegmann, A. von der Handt, A. Buechl, and A. W. Hofmann (2008), Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean, *Nature*, 452(7185), 311–316, doi:10.1038/nature06688.
- Lonsdale, P. (1977), Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: The East Pacific Rise near 3°25'S, *Mar. Geophys. Res.*, 3(3), 251–293, doi:10.1007/BF00285656.
- Lustrino, M. (2005), How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism, *Earth-Sci. Rev.*, 72(1-2), 21–38, doi:10.1016/j.earscirev.2005.03.004.
- Macdonald, K. (1982), Mid-ocean ridges - fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 155–190, doi:10.1146/annurev.ea.10.050182.001103.
- Macdonald, K. C., J.-C. Sempere, and P. J. Fox (1986), Reply: The debate concerning overlapping spreading centers and Mid-Ocean Ridge processes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 91(B10), 10501–10511, doi:10.1029/JB091iB10p10501.
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, S. Miller, S. Carbotte, M. H. Edwards, M. Eisen, D. J. Fornari, L. Perram, R. Pockalny, and D. Scheirer (1992), The East Pacific Rise and its flanks 8–18 N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies, *Mar. Geophys. Res.*, 14(4), 299–344.
- Macdougall, J. D., and G. W. Lugmair (1986), Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77(3–4), 273–284, doi:10.1016/0012-821X(86)90139-1.
- Mahoney, J., A. P. le Roex, Z. Peng, R. L. Fisher, and J. H. Natland (1992), Southwestern limits of Indian Ocean ridge mantle and the origin of low (super 206) Pb/ (super 204) Pb mid-ocean ridge basalt; isotope systematics of the central Southwest Indian Ridge (17 degrees -50 degrees E), *J. Geophys. Res.*, 97(B13), 19, doi:10.1029/92JB01424.
- Mahoney, J. J., J. M. Sinton, M. D. Kurz, J. D. Macdougall, K. J. Spencer, and G. W. Lugmair (1994), Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific rise, 13–23°S, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121(1–2), 173–193, doi:10.1016/0012-821X(94)90039-6.
- Maia, M. et al. (2000), The Pacific-Antarctic Ridge-Foundation Hotspot interaction; a case study of a ridge approaching a hotspot, *Mar. Geol.*, 167(1-2), 61–84.
- Malaviarachchi, S. P. K., A. Makishima, M. Tanimoto, T. Kuritani, and E. Nakamura (2008), Highly unradiogenic lead isotope ratios from the Horoman peridotite in Japan, *Nat. Geosci.*, 1(12), 859–863, doi:10.1038/ngeo363.
- Malaviarachchi, S. P. K., A. Makishima, and E. Nakamura (2010), Melt-peridotite reactions

- and fluid metasomatism in the upper mantle, revealed from the geochemistry of peridotite and gabbro from the horoman peridotite massif, Japan, *J. Pet.*, 51(7), 1417–1445, doi:10.1093/petrology/egq024.
- Mammerickx, J., D. Naar, and R. Tyce (1988), The mathematician paleoplate, *J. Geophys. Res.-Solid Earth Planets*, 93(B4), 3025–3040, doi:10.1029/JB093iB04p03025.
- Marty, B. (2012), The origins and concentrations of water, carbon, nitrogen and noble gases on Earth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 313–314, 56–66, doi:10.1016/j.epsl.2011.10.040.
- Mattinson, J. (1978), Age, origin, and thermal histories of some plutonic rocks from salinian block of California, *Contrib. Miner. Pet.*, 67(3), 233–245, doi:10.1007/BF00381451.
- McKenzie, D., and R. K. O’Nions (1983), Mantle reservoirs and ocean island basalts, *Nature*, 301(5897), 229–231, doi:10.1038/301229a0.
- McKenzie, D. P., and R. L. Parker (1967), The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere, *Nature*, 216(5122), 1276–1280, doi:10.1038/2161276a0.
- Merrill, G. P. (1889), On the ophiolite of Thurman, Warren County, New York, with remarks on the Eozoon canadense, *Am. J. Sci.*, 37(219), 189–191.
- Mittelstaedt, E., G. Ito, and M. D. Behn (2008), Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 266(3-4), 256–270, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.055.
- Mittelstaedt, E., G. Ito, and J. van Hunen (2011), Repeat ridge jumps associated with plume-ridge interaction, melt transport, and ridge migration, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 116, doi:10.1029/2010JB007504.
- Miyashiro, A. (1973), Troodos ophiolitic Complex was probably formed in an island arc, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19(2), 218–224, doi:10.1016/0012-821X(73)90118-0.
- Montelli, R., G. Nolet, F. A. Dahlen, G. Masters, E. R. Engdahl, and S. H. Hung (2004), Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle, *Science*, 303(5656), 338–343, doi:10.1126/science.1092485.
- Moreira, M., J. Escartin, E. Gayer, C. Hamelin, A. Bezos, F. Guillon, and M. Cannat (2011), Rare gas systematics on Lucky Strike basalts (37 degrees N, North Atlantic): Evidence for efficient homogenization in a long-lived magma chamber system?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2011GL046794.
- Morgan, J. P. (1999), Isotope topology of individual hotspot basalt arrays: Mixing curves or melt extraction trajectories?, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 1, doi:10.1029/1999GC000004.
- Morgan, J. P., and W. J. Morgan (1999), Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding, *Earth Planet Sci Lett*, 170, 215–239, doi:10.1016/S0012-821X(99)00114-4.
- Morgan, W. (1972), Deep mantle convection plumes and plate motions, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 56(2), 203–&.
- Morgan, W. J. (1968), Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, *J. Geophys. Res.*, 73(6), 1959–1982, doi:10.1029/JB073i006p01959.
- Morgan, W. J. (1978), Rodriguez, Darwin, Amsterdam,.., a second type of hotspot island, *J. Geophys. Res.*, 83(B11), 5355–5360, doi:10.1029/JB083iB11p05355.
- Moynier, F., A. Agranier, D. C. Hezel, and A. Bouvier (2010), Sr stable isotope composition of Earth, the Moon, Mars, Vesta and meteorites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 300(3–4), 359–366, doi:10.1016/j.epsl.2010.10.017.
- Murphy, D. T., K. D. Collerson, and B. S. Kamber (2002), Lamproites from Gausberg,

- Antarctica: Possible Transition Zone Melts of Archaean Subducted Sediments, *J. Pet.*, 43(6), 981–1001, doi:10.1093/petrology/43.6.981.
- Murphy, D. T., B. S. Kamber, and K. D. Collerson (2003), A refined solution to the first terrestrial Pb-isotope paradox, *J. Pet.*, 44(1), 39–53, doi:10.1093/petrology/44.1.39.
- Nicolas, A. (1997), Sea floor spreading: a viewpoint from ophiolites, *Comptes Rendus Académie Sci. Série 2 Sci. Terre Planètes*, 324(1), 1–8.
- Niedermann, S., W. Bach, and J. Erzinger (1997), Noble gas evidence for a lower mantle component in MORBs from the southern East Pacific Rise: Decoupling of helium and neon isotope systematics, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(13), 2697–2715, doi:10.1016/S0016-7037(97)00102-6.
- Niu, Y., and M. J. O'Hara (2003), Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 108(B4), n/a–n/a, doi:10.1029/2002JB002048.
- Niu, Y. L., and R. Batiza (1997), Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148(3-4), 471–483, doi:10.1016/S0012-821X(97)00048-4.
- Niu, Y. L., G. Wagoner, J. M. Sinton, and J. J. Mahoney (1996), Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°–19°S, *J. Geophys. Res.*, 101(B12), 27,711–27,733.
- Niu, Y. L., K. D. Collerson, R. Batiza, I. J. Wendt, and M. Regelous (1999), The origin of E-type MORB at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N, *J. Geophys. Res.*, 104, 7067–7087.
- Niu, Y. L., M. Regelous, I. J. Wendt, R. Batiza, and M. J. O'Hara (2002), Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199(3-4), 327–345, doi:10.1016/S0012-821X(02)00591-5.
- O'Neill, B., and R. Jeanloz (1990), Experimental petrology of the lower mantle; a natural peridotite taken to 54 GPa, *Geophys. Res. Lett.*, 17(10), 1477–1480, doi:10.1029/GL017i010p01477.
- O'Nions, R. K., N. M. Evensen, and P. J. Hamilton (1979), Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 84(B11), 6091–6101, doi:10.1029/JB084iB11p06091.
- Olson, P., G. Schubert, and C. Anderson (1987), Plume formation in the d''-layer and the roughness of the core mantle boundary, *Nature*, 327(6121), 409–413, doi:10.1038/327409a0.
- Olson, P., P. G. Silver, and R. W. Carlson (1990), The large-scale structure of convection in the Earth's mantle, *Nature*, 344(6263), 209–215, doi:10.1038/344209a0.
- Orcutt, J., B. Kennett, L. Dorman, and W. Prothero (1975), A low velocity zone underlying a fast-spreading rise crest, *Nature*, 256(5517), 475–476, doi:10.1038/256475a0.
- Othman, D. B., and C. J. Allegre (1990), U-Th isotopic systematics at 13 degrees N East Pacific Ridge segment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98(1), 129–137.
- Oversby, V. M., and A. E. Ringwood (1971), Time of Formation of the Earth's Core, *Nature*, 234(5330), 463–465, doi:10.1038/234463a0.
- Pallister, J. S., and C. A. Hopson (1981), Samail Ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 86(B4), 2593–2644,
- Pan, Y., and R. Batiza (1998), Major element chemistry of volcanic glasses from the Easter

- Seamount Chain: Constraints on melting conditions in the plume channel, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B3), 5287–5304, doi:10.1029/97JB03617.
- Pardo, M., and G. Suárez (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B7), 12357–12373, doi:10.1029/95JB00919.
- Partin, C. A. et al. (2013), Large-scale fluctuations in Precambrian atmospheric and oceanic oxygen levels from the record of U in shales, *Earth Planet. Sci. Lett.*, (0), doi:10.1016/j.epsl.2013.03.031.
- Paster, T., Schauwec.DS, and L. Haskin (1974), Behavior of some trace-elements during solidification of skaergaard layered series, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38(10), 1549–1577, doi:10.1016/0016-7037(74)90174-4.
- Paulick, H., C. Münker, and S. Schuth (2010), The influence of small-scale mantle heterogeneities on Mid-Ocean Ridge volcanism: Evidence from the southern Mid-Atlantic Ridge (7°30'S to 11°30'S) and Ascension Island, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296(3–4), 299–310, doi:10.1016/j.epsl.2010.05.009.
- Pearce, J. A., and J. R. Cann (1971), Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12(3), 339–349.
- Peate, D. W., J. A. Baker, S. P. Jakobsson, T. E. Waight, A. J. R. Kent, N. V. Grassineau, and A. C. Skovgaard (2009), Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snapshot of melt generation at a ridge segment, *Contrib. Miner. Pet.*, 157(3), 359–382, doi:10.1007/s00410-008-0339-4.
- Perfit, M., D. Fornari, M. Smith, J. Bender, C. Langmuir, and R. Haymon (1994), Small-Scale Spatial and Temporal Variations in Midocean Ridge Crest Magmatic Processes, *Geology*, 22(4), 375–379, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0375:SSSATV>2.3.CO;2.
- Perk, N., L. Coogan, J. Karson, E. Klein, and H. Hanna (2007), Petrology and geochemistry of primitive lower oceanic crust from Pito Deep: implications for the accretion of the lower crust at the Southern East Pacific Rise, *Contrib. Miner. Pet.*, 154(5), 575–590, doi:10.1007/s00410-007-0210-z.
- Le Pichon, X. (1968), Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, 73(12), 3661–3697, doi:10.1029/JB073i012p03661.
- Prinzhofer, A., E. Lewin, and C. J. Allègre (1989), Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92(2), 189–206, doi:10.1016/0012-821X(89)90046-0.
- Pommerol, C., Lagabriele, Y., and Renard, M. (2000), *Eléments de Géologie*, Ed. Dunod.
- Prinzhofer, A., E. Lewin, and C. J. Allègre (1989), Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92(2), 189–206, doi:10.1016/0012-821X(89)90046-0.
- Prytulak, J., and T. Elliott (2007), TiO₂ enrichment in ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 263(3–4), 388–403, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.015.
- Pyle, D. G., D. M. Christie, and J. J. Mahoney (1992), Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic Discordance, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 112(1–4), 161–178.
- Pyle, D. G., D. M. Christie, J. J. Mahoney, and R. A. Duncan (1995), Geochemistry and geochronology of ancient Southeast Indian and Southwest Pacific seafloor, *J. Geophys. Res.*, 100(B11), 22, doi:10.1029/95JB01424.
- Rehkaemper, M., and A. W. Hofmann (1997), Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 147(1–4), 93–106.
- Reisberg, L., and A. Zindler (1986), Extreme isotopic variations in the upper mantle:

- evidence from Ronda, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81(1), 29–45, doi:10.1016/0012-821X(86)90098-1.
- Reynolds, J. R., and C. H. Langmuir (2000), Identification and implications of off-axis lava flows around the East Pacific Rise, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 1, doi:10.1029/1999GC000033.
- Reynolds, J. R., C. H. Langmuir, J. F. Bender, K. A. Kastens, and W. B. F. Ryan (1992), Spatial and temporal variability in the geochemistry of basalts from the East Pacific Rise, *Nature*, 359(6395), 493–499, doi:10.1038/359493a0.
- Ribe, N. M., and U. R. Christensen (1999), The dynamical origin of Hawaiian volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171(4), 517–531, doi:10.1016/S0012-821X(99)00179-X.
- Ribe, N. M., and W. L. Delattre (1998), The dynamics of plume–ridge interaction—III. The effects of ridge migration, *Geophys. J. Int.*, 133(3), 511–518, doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00476.x.
- Ringwood, A. E. (1975), *Composition and petrology of the Earth's mantle*, McGraw-Hill Book Co. : New York, N.Y., United States, United States.
- Robinson, P. T., W. G. Melson, T. O'Hearn, and H.-U. Schmincke (1983), Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus, *Geology*, 11(7), 400–404, doi:10.1130/0091-7613(1983)11<400:VGCOTT>2.0.CO;2.
- Rudnick, R., W. McDonough, M. McCulloch, and S. Taylor (1986), Lower crustal xenoliths from queensland, australia - evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50(6), 1099–1115, doi:10.1016/0016-7037(86)90391-1.
- Rudnick, R. L., and S. Gao (2003), Composition of the Continental Crust, in *Treatise on Geochemistry*, edited by Holland, H.D. and Turekian, K.K., pp. 1–64, Pergamon, Oxford.
- Rudnick, R. L., and D. Fountain (1995), Nature and composition of the continental-crust - a lower crustal perspective, *Rev. Geophys.*, 33(3), 267–309, doi:10.1029/95RG01302.
- Rudnick, R. L., and S. L. Goldstein (1990), The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98(2), 192–207, doi:10.1016/0012-821X(90)90059-7.
- Saal, A. E., S. R. Hart, N. Shimizu, E. H. Hauri, and G. D. Layne (1998), Pb Isotopic Variability in Melt Inclusions from Oceanic Island Basalts, Polynesia, *Science*, 282(5393), 1481–1484, doi:10.1126/science.282.5393.1481.
- Salter, V. J. M., and J. Longhi (1999), Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166(1–2), 15–30, doi:10.1016/S0012-821X(98)00271-4.
- Sappin, A. A., M. Constantin, and T. Clark (2011), Origin of magmatic sulfides in a Proterozoic island arc; an example from the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville Province, Canada, *Miner. Deposita*, 46(3), 211–237, doi:10.1007/s00126-010-0321-8.
- Scheirer, D. S., and K. C. Macdonald (1993), Variation in Cross-Sectional Area of the Axial Ridge Along the East Pacific Rise: Evidence for the Magmatic Budget of a Fast Spreading Center, *J Geophys Res*, 98(B5), 7871–7885, doi:10.1029/93JB00015.
- Scheirer, D. S., D. W. Forsyth, J. A. Conder, M. A. Eberle, S.-H. Hung, K. T. M. Johnson, and D. W. Graham (2000), Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B4), 8243–8262, doi:10.1029/1999JB900407.
- Schiano, P., J. L. Birck, and C. J. Allegre (1997), Osmium-strontium-neodymium-lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the

- upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(3-4), 363–379, doi:10.1016/S0012-821X(97)00098-8.
- Schilling, J. G., R. Kingsley, D. Fontignie, R. Poreda, and S. Xue (1999), Dispersion of the Jan Mayen and Iceland mantle plumes in the Arctic: A He-Pb-Nd-Sr isotope tracer study of basalts from the Kolbeinsey, Mohns, and Knipovich Ridges, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 104(B5), 10543–10569, doi:10.1029/1999JB900057.
- Schilling, J.-G. (1973), Iceland Mantle Plume; Geochemical Study of Reykjanes Ridge, *Nat. Lond.*, 242(5400), 565–571.
- Schilling, J.-G. (1991), Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, 352(6334), 397–403, doi:10.1038/352397a0.
- Schilling, J.-G., R. H. Kingsley, and J. D. Devine (1982), Galapagos Hot Spot-Spreading Center System: 1. Spatial petrological and geochemical variations (83°W–101°W), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 87(B7), 5593–5610, doi:10.1029/JB087iB07p05593.
- Schilling, J.-G., H. Sigurdsson, A. N. Davis, and R. N. Hey (1985), Easter microplate evolution, *Nature*, 317(6035), 325–331, doi:10.1038/317325a0.
- Schilling, J.-G., B. B. Hanan, B. McCully, R. H. Kingsley, and D. Fontignie (1994), Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 99(B6), 12005–12028, doi:10.1029/94JB00337.
- Shah, A. K., and W. R. Buck (2006), The rise and fall of axial highs during ridge jumps, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 111(B8), doi:10.1029/2005JB003657.
- Sims, K. W. W. et al. (2002), Chemical and isotopic constraints on the generation and transport of magma beneath the East Pacific Rise, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(19), 3481–3504, doi:10.1016/S0016-7037(02)00909-2.
- Sinton, J. M., and R. S. Detrick (1992), Mid-ocean ridge magma chambers, *J. Geophys. Res.*, 97(B1), 197–216, doi:10.1029/91JB02508.
- Sleep, N. H. (1990), Hotspots and mantle plumes; some phenomenology, *J. Geophys. Res.*, 95(B5), 6715–6736, doi:10.1029/JB095iB05p06715.
- Sloan, H. (1991), Temporal evolution of overlapping spreading centers at 16 degrees 20'N on the East Pacific Rise, *Mar. Geol.*, 97(3-4), 315–324.
- Small, C. (1995), Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B9), 17931–17946, doi:10.1029/95JB01377.
- Sobolev, A. V., A. W. Hofmann, and I. K. Nikogosian (2000), Recycled oceanic crust observed in “ghost plagioclase” within the source of Mauna Loa lavas, *Nature*, 404(6781), 986–990, doi:10.1038/35010098.
- Stein, M., and A. W. Hofmann (1994), Mantle plumes and episodic crustal growth, *Nature*, 372(6501), 63–68, doi:10.1038/372063a0.
- Steinberger, B. (2000), Plumes in a convecting mantle; models and observations for individual hotspots, *J. Geophys. Res.*, 105(B5), 11127–11152, doi:10.1029/1999JB900398.
- Storey, M., A. D. Saunders, J. Tarney, I. L. Gibson, M. J. Norry, M. F. Thirlwall, P. Leat, R. N. Thompson, and M. A. Menzies (1989), Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen–Heard mantle plume, *Nature*, 338(6216), 574–576, doi:10.1038/338574a0.
- Strelow, F. (1978), Distribution coefficients and anion-exchange behavior of some elements, *Anal. Chem.*, 50(9), 1359–1361, doi:10.1021/ac50031a041.

- Sun, S.-S. (1980), Lead Isotopic Study of Young Volcanic Rocks from Mid-Ocean Ridges, Ocean Islands and Island Arcs, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci.*, 297(1431), 409–445, doi:10.1098/rsta.1980.0224.
- Tanaka, T. et al. (2000), JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium, *Chem. Geol.*, 168(3–4), 279–281, doi:10.1016/S0009-2541(00)00198-4.
- Tatsumi, Y. (2000), Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of the enriched mantle I component in the mantle, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 1.
- Tatsumoto, M. (1978), Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38(1), 63–87, doi:10.1016/0012-821X(78)90126-7.
- Todt, W. et al (1996), reading the isotope code, in *Earth Processes*, pp. 429–437, Hart, SR., Basu, A.
- Toomey, D. R., G. M. Purdy, S. C. Solomon, and W. S. D. Wilcock (1990), The 3-Dimensional Seismic Velocity Structure of the East Pacific Rise Near Latitude 9-Degrees-30'n, *Nature*, 347(6294), 639–645.
- Ulrich, M., C. Hemond, P. Nonnotte, and K. P. Jochum (2012), OIB/seamount recycling as a possible process for E-MORB genesis, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 13, doi:10.1029/2012GC004078.
- Upton, B. G. J., P. Aspen, and R. W. Hinton (2001), Pyroxenite and granulite xenoliths from beneath the Scottish Northern Highlands Terrane: Evidence for lower-crust/upper-mantle relationships, *Contrib. Miner. Pet.*, 142(2), 178–197.
- Van der Hilst, R. D., S. Widiyantoro, and E. R. Engdahl (1997), Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nat. Lond.*, 386(6625), 578–584.
- Vidal, P., and N. Clauer (1981), Pb and Sr isotopic systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (project RITA), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 237–246, doi:10.1016/0012-821X(81)90103-5.
- Vine, F. J., and D. H. Matthews (1963), Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges, *Nature*, 199(4897), 947–949, doi:10.1038/199947a0.
- Vogt, P. R. (1971), Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13(1), 153–160, doi:10.1016/0012-821X(71)90118-X.
- Vogt, P. R. (1976), Plumes, subaxial pipe flow, and topography along the mid-oceanic ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29(2), 309–325.
- Vollmer, R. (1977), Terrestrial lead isotopic evolution and formation time of earths core, *Nature*, 270(5633), 144–147, doi:10.1038/270144a0.
- Warren, J. M., and S. B. Shirey (2012), Lead and osmium isotopic constraints on the oceanic mantle from single abyssal peridotite sulfides, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 359, 279–293, doi:10.1016/j.epsl.2012.09.055.
- Waters, C. L., K. W. W. Sims, M. R. Perfit, J. Blichert-Toft, and J. Blusztajn (2011), Perspective on the Genesis of E-MORB from Chemical and Isotopic Heterogeneity at 9–10 degrees N East Pacific Rise, *J. Pet.*, 52(3), 565–602, doi:10.1093/petrology/egq091.
- Weaver, B. L. (1991), The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104(2–4), 381–397, doi:10.1016/0012-821X(91)90217-6.
- Weiland, C. M., and K. C. Macdonald (1996), Geophysical study of the East Pacific Rise 15°N–17°N: An unusually robust segment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 101(B9), 20257–

- 20273, doi:10.1029/96JB01756.
- Wendt, J. I., M. Regelous, Y. L. Niu, R. Hekinian, and K. D. Collerson (1999), Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *173*(3), 271–284, doi:10.1016/S0012-821X(99)00236-8.
- Wheeler, K. T., D. Walker, Y. Fei, W. G. Minarik, and W. F. McDonough (2006), Experimental partitioning of uranium between liquid iron sulfide and liquid silicate; implications for radioactivity in the Earth's core, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *70*(6), 1537–1547, doi:10.1016/j.gca.2005.11.023.
- White, W., and A. Hofmann (1982), Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution, *Nature*, *296*(5860), 821–825, doi:10.1038/296821a0.
- White, W. M. (1979), Pb isotope geochemistry of the Galapagos islands, *Carnegie Inst Wash. Yearb*, *78*, 331–335.
- White, W. M. (1985), Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence, *Geology*, *13*(2), 115–118, doi:10.1130/0091-7613(1985)13<115:SOOBRI>2.0.CO;2.
- Willbold, M., and A. Stracke (2010), Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust, *Chem. Geol.*, *276*(3-4), 188–197, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.06.005.
- Wilson, D. S., and R. N. Hey (1995), History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading Center, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *100*(B6), 10041–10056, doi:10.1029/95JB00762.
- Wood, B. J., and J. D. Blundy (1997), A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt, *Contrib. Miner. Pet.*, *129*(2-3), 166–181, doi:10.1007/s004100050330.
- Workman, R. K., S. R. Hart, M. Jackson, M. Regelous, K. A. Farley, J. Blusztajn, M. Kurz, and H. Staudigel (2004), Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the enriched mantle, *Geochem. Geophys. Geosystems*, *5*, doi:10.1029/2003GC000623.
- Yang, L., S. Kado, and G. Derge (1959), Diffusion in molten sulfides, in *Kinetics of High Temperature Processes*, pp. 79–80, New York : John Wiley & Sons.
- Yin, Q. Z., S. B. Jacobsen, K. Yamashita, J. Blichert-Toft, P. Telouk, and F. Albarede (2002), A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites, *Nature*, *418*(6901), 949–952, doi:10.1038/nature00995.
- Zindler, A., and S. Hart (1986), Chemical geodynamics, *Annu Rev Earth Planet Sci*, *14*, 493–571, doi:10.1146/annurev.earth.14.1.493.

Annexe

Nom	Lat(° N)	Long Lat(° W)	Nom	Lat(° N)	Long (° W)
10PUB16-04	15.720	105.429	10PUB24-02	15.749	105.428
10PUB16-05	15.722	105.429	10PUB24-03	15.751	105.431
10PUB17-10	15.711	105.427	10PUB24-05	15.751	105.433
10PUB17-07	15.715	105.428	10PUB24-07	15.753	105.432
10PUB20-04	15.662	105.417	10PUB24-08	15.755	105.432
10PUB20-03	15.660	105.418	10PUB24-09	15.757	105.432
10PUB20-12	15.671	105.422	10PUB24-10	15.760	105.435
10PUB19-09	15.703	105.432	10PUB19-02	15.703	105.426
10PUB22-10	15.725	105.430	10PUB19-06	15.706	105.433
10PUB22-09	15.725	105.429	10PUB19-07	15.704	105.432
10PUB22-13	15.732	105.431	10PUB19-10	15.699	105.431
10PUB23-10	15.729	105.434	10PUB19-11	15.692	105.432
10PUB16-10	15.739	105.432	10PUB19-12	15.691	105.432
10PUB16-03	15.719	105.429	10PUB14-01	15.623	105.426
10PUB16-06	15.725	105.429	10PUB14-02	15.621	105.421
10PUB16-07	15.729	105.429	10PUB14-03	15.623	105.417
10PUB16-08	15.732	105.430	10PUB14-05	15.623	105.412
10PUB16-13	15.743	105.432	10PUB15-01	15.716	105.432
10PUB16-11	15.740	105.432	10PUB15-05	15.721	105.425
10PUB17-08	15.715	105.428	10PUB15-07	15.722	105.419
10PUB17-09	15.712	105.428	10PUB15-08	15.724	105.423
10PUB22-05	15.718	105.429	10PUB15-09	15.730	105.433
10PUB22-07	15.721	105.431	10PUB17-02	15.713	105.441
10PUB22-14	15.735	105.432	10PUB17-03	15.714	105.439
10PUB23-09	15.729	105.436	10PUB17-04	15.715	105.437
10PUB22-04	15.715	105.428	10PUB17-05	15.715	105.434
10PUB22-08	15.722	105.429	10PUB17-06	15.716	105.430
10PUB21-01	15.675	105.421	10PUB18-03	15.721	105.416
10PUB21-02	15.674	105.423	10PUB18-05	15.722	105.412
10PUB21-04	15.676	105.423	10PUB18-07	15.726	105.410
10PUB20-09	15.667	105.421	10PUB18-08	15.728	105.408
10PUB20-07	15.667	105.421	10PUB19-03	15.707	105.427
10PUB20-02	15.655	105.415	10PUB21-05	15.681	105.423
10PUB15-04	15.716	105.427	10PUB21-07	15.684	105.424
10PUB15-03	15.623	105.417	10PUB21-08	15.684	105.424
10PUB13-07	15.619	105.409	10PUB21-10	15.690	105.426
10PUB14-04	15.627	105.414	10PUB21-11	15.683	105.428
10PUB14-06	15.623	105.410	10PUB21-12	15.680	105.427
10PUB14-07	15.625	105.410			

Tableau 4 – Coordonnées échantillons profil axial

Nom	Lat (° N)	Long (° W)	Nom	Lat (° N)	Long (° W)
PUB10-03	15.613	105.469	PUB09-06	15.633	105.366
PUB02-01	15.623	105.412	PUB09-08	15.632	105.374
PUB02-02	15.651	105.216	PUB09-10	15.631	105.376
PUB02-04	15.650	105.221	PUB09-11	15.630	105.381
PUB02-07	15.646	105.234	PUB11-01	15.618	105.448
PUB03-01	15.643	105.265	PUB11-02	15.619	105.445
PUB03-02	15.643	105.263	PUB11-03	15.618	105.444
PUB03-03	15.644	105.261	PUB11-06	15.618	105.441
PUB03-04	15.644	105.259	PUB11-07	15.619	105.435
PUB03-05	15.644	105.257	PUB08-01	15.632	105.355
PUB03-06	15.645	105.253	PUB08-02	15.632	105.354
PUB03-08	15.645	105.249	PUB08-03	15.632	105.353
PUB06-01	15.644	105.265	PUB08-04	15.633	105.350
PUB06-03	15.643	105.269	PUB08-07	15.633	105.344
PUB06-07	15.643	105.273	PUB08-09/10	15.635	105.340
PUB06-08	15.645	105.282	PUB13-01	15.633	105.384
PUB06-09	15.645	105.284	PUB13-02	15.631	105.388
PUB07-03	15.633	105.313	PUB13-03	15.631	105.390
PUB07-07	15.634	105.321	PUB13-04	15.630	105.392
PUB07-08	15.633	105.323	PUB13-05	15.630	105.397
PUB09-03	15.634	105.364	PUB13-06	15.626	105.404
PUB09-04	15.634	105.364			

Tableau 5 – Coordonnées échantillons profil transversal

Nom	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total
10PUB16-04	50.5	1.28	16.3	9.0	0.15	7.8	9.6	3.0	0.15	0.13	99.0
10PUB16-05	51.1	1.26	16.4	8.8	0.14	7.9	9.7	3.0	0.12	0.13	99.5
10PUB17-10	50.6	1.70	14.6	11.2	0.20	6.9	10.7	3.0	0.26	0.23	100.6
10PUB17-07	50.3	1.79	14.2	11.2	0.20	6.6	10.6	3.0	0.28	0.24	99.8
10PUB20-04	50.9	1.63	14.7	10.0	0.18	7.0	10.8	3.0	0.24	0.21	99.8
10PUB20-03	50.5	1.53	15.0	9.9	0.18	7.4	11.4	2.9	0.24	0.21	100.4
10PUB20-12	50.0	1.81	14.3	11.0	0.20	6.5	10.4	3.1	0.29	0.25	99.0
10PUB19-09	50.4	1.71	14.7	10.9	0.20	6.8	10.7	3.0	0.26	0.24	100.1
10PUB22-10	51.0	1.56	15.2	10.3	0.18	7.0	10.4	3.0	0.21	0.19	100.2
10PUB22-09	50.9	1.46	15.5	9.9	0.17	7.4	10.2	3.0	0.19	0.18	100.1
10PUB22-13	51.4	1.28	16.3	8.9	0.15	7.8	9.7	3.0	0.13	0.13	99.8
10PUB23-10	50.5	1.85	14.2	11.4	0.21	6.5	10.7	3.1	0.30	0.25	100.2
10PUB16-10	51.5	1.29	16.2	9.0	0.15	7.9	9.7	3.0	0.13	0.13	100.0
10PUB16-03	51.0	1.33	16.0	9.2	0.15	7.7	10.0	3.0	0.15	0.15	99.7
10PUB16-06	50.8	1.44	15.8	9.7	0.17	7.4	9.9	3.0	0.18	0.17	99.7
10PUB16-07	50.7	1.65	14.6	11.0	0.20	7.0	11.0	2.9	0.26	0.23	100.9
10PUB16-08	50.3	1.60	14.8	10.8	0.19	7.0	10.9	2.9	0.25	0.22	100.2
10PUB16-13	50.1	1.78	14.4	11.1	0.20	6.7	10.8	3.0	0.29	0.24	99.9
10PUB16-11	50.5	1.83	14.3	11.3	0.20	6.5	10.8	3.1	0.30	0.25	100.3
10PUB17-08	50.3	1.80	14.4	11.1	0.20	6.6	10.7	3.0	0.29	0.25	99.8
10PUB17-09	51.4	1.40	15.3	9.8	0.17	7.5	10.5	2.9	0.17	0.24	100.4
10PUB22-05	51.3	1.78	14.2	11.4	0.21	6.7	11.2	2.9	0.28	0.33	101.6
10PUB22-07	50.6	1.25	16.0	9.2	0.16	8.1	10.8	2.7	0.16	0.22	100.1
10PUB22-14	51.3	1.41	16.1	9.3	0.15	7.7	9.8	3.0	0.17	0.24	100.3
10PUB23-09	49.8	1.37	15.7	9.1	0.17	7.9	11.2	2.8	0.24	0.28	99.7
10PUB22-04	51.2	1.45	15.5	9.9	0.17	7.5	10.5	2.9	0.18	0.24	100.7
10PUB22-08	51.8	1.26	16.4	9.0	0.15	8.1	9.9	3.0	0.12	0.18	100.9
10PUB21-01	51.3	1.17	16.4	8.6	0.14	8.2	10.4	2.9	0.12	0.20	100.3
10PUB21-02	50.5	1.82	14.2	11.4	0.21	6.5	10.7	3.0	0.29	0.36	100.2
10PUB21-04	50.8	1.83	14.2	11.4	0.21	6.6	10.9	3.0	0.29	0.36	100.8
10PUB20-09	50.6	1.80	14.0	11.3	0.20	6.5	10.8	3.0	0.29	0.34	100.1
10PUB20-07	51.0	1.57	14.7	10.0	0.18	7.1	11.1	2.9	0.24	0.30	100.1
10PUB20-02	50.7	1.79	14.1	11.1	0.20	6.5	10.9	3.0	0.29	0.36	100.3
10PUB15-04	50.5	1.76	14.2	11.4	0.21	6.7	11.0	2.9	0.28	0.34	100.5
10PUB15-03	51.4	1.46	14.8	10.0	0.17	7.2	10.8	2.9	0.17	0.23	100.3

Tableau 6 – Données éléments majeurs profil axial (1/2)

Nom	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total
10PUB13-07	50.3	1.81	14.2	11.2	0.20	6.5	10.8	3.0	0.29	0.35	100.0
10PUB14-04	50.0	1.50	14.6	9.8	0.16	7.3	11.6	2.8	0.24	0.31	99.4
10PUB14-06	50.1	1.81	14.2	11.1	0.20	6.6	11.1	3.0	0.29	0.37	99.9
10PUB14-07	50.3	1.81	14.2	11.3	0.20	6.6	10.9	3.0	0.29	0.35	100.4
10PUB24-02	49.8	1.46	15.0	9.7	0.18	7.7	11.9	2.8	0.24	0.31	100.1
10PUB24-03	50.9	1.68	15.2	11.0	0.19	7.0	10.4	3.2	0.27	0.18	101.3
10PUB24-05	50.3	1.61	15.2	10.3	0.18	7.4	10.7	2.9	0.22	0.17	100.1
10PUB24-07	50.2	1.76	14.3	11.0	0.20	6.6	10.8	2.9	0.26	0.18	99.6
10PUB24-08	50.2	1.77	14.4	10.9	0.19	6.7	10.6	3.0	0.26	0.18	99.5
10PUB24-09	51.2	1.48	15.9	9.5	0.16	7.9	10.3	2.9	0.18	0.14	100.7
10PUB24-10	50.3	1.81	14.2	11.2	0.20	6.5	10.6	3.0	0.27	0.19	99.5
10PUB19-02	51.6	1.28	16.4	8.9	0.15	8.0	9.8	3.0	0.10	0.11	100.3
10PUB19-06	50.8	1.70	14.7	10.9	0.20	6.9	10.9	2.9	0.24	0.17	100.6
10PUB19-07	50.6	1.71	14.8	11.1	0.20	6.8	10.9	3.0	0.25	0.18	100.7
10PUB19-10	50.8	1.81	14.3	11.3	0.20	6.6	10.6	3.0	0.26	0.19	100.4
10PUB19-11	50.6	1.83	14.4	11.3	0.20	6.5	10.5	3.0	0.28	0.19	100.1
10PUB19-12	50.3	1.69	14.3	10.9	0.20	6.8	10.6	2.9	0.24	0.17	99.4
10PUB14-01	51.2	1.46	15.4	10.0	0.18	7.7	11.5	2.8	0.21	0.15	101.7
10PUB14-02	50.9	1.83	14.3	11.3	0.20	6.6	10.8	3.0	0.28	0.19	100.6
10PUB14-03	50.5	1.84	14.1	11.4	0.21	6.5	10.8	3.0	0.27	0.20	100.0
10PUB14-05	50.6	1.57	15.0	10.2	0.18	7.2	11.0	2.9	0.22	0.17	100.1
10PUB15-01	50.7	1.80	14.3	11.5	0.21	6.7	11.1	3.0	0.27	0.19	101.0
10PUB15-05	51.2	1.32	15.8	9.6	0.17	8.2	11.2	2.7	0.16	0.12	101.6
10PUB15-07	50.9	1.38	16.2	9.6	0.18	8.2	12.2	2.7	0.23	0.15	102.7
10PUB15-08	51.0	1.33	16.0	9.5	0.17	8.2	11.4	2.8	0.18	0.13	101.7
10PUB15-09	50.9	1.59	15.0	10.9	0.20	7.3	11.2	2.9	0.24	0.17	101.6
10PUB17-02	51.4	1.82	14.4	11.5	0.21	6.7	11.0	3.0	0.27	0.20	101.9
10PUB18-05	51.6	1.85	14.6	11.7	0.21	6.7	11.1	3.1	0.28	0.20	102.7
10PUB18-08	50.8	1.68	14.8	11.0	0.20	7.0	11.1	2.9	0.25	0.18	101.2
10PUB19-03	50.7	1.80	14.2	11.4	0.21	6.7	11.0	3.0	0.28	0.19	100.6
10PUB21-05	51.0	1.81	14.3	11.5	0.21	6.7	11.0	3.0	0.28	0.20	101.3
10PUB21-07	50.6	1.81	14.2	11.4	0.21	6.6	11.0	3.0	0.28	0.19	100.5
10PUB21-10	50.7	1.79	14.3	11.4	0.20	6.7	11.0	3.0	0.28	0.20	100.8
10PUB21-11	51.0	1.65	14.9	10.6	0.19	7.2	11.1	2.9	0.25	0.18	101.0
10PUB21-12	51.0	1.58	15.0	10.4	0.18	7.1	11.0	2.8	0.22	0.16	100.6

Tableau 7 – Données éléments majeurs profil axial (2/2)

Nom	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total
PUB10-03	49.8	1.49	14.9	10.0	0.181	7.37	11.2	2.82	0.231	0.161	98.1
PUB02-01	50.7	1.89	14.0	11.3	0.207	6.37	10.4	3.08	0.257	0.196	98.4
PUB02-02	50.5	1.88	14.0	11.2	0.204	6.31	10.4	3.09	0.257	0.199	98.0
PUB02-04	50.7	1.69	14.5	10.7	0.196	6.82	11.1	3.04	0.222	0.174	99.1
PUB02-07	51.3	3.05	12.2	14.9	0.262	3.59	7.4	3.64	0.629	0.520	97.5
PUB03-01	50.9	1.47	15.3	9.9	0.176	7.43	11.2	2.86	0.185	0.157	99.5
PUB03-02	49.9	1.35	15.8	9.3	0.170	8.01	11.6	2.68	0.189	0.142	99.2
PUB03-03	50.3	1.48	15.3	9.9	0.181	7.79	11.4	2.77	0.200	0.154	99.5
PUB03-04	51.0	1.47	15.4	9.9	0.176	7.54	11.3	2.85	0.183	0.151	100.0
PUB03-05	50.2	1.47	15.2	9.9	0.179	7.68	11.5	2.74	0.199	0.159	99.1
PUB03-06	51.1	1.49	15.1	10.4	0.185	7.28	10.8	2.96	0.182	0.163	99.8
PUB03-08	50.7	1.46	15.5	9.8	0.174	7.46	11.0	2.96	0.201	0.157	99.4
PUB06-01	50.0	1.34	15.9	9.3	0.171	8.12	11.5	2.71	0.190	0.143	99.4
PUB06-03	50.4	1.54	15.0	10.1	0.184	7.48	11.3	2.81	0.208	0.164	99.3
PUB06-07	50.4	1.51	15.2	10.0	0.181	7.63	11.2	2.81	0.206	0.162	99.4
PUB06-08	50.8	1.72	14.7	10.6	0.191	7.19	11.2	2.92	0.245	0.187	99.8
PUB06-09	51.0	1.47	15.0	10.0	0.182	7.22	11.8	2.82	0.247	0.163	99.8
PUB07-03	51.0	1.63	14.8	10.1	0.188	7.08	11.8	2.97	0.253	0.178	100.0
PUB07-07	50.7	1.40	15.1	9.4	0.175	7.63	11.9	2.79	0.197	0.145	99.5
PUB07-08	51.1	1.42	15.1	9.5	0.176	7.59	11.7	2.82	0.195	0.150	99.8
PUB09-03	50.4	1.44	15.1	9.8	0.178	7.39	11.5	2.92	0.228	0.155	99.0
PUB09-04	50.4	1.44	15.3	9.9	0.161	7.54	11.7	2.88	0.223	0.154	99.7
PUB09-06	50.2	1.43	15.3	9.9	0.180	7.49	12.0	2.85	0.221	0.152	99.6
PUB09-08	50.7	1.53	14.8	10.1	0.182	7.12	11.6	2.96	0.233	0.163	99.3
PUB09-10	50.2	1.52	15.4	9.9	0.181	7.54	11.9	2.95	0.208	0.162	99.8
PUB09-11	50.9	1.55	15.6	10.0	0.183	7.56	11.9	3.04	0.230	0.156	101.2
PUB11-01	51.1	1.62	14.8	10.2	0.190	6.97	11.7	2.99	0.249	0.162	100.0
PUB11-02	51.6	1.45	14.9	10.0	0.186	7.34	12.1	2.87	0.233	0.147	100.8
PUB11-03	51.5	1.81	14.2	11.6	0.213	6.40	11.0	3.20	0.296	0.191	100.4
PUB11-06	51.4	1.60	14.6	10.8	0.198	6.97	11.6	2.96	0.235	0.161	100.6
PUB11-07	51.0	1.73	14.7	10.6	0.199	6.85	11.3	3.06	0.355	0.198	100.0
PUB08-01	50.2	1.63	17.0	8.8	0.161	7.80	11.3	2.98	0.554	0.232	100.7
PUB08-02	49.7	1.63	17.2	8.8	0.163	7.91	11.3	3.02	0.557	0.234	100.6
PUB08-03	50.5	0.88	16.0	8.5	0.158	9.34	13.2	2.24	0.048	0.077	101.0
PUB08-04	50.5	0.88	16.1	8.4	0.159	9.32	13.1	2.26	0.051	0.073	100.7
PUB08-07	52.4	1.16	14.6	10.1	0.189	7.62	11.8	2.64	0.073	0.098	100.6
PUB08-09/10	51.3	1.78	14.5	10.8	0.199	6.78	11.1	3.09	0.268	0.188	100.0
PUB13-01	51.3	1.53	15.3	9.9	0.182	7.54	11.6	2.97	0.227	0.154	100.7
PUB13-02	50.9	1.54	15.5	9.9	0.183	7.50	11.9	3.00	0.227	0.153	100.8
PUB13-03	50.8	1.55	15.4	9.9	0.184	7.54	11.8	3.05	0.231	0.155	100.7
PUB13-04	51.4	1.55	15.4	10.0	0.189	7.52	11.8	3.00	0.236	0.155	101.2
PUB13-05	50.7	1.55	15.3	10.0	0.184	7.49	11.8	3.00	0.230	0.154	100.4
PUB13-06	51.4	1.49	15.3	10.3	0.187	7.67	11.8	2.74	0.221	0.152	101.2

Tableau 8 – Données éléments majeurs du profil transversal

Nom	Li	Sc	Ti	V	Co	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
10PUB16-04	6.60	35.9	8596	256	47.5	80.8	18.6	1.69	2.02	182	27.7	77.9	3.66	0.019	33.4
10PUB16-05	7.28	30.3	8370	193	46.1	85.5	18.5	1.55	1.39	233	22.6	61.1	2.54	0.012	28.0
10PUB17-10	7.07	43.0	10880	329	46.2	92.4	18.6	1.92	3.18	180	37.1	113	5.80	0.028	51.4
10PUB17-07	7.43	45.0	11800	352	45.7	98.3	19.2	1.90	3.44	181	39.5	127	6.30	0.030	55.4
10PUB20-04	7.20	42.6	10820	314	44.4	91.5	18.6	1.72	2.91	181	35.9	108	5.25	0.027	46.0
10PUB20-03	6.60	43.7	10310	316	46.9	85.3	18.2	1.70	3.02	184	35.0	107	5.40	0.026	48.7
10PUB20-12	7.30	45.0	11700	350	42.6	94.1	19.0	1.92	3.48	181	39.8	128	6.61	0.032	54.7
10PUB19-09	7.07	44.2	11340	341	45.4	95.4	19.6	1.88	3.31	186	38.3	117	6.06	0.029	51.7
10PUB22-10	7.30	38.7	10220	279	43.0	89.2	19.1	1.72	2.50	208	32.3	94.5	4.54	0.022	42.3
10PUB22-09	7.19	35.6	9346	243	42.8	85.5	18.1	1.59	2.13	205	28.7	83.5	3.84	0.018	36.6
10PUB22-13	7.28	30.3	8627	202	42.2	85.6	18.2	1.61	1.46	225	22.8	65.2	2.60	0.014	26.5
10PUB23-10	7.83	47.0	12480	368	47.0	107	20.0	2.13	3.74	190	43.1	131	5.32	0.032	58.9
10PUB16-10	7.21	30.3	8773	201	42.9	87.6	18.6	1.64	1.48	231	22.7	63.6	2.59	0.014	26.4
10PUB16-03	7.30	34.4	9105	233	44.5	88.8	18.2	1.68	1.79	213	26.1	75.6	3.35	0.017	31.7
10PUB16-06	7.26	35.4	9642	260	43.3	94.3	19.0	1.77	2.18	212	29.1	84.4	3.83	0.019	38.8
10PUB16-07	6.88	43.2	10750	330	44.1	96.9	18.6	1.90	3.08	176	36.5	111	5.57	0.027	50.4
10PUB16-08	6.75	43.1	10660	323	43.3	94.5	18.7	1.82	2.98	182	36.4	108	5.44	0.027	50.1
10PUB16-13	7.51	45.9	12000	361	44.7	100	19.1	1.95	3.57	187	40.7	128	6.34	0.032	57.2
10PUB16-11	7.32	45.1	11930	358	44.0	99.3	19.0	2.02	3.58	184	41.3	129	6.55	0.032	56.9
10PUB17-08	7.28	45.6	9799	331	44.7	101	19.0	1.81	3.39	180	40.3	122	4.75	0.036	56.1
10PUB17-09	7.18	34.4	9273	244	43.2	94	18.1	1.70	1.97	210	28.2	79.4	3.53	0.018	34.5
10PUB22-05	7.43	43.8	11780	348	44.0	105	18.9	1.93	3.48	184	40.9	122	5.97	0.029	55.7
10PUB22-07	6.25	35.2	8077	241	45.3	84	17.1	1.58	1.86	176	25.5	75.8	3.52	0.018	30.0
10PUB22-14	7.03	30.1	8650	225	42.4	92.2	18.2	1.61	1.90	214	25.0	78.4	3.48	0.016	30.1
10PUB23-09	5.75	39.6	8954	296	45.6	83.1	17.4	1.67	2.92	190	29.0	97.9	5.38	0.026	46.5
10PUB22-04	7.07	34.5	9099	264	43.6	93.7	18.2	1.68	2.09	203	28.0	80.9	3.59	0.018	35.9
10PUB22-08	6.92	28.2	7847	186	42.4	82.2	17.6	1.54	1.30	224	20.9	59.2	2.33	0.011	23.9
10PUB21-01	7.10	29.9	7427	207	42.4	78.1	17.2	1.46	1.32	160	22.5	62.3	2.36	0.013	22.3
10PUB21-02	7.45	45.6	11600	302	43.0	85.6	19.7	2.14	3.75	178	38.5	130	5.56	0.029	56.3
10PUB21-04	7.42	45.9	11730	379	43.7	112	19.8	2.15	3.77	179	39.0	131	7.41	0.026	53.6
10PUB20-09	7.25	44.8	11370	303	42.1	89.2	19.3	2.05	3.66	179	37.4	127	5.24	0.026	54.6
10PUB20-07	6.92	43.6	10340	270	41.8	79.1	19.1	1.88	3.09	178	33.4	111	5.18	0.020	43.5
10PUB20-02	7.19	44.8	11370	364	42.6	106	19.4	2.02	3.65	180	37.4	126	6.76	0.023	51.0
10PUB15-04	6.99	42.9	10850	274	41.5	91	18.6	1.97	3.39	171	36.0	119	3.91	0.021	49.2
10PUB15-03	7.13	38.6	9092	288	39.2	83.9	18.9	1.76	2.19	169	28.4	85.2	5.37	0.011	31.6
10PUB13-07	7.17	43.6	11210	253	44.6	70.6	19.3	1.99	3.59	177	37.0	125	4.39	0.023	53.4
10PUB14-04	10.30	73.7	15050	494	70.1	124	29.2	2.85	4.60	287	56.6	179	9.35	0.043	79.8
10PUB14-06	7.28	43.5	11270	259	41.1	75.8	19.4	2.00	3.61	177	37.7	126	4.90	0.022	53.8

Tableau 9 – Données éléments traces profil axial (1/4)

Nom	Li	Sc	Ti	V	Co	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
10PUB14-07	7.10	44.3	10860	275	44.1	77.8	19.0	1.95	3.48	171	36.4	124	5.08	0.022	53.0
10PUB24-02	5.95	41.8	8871	347	43.3	110	17.4	1.80	2.97	173	32.4	99.5	6.49	0.017	44.0
10PUB24-03	6.91	40.5	10560	293	41.3	99.7	18.8	1.90	3.16	185	33.7	112	5.40	0.019	46.1
10PUB24-05	6.96	37.1	10020	324	41.5	94.3	18.8	1.81	2.80	199	30.8	101	6.13	0.019	42.4
10PUB24-07	6.90	42.8	10690	307	42.2	92.2	18.8	1.94	3.50	171	35.2	119	5.69	0.022	52.7
10PUB24-08	5.81	33.5	8436	257	35.9	72.5	15.4	1.58	2.40	146	29.6	98.8	5.16	0.022	42.7
10PUB24-09	5.92	24.3	7559	194	38.4	70.2	16.0	1.47	1.67	181	22.3	75.8	3.60	0.018	31.4
10PUB24-10	6.89	41.0	10350	316	42.6	85.7	18.1	1.90	3.04	168	36.0	123	6.32	0.027	53.6
10PUB19-02	6.21	22.2	6747	160	38.0	68.7	16.4	1.41	1.09	199	17.7	53.6	2.22	0.009	21.3
10PUB19-06	6.51	41.9	10200	324	45.9	94.8	18.8	1.92	3.14	171	33.4	110	6.11	0.017	45.0
10PUB19-07	6.66	42.4	10410	346	42.8	108	18.9	1.91	3.30	172	34.4	114	6.36	0.020	47.1
10PUB19-10	7.05	43.0	10890	353	41.1	101	18.9	1.93	3.48	171	36.5	121	6.53	0.021	50.6
10PUB19-11	7.43	45.0	11530	332	42.4	96.6	19.8	2.07	3.64	179	38.6	129	6.08	0.023	53.8
10PUB19-12	6.85	43.2	10780	264	42.8	74.5	19.3	1.93	3.38	176	35.9	118	4.19	0.020	48.3
10PUB14-01	5.96	40.4	8900	317	43.2	90.1	17.9	1.70	2.85	164	30.0	97.8	6.05	0.016	43.5
10PUB14-02	7.25	43.4	11340	335	45.0	96.4	19.5	1.97	3.71	181	37.2	129	6.30	0.023	59.5
10PUB14-03	7.44	43.0	11320	300	45.2	86.9	19.4	2.02	3.67	177	38.0	130	5.55	0.025	55.3
10PUB14-05	6.49	41.3	9867	297	43.4	86.2	18.7	1.74	3.17	181	32.3	108	5.51	0.021	46.9
10PUB15-01	6.78	41.1	10210	315	38.1	106	18.1	1.75	2.96	164	35.4	74.3	6.15	0.028	50.8
10PUB15-05	5.89	33.8	7442	226	35.2	89	16.9	1.44	1.81	162	25.5	84.8	3.71	0.016	30.6
10PUB15-07	5.22	37.8	7903	258	41.6	73.8	16.4	1.49	2.49	163	27.6	92.9	5.87	0.024	41.7
10PUB15-08	5.85	33.9	7611	237	40.8	95.4	16.9	1.45	1.89	165	25.9	79.7	3.95	0.017	32.6
10PUB15-09	6.25	38.6	9040	284	42.4	90	17.5	1.67	2.45	164	31.8	102	5.33	0.024	44.3
10PUB17-02	7.09	23.4	7073	181	42.7	103	17.7	1.44	1.17	189	18.9	55.3	2.30	0.011	21.6
10PUB17-03	7.06	23.9	7033	177	42.3	95.2	17.5	1.43	1.14	184	19.8	55.6	2.30	0.010	21.6
10PUB17-04	5.70	38.6	8748	278	40.1	96.1	16.5	1.59	2.84	161	30.1	104	5.96	0.025	48.5
10PUB17-05	5.97	28.2	7238	219	42.0	94.6	16.8	1.48	1.66	165	24.0	71.7	3.38	0.014	28.1
10PUB17-06	6.31	23.1	6418	176	43.8	94.5	16.5	1.39	1.02	165	18.5	53.3	2.07	0.009	18.7
10PUB18-03	6.70	40.1	10070	303	42.5	111	17.9	1.76	2.85	166	35.3	121	6.23	0.026	49.6
10PUB18-05	6.57	39.1	9931	302	41.8	109	17.7	1.77	2.90	161	34.6	121	6.08	0.025	49.6
10PUB18-08	6.23	39.3	9370	287	40.4	92.8	17.1	1.66	2.67	158	33.8	122	5.77	0.025	45.3
10PUB19-03	7.63	45.1	11310	344	41.8	119	19.8	2.05	3.30	184	39.7	81.6	6.91	0.031	56.8
10PUB21-05	7.51	45.6	11260	343	40.1	111	19.8	1.97	3.26	179	40.5	96.7	6.85	0.030	56.6
10PUB21-07	6.33	41.3	10230	312	40.9	97.9	17.9	1.80	3.01	164	37.4	123	6.27	0.029	51.8
10PUB21-08	5.43	42.2	9849	312	42.3	107	18.3	1.80	3.34	171	35.0	118	6.04	0.027	49.3
10PUB21-10	6.80	40.9	10070	313	41.3	105	17.9	1.79	2.94	164	35.3	118	6.10	0.027	50.9
10PUB21-11	5.99	37.0	9239	278	42.9	97.8	17.1	1.71	2.69	161	31.0	106	5.77	0.025	44.5
10PUB21-12	5.42	34.4	8381	245	43.9	89.6	16.5	1.63	2.39	157	27.9	95.2	5.16	0.023	39.8

Tableau 10 – Données éléments traces profil axial (2/4)

Nom	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
10PUB16-04	4.03	11.2	1.74	9.6	3.23	1.24	0.711	4.30	4.79	1.02	2.96	0.405	2.69	0.395	2.19	0.591	0.228	0.145
10PUB16-05	2.77	7.9	1.30	7.8	2.94	1.24	0.605	3.70	3.86	0.80	2.34	0.317	2.12	0.323	1.83	0.714	0.149	0.055
10PUB17-10	6.29	15.6	2.52	13.1	4.24	1.47	0.925	5.49	6.19	1.32	3.83	0.542	3.53	0.539	3.03	0.717	0.345	0.128
10PUB17-07	6.94	16.8	2.77	14.7	4.64	1.57	0.987	5.93	6.58	1.38	4.17	0.551	3.81	0.579	3.34	0.780	0.378	0.137
10PUB20-04	5.75	14.5	2.38	13.0	4.18	1.49	0.874	5.25	5.79	1.24	3.68	0.506	3.32	0.500	2.91	0.740	0.318	0.117
10PUB20-03	6.05	14.7	2.41	12.6	4.07	1.41	0.877	5.17	5.75	1.25	3.61	0.502	3.31	0.504	2.91	0.678	0.333	0.120
10PUB20-12	6.88	17.1	2.78	14.5	4.67	1.58	0.979	5.90	6.51	1.37	4.14	0.563	3.68	0.566	3.29	0.801	0.397	0.143
10PUB19-09	6.69	16.5	2.65	14.1	4.43	1.55	0.962	5.69	6.27	1.35	4.02	0.561	3.69	0.550	3.15	0.760	0.376	0.133
10PUB22-10	5.05	12.9	2.05	11.3	3.83	1.41	0.800	4.85	5.22	1.17	3.39	0.466	3.05	0.455	2.61	0.733	0.275	0.099
10PUB22-09	4.22	11.0	1.80	10.0	3.46	1.33	0.724	4.43	4.81	1.02	2.96	0.411	2.76	0.411	2.27	0.655	0.231	0.085
10PUB22-13	2.86	8.1	1.32	7.8	2.87	1.20	0.594	3.59	3.81	0.81	2.35	0.321	2.11	0.311	1.83	0.625	0.155	0.057
10PUB23-10	7.50	18.6	3.10	15.5	4.88	1.69	1.020	6.27	6.90	1.50	4.40	0.608	3.98	0.605	3.52	0.924	0.409	0.149
10PUB16-10	2.91	8.1	1.33	8.0	2.90	1.23	0.582	3.74	3.97	0.84	2.40	0.330	2.14	0.317	1.86	0.694	0.158	0.056
10PUB16-03	3.58	10.0	1.56	8.8	3.09	1.26	0.663	4.01	4.47	0.94	2.72	0.373	2.44	0.367	2.07	0.650	0.193	0.072
10PUB16-06	4.33	11.8	1.81	10.0	3.42	1.34	0.743	4.46	4.87	1.06	3.06	0.422	2.78	0.426	2.38	0.758	0.240	0.088
10PUB16-07	6.04	15.2	2.44	13.1	4.17	1.45	0.907	5.46	5.97	1.28	3.87	0.535	3.44	0.526	2.95	0.849	0.340	0.124
10PUB16-08	6.00	15.0	2.40	12.8	4.09	1.46	0.887	5.27	5.93	1.29	3.78	0.509	3.43	0.525	2.88	3.400	0.329	0.120
10PUB16-13	7.17	17.6	2.89	15.1	4.71	1.60	1.000	6.07	6.59	1.43	4.24	0.577	3.78	0.588	3.34	0.877	0.399	0.143
10PUB16-11	7.16	18.0	2.87	15.1	4.76	1.63	0.999	5.98	6.67	1.44	4.26	0.586	3.80	0.583	3.37	0.794	0.409	0.145
10PUB17-08	6.96	16.9	2.70	14.3	4.64	1.56	1.000	5.86	6.37	1.39	4.15	0.560	3.82	0.561	3.25	0.804	0.375	0.138
10PUB17-09	3.97	10.8	1.65	9.4	3.34	1.30	0.706	4.32	4.54	0.97	2.85	0.383	2.60	0.388	2.19	0.668	0.211	0.076
10PUB22-05	6.93	17.2	2.70	14.7	4.63	1.57	0.981	5.81	6.56	1.45	4.23	0.581	3.85	0.587	3.31	0.873	0.388	0.139
10PUB22-07	3.73	10.3	1.58	8.7	3.08	1.19	0.678	4.03	4.33	0.94	2.69	0.384	2.55	0.373	2.15	0.557	0.210	0.080
10PUB22-14	3.66	10.2	1.60	9.2	3.19	1.30	0.684	4.06	4.38	0.92	2.66	0.363	2.31	0.358	2.21	0.658	0.212	0.079
10PUB23-09	5.80	14.0	2.19	11.8	3.67	1.30	0.766	4.63	5.07	1.10	3.15	0.425	2.82	0.424	2.60	0.663	0.342	0.124
10PUB22-04	4.26	11.6	1.77	9.7	3.32	1.33	0.733	4.41	4.73	1.03	3.01	0.422	2.76	0.414	2.29	0.680	0.239	0.086
10PUB22-08	2.65	7.6	1.23	7.2	2.72	1.17	0.560	3.48	3.66	0.76	2.21	0.305	1.98	0.297	1.72	0.684	0.140	0.051
10PUB21-01	2.70	7.8	1.28	7.5	2.78	1.10	0.600	3.66	3.89	0.83	2.32	0.322	2.14	0.319	1.76	0.572	0.141	0.052
10PUB21-02	6.70	17.2	2.70	14.0	4.35	1.51	0.975	5.68	6.29	1.34	3.85	0.575	3.55	0.523	3.24	0.765	0.365	0.122
10PUB21-04	6.80	18.9	2.71	14.0	4.40	1.52	0.981	5.73	6.29	1.34	3.87	0.576	3.57	0.529	3.28	0.923	0.366	0.174
10PUB20-09	6.62	16.7	2.61	13.7	4.28	1.48	0.948	5.53	6.08	1.29	3.72	0.549	3.45	0.503	3.18	0.748	0.363	0.124
10PUB20-07	5.56	15.5	2.26	11.9	3.85	1.38	0.854	5.00	5.46	1.16	3.35	0.493	3.09	0.455	2.82	0.684	0.300	0.120
10PUB20-02	6.56	18.4	2.61	13.6	4.24	1.49	0.949	5.59	6.16	1.30	3.77	0.561	3.44	0.511	3.16	0.767	0.372	0.150
10PUB15-04	6.22	17.3	2.48	12.9	4.03	1.41	0.907	5.27	5.91	1.25	3.64	0.537	3.33	0.495	3.01	0.872	0.334	0.092
10PUB15-03	4.06	11.5	1.74	9.6	3.36	1.23	0.745	4.36	4.76	1.00	2.88	0.429	2.61	0.390	2.33	0.619	0.223	0.121
10PUB13-07	6.62	18.5	2.65	13.9	4.35	1.47	0.945	5.57	6.20	1.31	3.79	0.568	3.53	0.522	3.25	0.775	0.379	0.102
10PUB14-04	9.06	23.8	3.95	20.5	6.46	2.26	1.420	8.17	9.07	1.98	5.67	0.815	5.30	0.792	4.64	1.230	0.569	0.206
10PUB14-06	6.67	18.5	2.65	13.9	4.38	1.48	0.950	5.61	6.21	1.33	3.85	0.568	3.59	0.533	3.26	0.776	0.381	0.118

Tableau 11 – Données éléments traces profil axial (3/4)

Nom	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
10PUB14-07	6.60	18.2	2.63	13.8	4.33	1.45	0.940	5.53	6.10	1.31	3.81	0.558	3.53	0.528	3.18	0.873	0.375	0.120
10PUB24-02	5.52	15.3	2.17	11.4	3.58	1.24	0.784	4.52	5.07	1.07	3.09	0.465	2.92	0.430	2.62	0.759	0.314	0.153
10PUB24-03	5.67	15.8	2.30	12.2	3.93	1.37	0.860	5.08	5.56	1.17	3.35	0.502	3.09	0.449	2.86	0.761	0.313	0.133
10PUB24-05	4.90	13.9	2.06	11.3	3.70	1.33	0.805	4.82	5.15	1.07	3.10	0.459	2.80	0.418	2.64	0.781	0.270	0.143
10PUB24-07	6.46	17.8	2.55	13.4	4.21	1.43	0.923	5.34	5.95	1.28	3.68	0.555	3.46	0.515	3.12	0.834	0.373	0.130
10PUB24-08	4.82	12.0	2.14	11.2	3.50	1.24	0.777	4.43	4.90	1.05	3.02	0.437	2.83	0.418	2.50	0.707	0.300	0.107
10PUB24-09	3.26	8.7	1.55	8.9	3.11	1.14	0.657	3.89	4.12	0.85	2.40	0.346	2.18	0.325	1.97	0.756	0.200	0.073
10PUB24-10	6.16	16.0	2.67	13.9	4.30	1.50	0.946	5.46	6.04	1.32	3.71	0.544	3.51	0.519	3.13	0.866	0.381	0.137
10PUB19-02	2.24	6.1	1.12	6.6	2.36	1.07	0.521	3.05	3.22	0.68	1.91	0.277	1.74	0.261	1.56	0.590	0.127	0.046
10PUB19-06	5.78	16.2	2.33	12.1	3.85	1.34	0.853	4.99	5.56	1.18	3.40	0.504	3.11	0.464	2.88	0.658	0.322	0.142
10PUB19-07	6.02	16.8	2.39	12.5	3.95	1.36	0.877	5.12	5.65	1.19	3.51	0.523	3.19	0.478	2.93	0.746	0.338	0.151
10PUB19-10	6.37	17.7	2.53	13.2	4.17	1.43	0.922	5.38	5.95	1.26	3.67	0.548	3.40	0.504	3.11	0.813	0.349	0.154
10PUB19-11	6.73	18.9	2.71	14.1	4.38	1.49	0.975	5.69	6.35	1.34	3.87	0.581	3.56	0.530	3.31	0.781	0.373	0.146
10PUB19-12	6.26	17.3	2.47	12.9	4.09	1.41	0.906	5.30	5.85	1.24	3.61	0.535	3.34	0.498	3.07	0.712	0.355	0.106
10PUB14-01	5.26	14.5	2.10	11.1	3.52	1.22	0.789	4.52	5.07	1.09	3.13	0.474	2.95	0.442	2.61	0.638	0.301	0.136
10PUB14-02	6.89	19.0	2.74	14.3	4.47	1.51	0.979	5.73	6.37	1.35	3.91	0.578	3.63	0.541	3.37	0.810	0.396	0.150
10PUB14-03	6.91	19.2	2.73	14.4	4.56	1.50	0.979	5.78	6.42	1.36	3.96	0.594	3.69	0.553	3.38	0.873	0.387	0.135
10PUB14-05	5.74	15.8	2.27	12.0	3.76	1.32	0.819	4.87	5.32	1.12	3.23	0.481	3.01	0.446	2.77	0.698	0.316	0.134
10PUB15-01	5.96	15.7	2.60	13.4	4.23	1.45	0.919	5.31	5.95	1.27	3.70	0.532	3.48	0.509	3.04	0.772	0.363	0.129
10PUB15-05	3.66	9.3	1.63	8.8	2.96	1.12	0.659	3.80	4.20	0.90	2.60	0.376	2.40	0.358	2.04	0.575	0.216	0.080
10PUB15-07	5.03	12.2	2.07	10.4	3.18	1.15	0.712	4.08	4.57	0.99	2.86	0.414	2.70	0.399	2.33	0.596	0.337	0.119
10PUB15-08	3.85	9.8	1.69	9.1	2.95	1.11	0.663	3.82	4.26	0.93	2.63	0.382	2.47	0.368	2.10	0.618	0.231	0.083
10PUB15-09	4.99	12.6	2.21	11.5	3.63	1.30	0.810	4.67	5.21	1.14	3.29	0.474	3.07	0.460	2.62	0.733	0.302	0.110
10PUB17-02	2.31	6.3	1.18	6.8	2.47	1.06	0.541	3.19	3.43	0.72	1.99	0.285	1.81	0.270	1.61	0.933	0.130	0.049
10PUB17-03	2.29	6.2	1.15	6.8	2.46	1.06	0.539	3.15	3.35	0.71	1.99	0.281	1.80	0.269	1.58	0.666	0.131	0.047
10PUB17-04	5.46	13.4	2.29	11.7	3.62	1.26	0.791	4.52	5.07	1.08	3.11	0.450	2.89	0.433	2.68	0.741	0.351	0.124
10PUB17-05	3.40	8.8	1.55	8.3	2.86	1.10	0.629	3.63	4.02	0.85	2.48	0.352	2.30	0.341	1.98	0.568	0.201	0.073
10PUB17-06	2.20	6.0	1.11	6.5	2.40	0.97	0.528	3.08	3.33	0.71	2.02	0.286	1.83	0.274	1.53	0.566	0.126	0.046
10PUB18-03	5.88	14.9	2.56	13.5	4.17	1.43	0.918	5.32	5.92	1.26	3.68	0.522	3.37	0.508	3.05	0.837	0.365	0.130
10PUB18-05	5.76	14.4	2.51	12.9	4.02	1.41	0.894	5.11	5.70	1.23	3.51	0.510	3.34	0.490	2.95	0.761	0.356	0.128
10PUB18-08	5.40	13.8	2.32	12.1	3.89	1.33	0.845	4.90	5.44	1.17	3.39	0.497	3.16	0.476	2.77	0.698	0.337	0.121
10PUB19-03	6.64	17.6	2.89	14.9	4.70	1.64	1.020	5.96	6.60	1.42	4.11	0.599	3.87	0.579	3.42	0.886	0.406	0.150
10PUB21-05	6.51	17.3	2.85	14.9	4.64	1.62	1.030	5.88	6.56	1.41	4.08	0.615	3.84	0.568	3.40	0.851	0.401	0.146
10PUB21-07	6.06	16.0	2.63	13.6	4.30	1.45	0.934	5.42	6.02	1.30	3.76	0.541	3.49	0.519	3.15	0.805	0.372	0.137
10PUB21-08	5.81	14.6	2.52	13.1	4.16	1.45	0.907	5.22	5.82	1.23	3.64	0.515	3.34	0.497	2.98	0.766	0.355	0.161
10PUB21-10	5.91	15.6	2.56	13.3	4.16	1.45	0.926	5.31	5.92	1.26	3.67	0.549	3.43	0.507	3.03	0.793	0.368	0.134
10PUB21-11	5.35	13.4	2.28	11.9	3.71	1.31	0.808	4.71	5.18	1.11	3.20	0.454	2.96	0.443	2.67	0.701	0.343	0.122
10PUB21-12	4.81	11.9	2.03	10.4	3.33	1.18	0.727	4.17	4.55	0.99	2.83	0.411	2.67	0.391	2.44	0.632	0.311	0.113

Tableau 12 – Données éléments traces profil axial (4/4)

Nom	Li	Sc	Ti	V	Co	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
PUB10-03	6.60	41.4	9531	321	43.5	89.5	18.5	1.79	2.99	158	34.7	115	5.49	0.016	43.5
PUB02-01	7.83	48.2	10920	340	41.6	94.8	18.4	1.95	3.24	146	39.2	128	5.43	0.026	40.9
PUB02-02	7.75	48.3	10940	341	41.4	95.3	18.4	1.99	3.28	146	39.8	129	5.41	0.024	40.3
PUB02-04	6.78	48.1	10070	321	40.6	85.5	17.8	1.87	2.75	144	35.3	117	4.42	0.019	35.6
PUB02-07	12.40	28.4	14870	197	30.7	123	20.8	2.29	6.39	126	82.0	315	13.60	0.059	86.3
PUB03-01	5.70	42.7	8611	255	41.0	78.9	17.1	1.78	2.45	172	31.8	97.4	3.98	0.019	32.7
PUB03-02	5.65	42.7	8138	257	40.5	73.2	16.6	1.61	2.46	164	29.1	91.1	3.97	0.020	34.0
PUB03-03	5.95	43.4	8626	266	40.8	78.1	17.1	1.71	2.60	161	31.7	96.3	4.25	0.020	35.8
PUB03-04	5.75	42.4	8661	254	40.6	80.8	17.3	1.62	2.42	170	30.7	98.3	4.02	0.019	33.3
PUB03-05	5.92	43.0	8469	273	41.0	77.2	16.6	1.58	2.60	158	29.8	97.5	4.23	0.020	34.9
PUB03-06	6.17	38.4	8430	258	40.2	85.4	17.8	1.77	2.35	185	29.9	87.1	3.71	0.016	33.3
PUB03-08	5.62	41.1	8438	250	39.6	77.3	16.7	1.63	2.37	169	31.5	96.5	3.95	0.018	32.4
PUB06-01	5.44	41.4	7823	250	40.8	71.8	16.4	1.55	2.44	163	29.2	89.7	3.94	0.020	33.9
PUB06-03	5.97	42.3	8657	274	39.5	80.5	17.0	1.68	2.55	155	32.1	98.5	4.36	0.020	36.1
PUB06-07	5.79	41.4	8690	264	39.2	78.1	16.8	1.69	2.47	158	31.5	96.6	4.30	0.019	35.2
PUB06-08	6.34	43.1	9984	297	39.8	83.4	17.5	1.83	3.03	157	35.8	117	5.05	0.024	41.7
PUB06-09	5.67	44.1	8504	270	38.6	75.4	16.9	1.69	3.26	158	30.5	97.3	5.30	0.025	43.5
PUB07-03	5.82	43.3	9227	276	37.8	75.5	17.0	1.70	3.00	167	33.4	109	5.20	0.025	42.7
PUB07-07	5.56	43.1	8028	260	37.5	72.7	16.3	1.54	2.34	153	29.9	89.8	4.01	0.018	33.7
PUB07-08	5.56	43.0	8013	265	39.9	73.3	16.6	1.58	2.39	155	30.5	91.7	4.04	0.019	33.3
PUB09-03	5.48	41.8	7905	247	37.3	74.2	16.7	1.62	2.89	169	28.9	92.5	4.86	0.024	39.5
PUB09-04	5.23	39.1	7937	245	38.6	73.3	16.2	1.54	2.73	167	27.8	91.1	4.76	0.023	39.8
PUB09-06	5.41	41.5	7695	239	38.2	71.5	16.4	1.54	2.76	170	28.7	90.3	4.62	0.026	38.8
PUB09-08	5.51	40.3	8354	251	38.5	70.8	17.0	1.62	2.72	172	29.2	98.5	5.11	0.023	38.6
PUB09-10	5.48	42.2	8517	247	36.6	68.7	17.0	1.65	2.61	184	30.8	101	4.72	0.022	39.4
PUB09-11	5.58	44.4	8489	259	38.9	71	16.9	1.61	2.73	186	32.2	102	4.71	0.021	38.6
PUB11-01	5.92	42.3	8718	268	36.3	75.9	16.7	1.61	2.82	159	32.6	102	5.02	0.022	39.7

Tableau 13 – Données éléments traces profil transversal (1/4)

Nom	Li	Sc	Ti	V	Co	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba
PUB11-02	5.35	43.8	7933	259	38.6	73.8	16.9	1.60	2.52	168	29.4	91.6	4.77	0.020	37.1
PUB11-03	6.52	43.0	10020	287	39.0	84	18.3	1.94	3.70	173	36.0	117	6.39	0.030	53.0
PUB11-06	6.19	42.5	8735	274	39.8	81.7	17.1	1.73	2.63	156	32.7	99.1	4.71	0.022	38.9
PUB11-07	6.06	43.2	9597	281	36.7	78.1	17.9	1.75	4.62	176	34.6	116	7.95	0.041	57.8
PUB08-01	5.81	34.5	9738	250	38.2	92.5	18.7	1.51	6.38	245	28.8	130	14.90	0.072	92.7
PUB08-02	5.69	34.7	9432	245	38.0	87.7	18.3	1.43	6.31	245	28.7	129	14.60	0.069	93.1
PUB08-03	241	2019	261900	11640	2372	4285	777	70	26.0	5265	1062	2607	54.3	0.328	442
PUB08-04	4.60	37.8	5046	219	44.5	75	14.7	1.23	0.50	101	21.9	48.2	1.01	0.004	8.9
PUB08-07	5.05	35.3	6367	272	44.0	83.7	15.7	1.36	0.43	110	23.3	67.3	1.28	0.004	10.0
PUB08-09/10	6.92	42.5	10350	310	40.3	108	18.6	1.73	2.98	181	35.5	123	6.36	0.027	48.6
PUB13-01	5.55	41.4	8902	270	41.4	90	17.1	1.52	2.42	193	30.1	108	5.16	0.022	43.6
PUB13-02	5.58	42.1	8913	271	40.5	98.3	17.1	1.51	2.47	193	30.2	106	5.16	0.026	44.8
PUB13-03	5.43	41.4	8826	268	41.3	86.7	16.9	1.51	2.41	192	30.6	109	5.07	0.021	43.4
PUB13-04	5.46	41.6	8866	268	40.6	90	16.9	1.56	2.44	192	30.0	107	5.15	0.021	44.0
PUB13-05	5.56	40.9	8914	271	41.1	92	17.1	1.54	2.42	194	30.7	108	5.17	0.023	44.4
PUB13-06	5.88	39.4	8320	271	41.6	89.4	16.6	1.58	2.46	155	29.6	92.9	5.09	0.022	42.0

Tableau 14 – Données éléments traces profil transversal (2/4)

Nom	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
PUB10-03	5.65	16.0	2.34	12.4	3.90	1.31	0.883	5.13	5.75	1.24	3.59	0.541	3.34	0.492	3.00	0.659	0.294	0.131
PUB02-01	6.26	17.2	2.44	12.5	3.93	1.42	0.912	5.35	5.90	1.25	3.53	0.500	3.04	0.442	3.00	0.698	0.267	0.127
PUB02-02	6.23	17.5	2.49	12.3	3.93	1.42	0.903	5.28	5.81	1.24	3.60	0.505	3.23	0.460	2.98	0.649	0.259	0.129
PUB02-04	5.42	15.5	2.23	11.4	3.63	1.29	0.827	4.80	5.27	1.14	3.26	0.463	2.94	0.420	2.73	0.624	0.216	0.105
PUB02-07	14.10	39.2	6.10	31.3	9.65	2.73	2.050	11.90	13.00	2.82	8.16	1.200	7.80	1.150	7.59	1.540	0.859	0.322
PUB03-01	4.88	13.5	1.94	9.8	3.09	1.14	0.698	4.03	4.43	0.95	2.73	0.388	2.40	0.349	2.35	0.537	0.196	0.097
PUB03-02	4.67	12.9	1.82	9.2	2.95	1.07	0.649	3.79	4.17	0.89	2.55	0.363	2.25	0.325	2.15	0.519	0.196	0.096
PUB03-03	4.93	13.6	1.94	9.8	3.11	1.14	0.697	4.09	4.59	0.98	2.72	0.392	2.52	0.353	2.33	0.586	0.215	0.102
PUB03-04	4.93	13.7	1.94	9.9	3.14	1.17	0.724	4.20	4.57	0.98	2.75	0.387	2.42	0.352	2.38	0.557	0.208	0.096
PUB03-05	4.88	13.4	1.92	9.7	3.11	1.14	0.709	4.07	4.48	0.97	2.74	0.386	2.40	0.352	2.31	0.539	0.214	0.097
PUB03-08	4.43	12.4	1.82	9.6	3.09	1.16	0.688	4.02	4.38	0.92	2.65	0.375	2.32	0.331	2.15	0.548	0.193	0.085
PUB03-06	4.79	13.5	1.93	10.0	3.20	1.15	0.710	4.17	4.51	0.96	2.76	0.390	2.47	0.371	2.38	0.539	0.209	0.094
PUB06-01	4.60	12.7	1.83	9.5	3.02	1.07	0.655	3.86	4.26	0.91	2.57	0.367	2.39	0.349	2.18	0.534	0.204	0.094
PUB06-03	4.96	13.7	2.00	10.2	3.29	1.17	0.727	4.27	4.64	1.00	2.88	0.416	2.66	0.382	2.40	0.592	0.225	0.111
PUB06-07	4.91	13.6	1.95	10.1	3.26	1.16	0.718	4.18	4.60	0.99	2.79	0.401	2.59	0.375	2.38	0.553	0.222	0.104
PUB06-08	5.93	16.5	2.34	11.9	3.77	1.31	0.833	4.88	5.39	1.16	3.29	0.469	3.00	0.429	2.82	0.649	0.273	0.131
PUB06-09	5.48	14.6	2.03	10.3	3.23	1.15	0.715	4.18	4.58	0.99	2.81	0.401	2.55	0.374	2.39	0.578	0.291	0.127
PUB07-03	5.79	15.7	2.22	11.2	3.51	1.24	0.765	4.46	4.84	1.04	3.00	0.426	2.72	0.399	2.62	0.715	0.276	0.133
PUB07-07	4.53	12.7	1.85	9.5	3.03	1.10	0.677	3.99	4.42	0.96	2.73	0.388	2.47	0.359	2.23	0.534	0.214	0.092
PUB07-08	4.68	13.0	1.88	9.7	3.12	1.11	0.699	4.07	4.49	0.97	2.76	0.390	2.57	0.371	2.30	0.558	0.218	0.099
PUB09-03	5.19	14.0	1.96	9.9	3.11	1.13	0.684	3.98	4.31	0.92	2.62	0.380	2.41	0.353	2.27	0.576	0.265	0.124
PUB09-04	5.02	13.5	1.92	9.9	3.06	1.10	0.663	3.88	4.22	0.90	2.55	0.371	2.39	0.348	2.24	0.606	0.258	0.118
PUB09-06	5.02	13.5	1.91	9.8	3.09	1.09	0.663	3.92	4.27	0.92	2.63	0.380	2.43	0.355	2.20	0.577	0.264	0.115
PUB09-08	5.33	14.4	2.04	10.5	3.30	1.17	0.702	4.12	4.52	0.96	2.70	0.391	2.50	0.363	2.40	0.632	0.277	0.129
PUB09-10	5.41	14.9	2.13	11.0	3.45	1.21	0.728	4.29	4.72	1.01	2.89	0.413	2.65	0.391	2.51	0.630	0.253	0.101
PUB09-11	5.53	15.5	2.21	11.3	3.52	1.23	0.746	4.43	4.80	1.04	2.99	0.431	2.82	0.408	2.54	0.626	0.268	0.111
PUB11-01	5.43	14.8	2.14	11.2	3.52	1.22	0.773	4.46	4.89	1.07	3.07	0.438	2.85	0.411	2.55	0.631	0.284	0.118

Tableau 15 – Données éléments traces profil transversal (3/4)

Nom	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
PUB11-02	5.09	13.8	1.94	10.1	3.17	1.12	0.690	4.05	4.43	0.97	2.77	0.406	2.58	0.377	2.28	0.608	0.265	0.130
PUB11-03	6.78	18.0	2.55	13.0	4.02	1.40	0.857	5.01	5.54	1.19	3.42	0.492	3.15	0.463	2.94	0.758	0.367	0.159
PUB11-06	5.30	14.7	2.11	11.0	3.56	1.22	0.774	4.50	5.00	1.10	3.16	0.446	2.92	0.427	2.58	0.625	0.273	0.121
PUB11-07	7.46	19.4	2.66	13.1	3.92	1.34	0.823	4.83	5.32	1.15	3.32	0.478	3.10	0.454	2.89	0.790	0.496	0.203
PUB08-01	9.93	22.6	3.32	15.7	4.09	1.41	0.795	4.77	4.94	1.03	2.92	0.419	2.66	0.400	3.06	1.020	0.910	0.307
PUB08-02	9.85	22.6	3.27	15.5	4.11	1.40	0.790	4.71	4.92	1.02	2.91	0.415	2.69	0.391	3.03	0.990	0.901	0.309
PUB08-03	82	254	49	285	104	40.3	26.9	150	179	39.9	117	17.0	113	16.6	69	15.1	2.99	1.18
PUB08-04	1.60	4.9	0.93	5.4	2.00	0.78	0.516	2.85	3.40	0.77	2.24	0.323	2.12	0.318	1.35	0.305	0.059	0.024
PUB08-07	1.95	6.1	1.15	6.6	2.35	0.88	0.581	3.24	3.84	0.87	2.51	0.364	2.39	0.351	1.68	0.357	0.062	0.030
PUB08-09/10	6.24	16.5	2.70	14.1	4.29	1.51	0.931	5.40	5.93	1.29	3.68	0.537	3.49	0.508	3.15	0.825	0.374	0.135
PUB13-01	5.33	14.2	2.34	11.9	3.69	1.31	0.791	4.55	4.98	1.07	3.11	0.442	2.82	0.426	2.64	0.733	0.294	0.108
PUB13-02	5.33	14.1	2.33	12.1	3.66	1.31	0.787	4.60	5.07	1.08	3.10	0.451	2.88	0.426	2.65	1.340	0.304	0.110
PUB13-03	5.22	14.0	2.31	11.8	3.64	1.29	0.771	4.50	4.97	1.06	3.05	0.438	2.83	0.425	2.65	0.733	0.296	0.109
PUB13-04	5.32	14.1	2.36	12.1	3.69	1.32	0.787	4.59	5.03	1.08	3.07	0.444	2.85	0.426	2.68	0.744	0.304	0.109
PUB13-05	5.37	14.4	2.36	12.2	3.67	1.31	0.796	4.60	5.02	1.09	3.13	0.449	2.89	0.436	2.71	0.751	0.305	0.110
PUB13-06	4.85	12.5	2.09	10.7	3.43	1.22	0.761	4.42	4.89	1.07	3.08	0.445	2.88	0.429	2.48	0.612	0.303	0.107

Tableau 16 – Données éléments traces profil transversal (4/4)

Nom	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	2σ	R/R_A	2σ
10PUB16-04	0.702937	7E-06	0.513037	8E-06	0.283070	5.E-06	17.929	15.486	37.282	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	0.283078	4.E-06	17.944	15.494	37.307	-	-	-	-
10PUB16-05	0.703026	8E-06	0.513026	8E-06	0.283031	4.E-06	17.494	15.461	36.831	120424	2008	6.0	0.1
10PUB17-10	0.702905	6E-06	0.513024	1E-05	0.283090	4.E-06	18.095	15.484	37.470	-	-	-	-
10PUB17-07	0.702887	7E-06	0.513032	7E-06	0.283092	4.E-06	18.120	15.483	37.496	-	-	-	-
10PUB20-04	0.702930	7E-06	0.513030	9E-06	0.283076	3.E-06	18.068	15.498	37.438	-	-	-	-
10PUB20-03	0.702869	8E-06	0.513044	1E-05	0.283094	4.E-06	18.136	15.483	37.500	-	-	-	-
10PUB20-12	0.702895	7E-06	0.513038	8E-06	0.283086	4.E-06	18.152	15.486	37.532	-	-	-	-
10PUB19-09	0.702903	6E-06	0.513041	8E-06	0.283082	4.E-06	18.166	15.488	37.538	-	-	-	-
10PUB22-10	0.702926	6E-06	0.513022	8E-06	0.283077	6.E-06	17.930	15.473	37.282	112196	2090	6.4	0.12
10PUB22-09	0.702957	6E-06	0.513020	9E-06	0.283072	5.E-06	17.805	15.471	37.156	-	-	-	-
10PUB22-13	0.703007	6E-06	0.513026	1E-05	0.283042	5.E-06	17.507	15.459	36.835	126762	2224	5.7	0.1
10PUB23-10	0.702868	6E-06	0.513042	5E-06	0.283093	4.E-06	18.152	15.487	37.525	-	-	-	-
10PUB16-10	0.703005	6E-06	0.513020	8E-06	0.283044	4.E-06	17.608	15.464	36.950	120424	2008	6.0	0.1
10PUB16-03	0.702957	6E-06	0.513022	8E-06	0.283056	4.E-06	17.619	15.459	36.946	125008	2162	5.8	0.1
10PUB16-06	0.702946	6E-06	0.513005	7E-06	0.283070	5.E-06	17.820	15.473	37.173	112196	1742	6.4	0.1
10PUB16-07	0.702905	5E-06	0.513020	8E-06	0.283085	4.E-06	18.108	15.495	37.483	-	-	-	-
10PUB16-08	0.702907	7E-06	0.513031	8E-06	0.283089	3.E-06	18.081	15.480	37.437	-	-	-	-
10PUB16-13	0.702869	6E-06	0.513029	8E-06	0.283091	4.E-06	18.146	15.485	37.520	-	-	-	-
10PUB16-11	0.702874	6E-06	0.513043	9E-06	0.283095	4.E-06	18.159	15.491	37.544	-	-	-	-
10PUB17-08	0.702874	8E-06	0.513033	8E-06	0.283089	5.E-06	18.132	15.488	37.500	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	-	-	18.142	15.498	37.522	-	-	-	-
10PUB17-09	0.702963	8E-06	0.513016	9E-06	0.283055	3.E-06	17.724	15.467	37.068	-	-	-	-
10PUB22-05	0.702878	6E-06	0.513037	9E-06	0.283100	7.E-06	18.133	15.489	37.503	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	0.283101	3.E-06	18.145	15.500	37.529	-	-	-	-
10PUB22-07	0.702927	6E-06	0.513034	1E-05	0.283070	3.E-06	17.933	15.485	37.278	-	-	-	-
10PUB22-14	0.703012	6E-06	0.513030	8E-06	0.283052	4.E-06	17.626	15.468	36.990	-	-	-	-
10PUB23-09	0.702848	8E-06	0.513026	8E-06	0.283084	4.E-06	18.211	15.503	37.580	-	-	-	-
10PUB22-04	0.702952	6E-06	0.513024	9E-06	0.283061	5.E-06	17.821	15.480	37.176	-	-	-	-
10PUB22-08	0.703007	6E-06	0.513018	8E-06	0.283036	3.E-06	17.498	15.467	36.831	123091	2096	5.9	0.1
10PUB21-01	0.703150	6E-06	0.512996	7E-06	0.283030	2.E-05	17.831	15.488	37.117	112196	2090	6.4	0.12
duplicate	-	-	-	-	-	-	17.832	15.490	37.123	-	-	-	-
10PUB21-02	0.702882	6E-06	0.513048	7E-06	0.283095	4.E-06	18.164	15.497	37.543	-	-	-	-
10PUB21-04	0.702876	6E-06	0.513043	8E-06	0.283097	5.E-06	18.173	15.503	37.565	-	-	-	-

Tableau 17 – Données isotopiques profil axial (1/3)

Nom	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	2σ	R/R_A	2σ
10PUB20-09	0.702878	6E-06	0.513043	5E-06	0.283096	3.E-06	18.171	15.497	37.559	-	-	-	-
10PUB20-07	0.702897	6E-06	0.513040	6E-06	0.283089	4.E-06	18.119	15.499	37.489	-	-	-	-
10PUB20-02	0.702878	8E-06	0.513039	5E-06	0.283093	5.E-06	18.171	15.497	37.558	106256	1876	6.8	0.12
duplicate	-	-	-	-	0.283095	4.E-06	18.176	15.501	37.570	-	-	-	-
10PUB15-04	0.702888	6E-06	0.513041	5E-06	0.283092	3.E-06	18.149	15.494	37.522	105790	1858	6.8	0.12
10PUB15-03	0.702954	8E-06	0.513042	6E-06	0.283067	4.E-06	17.912	15.488	37.248	-	-	-	-
10PUB13-07	0.702872	8E-06	0.513047	8E-06	0.283087	9.E-06	18.171	15.499	37.563	-	-	-	-
10PUB14-04	0.702859	8E-06	0.513039	6E-06	0.283079	9.E-06	18.182	15.493	37.544	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	0.283089	3.E-06	18.186	15.500	37.566	-	-	-	-
10PUB14-06	0.702877	6E-06	0.513029	7E-06	0.283088	8.E-06	18.180	15.491	37.538	103814	1790	7.0	0.12
10PUB14-07	0.702876	1E-05	0.513048	6E-06	0.283090	8.E-06	18.165	15.495	37.548	-	-	-	-
10PUB24-02	0.702837	8E-06	0.513047	8E-06	0.283078	8.E-06	18.191	15.499	37.563	-	-	-	-
10PUB24-03	0.703065	8E-06	0.513028	6E-06	0.283064	7.E-06	18.022	15.494	37.365	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	0.283070	4.E-06	18.029	15.496	37.380	-	-	-	-
10PUB24-05	0.703217	6E-06	0.513005	7E-06	0.283058	7.E-06	17.928	15.487	37.233	-	-	-	-
10PUB24-07	0.702888	8E-06	0.513030	6E-06	0.283093	9.E-06	18.199	15.506	37.593	106727	1892	6.8	0.12
10PUB24-08	0.702965	7E-06	0.513038	8E-06	0.283071	9.E-06	18.108	15.502	37.491	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	0.283088	5.E-06	18.109	15.501	37.494	-	-	-	-
10PUB24-09	0.703400	6E-06	0.512979	1E-05	0.283024	7.E-06	17.780	15.487	37.051	-	-	-	-
duplicate	-	-	-	-	0.283023	3.E-06	17.781	15.489	37.060	-	-	-	-
10PUB24-10	0.702878	6E-06	0.513024	8E-06	0.283085	6.E-06	18.163	15.500	37.553	103963.00	2094	7.0	0.14
10PUB19-02	0.703026	8E-06	0.513017	1E-05	0.283019	9.E-06	17.497	15.468	36.834	-	-	-	-
10PUB19-06	0.702908	7E-06	0.513055	8E-06	0.283069	9.E-06	18.189	15.503	37.574	-	-	-	-
10PUB19-07	0.702886	8E-06	0.513041	8E-06	0.283073	7.E-06	18.196	15.508	37.591	-	-	-	-
10PUB19-10	0.702898	9E-06	0.513043	7E-06	0.283095	8.E-06	18.086	15.509	37.538	-	-	-	-
10PUB19-11	0.702886	7E-06	0.513058	5E-06	0.283095	8.E-06	18.171	15.504	37.568	-	-	-	-
10PUB19-12	0.702878	8E-06	0.513042	5E-06	0.283077	8.E-06	18.191	15.506	37.583	104716	1822	6.9	0.12
10PUB14-01	0.702884	7E-06	0.513044	6E-06	0.283095	8.E-06	18.177	15.503	37.556	-	-	-	-
10PUB14-02	0.702893	6E-06	0.513044	4E-06	0.283085	1.E-05	18.193	15.504	37.587	-	-	-	-
10PUB14-03	0.702877	9E-06	0.513040	5E-06	0.283089	9.E-06	18.174	15.507	37.582	-	-	-	-
10PUB14-05	0.702907	6E-06	0.513043	6E-06	0.283097	7.E-06	18.114	15.499	37.498	-	-	-	-
10PUB15-01	0.702897	8E-06	0.513036*	5E-06	0.283099	4.E-06	18.157	15.498	37.541	-	-	-	-
duplicate	-	-	0.513044*	2E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-05	0.702891	8E-06	0.513052*	7E-06	0.283079	4.E-06	17.986	15.494	37.346	-	-	-	-

Tableau 18 – Données isotopiques profil axial (2/3)

Nom	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	2σ	R/R_A	2σ
duplicate	-	-	0.513044*	2E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-07	0.702801	7E-06	0.513069*	7E-06	0.283104	4.E-06	18.267	15.501	37.653	-	-	-	-
duplicate	0.702804	7E-06	0.513065*	2E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-08	0.702910	7E-06	0.513052*	5E-06	0.283083	4.E-06	18.026	15.497	37.390	-	-	-	-
duplicate	0.702918	1E-05	0.513037*	3E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB15-09	0.702935	8E-06	0.513028*	2E-06	0.283085	4.E-06	18.080	15.493	37.446	-	-	-	-
10PUB17-02	0.703007	6E-06	0.513008*	2E-06	0.283033	5.E-06	17.568	15.475	36.901	-	-	-	-
10PUB17-03	0.703007	8E-06	0.513018*	8E-06	0.283034	3.E-06	17.577	15.484	36.932	-	-	-	-
10PUB17-04	0.702870	8E-06	0.513038*	2E-06	0.283087	3.E-06	18.203	15.508	37.587	-	-	-	-
10PUB17-05	0.702926	8E-06	0.513044*	2E-06	0.283072	3.E-06	17.945	15.502	37.321	-	-	-	-
10PUB17-06	0.703001	1E-05	0.513034*	4E-06	0.283043	3.E-06	17.747	15.486	37.078	-	-	-	-
duplicate	0.702989	8E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB18-03	0.702922	7E-06	0.513038*	2E-06	0.283087	3.E-06	18.176	15.505	37.568	-	-	-	-
duplicate	0.702890	7E-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PUB18-05	0.702874	8E-06	0.513041*	1E-06	0.283096	5.E-06	18.171	15.496	37.545	-	-	-	-
10PUB18-07	0.702878	7E-06	0.513037*	2E-06	0.283090	5.E-06	18.185	15.499	37.558	-	-	-	-
10PUB18-08	0.702892	6E-06	0.513041*	1E-06	0.283084	4.E-06	18.182	15.496	37.552	-	-	-	-
10PUB19-03	0.702880	8E-06	0.513045*	2E-06	0.283099	8.E-06	18.149	15.495	37.521	-	-	-	-
10PUB21-05	0.702870	6E-06	0.513038*	6E-06	0.283095	6.E-06	18.161	15.501	37.554	-	-	-	-
10PUB21-07	0.702884	5E-06	0.513047*	5E-06	0.283095	5.E-06	18.164	15.502	37.561	-	-	-	-
10PUB21-08	0.703005	7E-06	0.513045*	5E-06	0.283094	5.E-06	18.163	15.493	37.534	-	-	-	-
10PUB21-10	0.702882	6E-06	0.513043*	5E-06	0.283089	6.E-06	18.155	15.501	37.548	-	-	-	-
10PUB21-11	0.702880	7E-06	0.513042*	5E-06	0.283083	5.E-06	18.240	15.519	37.662	-	-	-	-
10PUB21-12	0.702891	5E-06	0.513034*	7E-06	0.283071	7.E-06	18.255	15.512	37.649	-	-	-	-

Tableau 19 – Données isotopiques profil axial (3/3)

Nom	87Sr/86Sr	2 σ	143Nd/144Nd	2 σ	176Hf/177Hf	2 σ	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb
PUB10-03	0.702896	6.E-06	0.513054	7.E-06	0.283113	8.E-06	18.126	15.508	37.558
PUB02-01	0.702810	9.E-06	0.513068	3.E-06	0.283127	6.E-06	18.172	15.501	37.573
PUB02-02	0.702813	8.E-06	0.513066	2.E-06	0.283124	3.E-06	18.169	15.495	37.556
PUB02-04	0.702817	7.E-06	0.513064	2.E-06	0.283119	4.E-06	18.127	15.493	37.530
PUB02-07	0.702827	8.E-06	0.513066	2.E-06	0.283118	3.E-06	18.126	15.492	37.524
PUB03-01	0.702821	8.E-06	0.513048	3.E-06	0.283097	4.E-06	18.124	15.497	37.527
PUB03-02	0.702896	1.E-05	0.513033	3.E-06	0.283090	3.E-06	18.201	15.507	37.592
PUB03-03	0.702907	8.E-06	0.513023	3.E-06	0.283089	3.E-06	18.183	15.506	37.580
PUB03-04	0.702835	7.E-06	0.513044	4.E-06	0.283106	3.E-06	18.126	15.499	37.535
PUB03-05	0.702896	9.E-06	0.513029	2.E-06	0.283090	4.E-06	18.187	15.509	37.588
PUB03-06	0.703218	9.E-06	0.512942	3.E-06	0.283047	3.E-06	17.992	15.508	37.461
PUB03-08	0.702824	8.E-06	0.513052	2.E-06	0.283101	4.E-06	18.126	15.500	37.536
PUB06-01	0.702898	8.E-06	0.513032	2.E-06	0.283092	4.E-06	18.199	15.505	37.587
Duplicate	-	-	0.513025	2.E-06	-	-	-	-	-
PUB06-03	0.702913	9.E-06	0.513031	3.E-06	0.283091	4.E-06	18.161	15.496	37.536
PUB06-07	0.702916	9.E-06	0.513030	2.E-06	0.283084	4.E-06	18.167	15.500	37.547
PUB06-08	0.702877	9.E-06	0.513045	2.E-06	0.283101	4.E-06	18.139	15.495	37.518
PUB06-09	0.702867	9.E-06	0.513039	2.E-06	0.283090	4.E-06	18.228	15.503	37.620
PUB07-03	0.702822	1.E-05	0.513046	3.E-06	0.283101	5.E-06	18.168	15.495	37.552
PUB07-07	0.702808	8.E-06	0.513055	2.E-06	0.283113	4.E-06	18.164	15.496	37.548
PUB07-08	0.702829	1.E-05	0.513060	2.E-06	0.283111	5.E-06	18.153	15.483	37.507
PUB09-03	0.702916	7.E-06	0.513024	1.E-05	0.283074	6.E-06	18.184	15.497	37.569
PUB09-04	0.702920	7.E-06	0.513031	8.E-06	0.283072	4.E-06	18.187	15.498	37.575
PUB09-06	0.702924	6.E-06	0.513023	4.E-06	0.283070	4.E-06	18.192	15.501	37.585
PUB09-08	0.702912	6.E-06	0.513032	8.E-06	0.283080	5.E-06	18.151	15.491	37.542
PUB09-10	0.702782	6.E-06	0.513053	8.E-06	0.283100	6.E-06	18.111	15.480	37.474
PUB09-11	0.702783	6.E-06	0.513060	7.E-06	0.283093	4.E-06	18.110	15.478	37.468

Tableau 20 – Données isotopiques profil transversal (1/2)

Nom	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
PUB11-01	0.702867	6.E-06	0.513065	1.E-05	0.283100	6.E-06	18.150	15.490	37.520
PUB11-02	0.702858	8.E-06	0.513053	7.E-06	0.283093	5.E-06	18.202	15.495	37.573
PUB11-03	0.702845	6.E-06	0.513037	6.E-06	0.283082	4.E-06	18.189	15.496	37.544
PUB11-06	0.702843	7.E-06	0.513042	7.E-06	0.283102	4.E-06	18.150	15.490	37.525
PUB11-07	0.702835	7.E-06	0.513057	8.E-06	0.283099	6.E-06	18.301	15.497	37.686
PUB08-01	0.702781	6.E-06	0.513030	6.E-06	0.283079	5.E-06	18.485	15.508	37.932
Duplicate	-	-	-	-	-	-	18.488	15.511	37.940
PUB08-02	0.702787	7.E-06	0.51301	9.E-06	0.28308	5.E-06	18.487	15.509	37.931
PUB08-03	0.702716	5.E-06	0.513149	8.E-06	0.283191	5.E-06	18.044	15.471	37.480
PUB08-04	0.702720	7.E-06	0.513137	9.E-06	0.283183	6.E-06	18.042	15.472	37.488
PUB08-07	0.702711	5.E-06	0.513138	8.E-06	0.283189	5.E-06	18.136	15.469	37.564
PUB08-09/10	0.702852	6.E-06	0.513049	9.E-06	0.283094	5.E-06	18.143	15.488	37.518
PUB13-01	0.702779	6.E-06	0.513065	8.E-06	0.283103	6.E-06	18.115	15.482	37.483
PUB13-02	0.702776	7.E-06	0.513050	9.E-06	0.283095	3.E-06	18.116	15.485	37.491
PUB13-03	0.702786	2.E-05	0.513070	8.E-06	0.283101	5.E-06	18.113	15.482	37.481
PUB13-04	0.702797	7.E-06	0.513062	5.E-06	0.283111	5.E-06	18.117	15.487	37.497
PUB13-05	0.702797	7.E-06	0.513064	4.E-06	0.283110	4.E-06	18.117	15.484	37.489
PUB13-06	0.702879	6.E-06	0.513042	6.E-06	0.283090	5.E-06	18.178	15.506	37.566

Tableau 21 – Données isotopiques profil transversal (2/2)

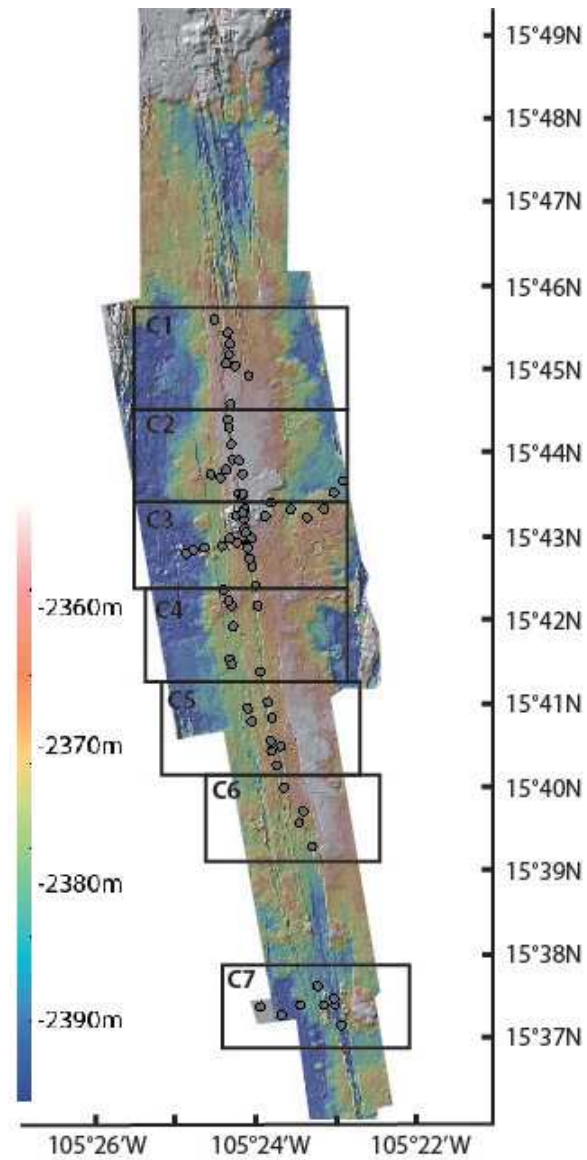


FIGURE 13 – Carte microbathymétrique, 1m de résolution, localisant les échantillons du profil axial et les sept zooms (C1-C7) réalisés sur lesquels sont précisés la position et le nom des échantillons.

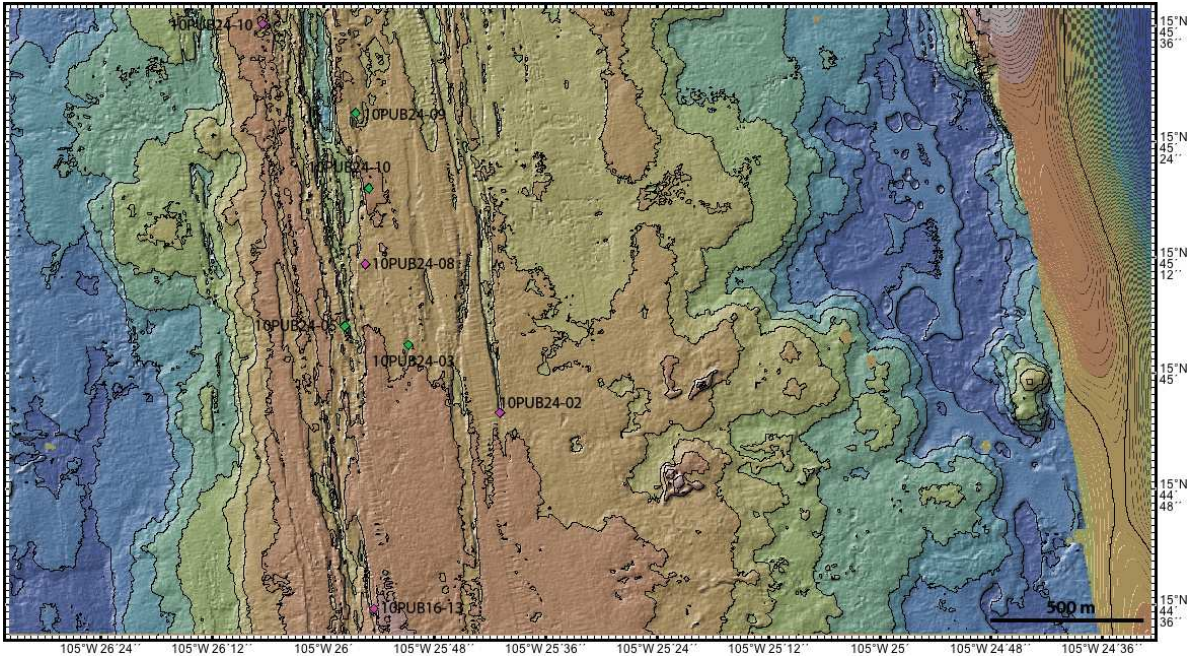


FIGURE 14 – C1 : Zoom 1 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

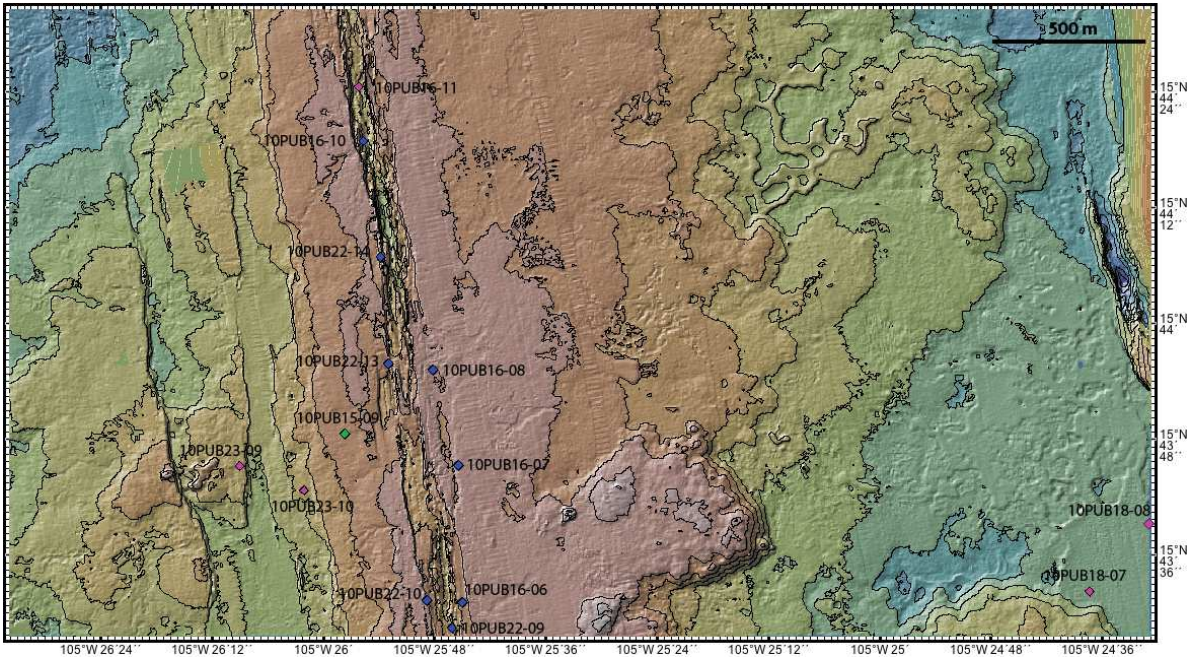


FIGURE 15 – C2 : Zoom 2 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

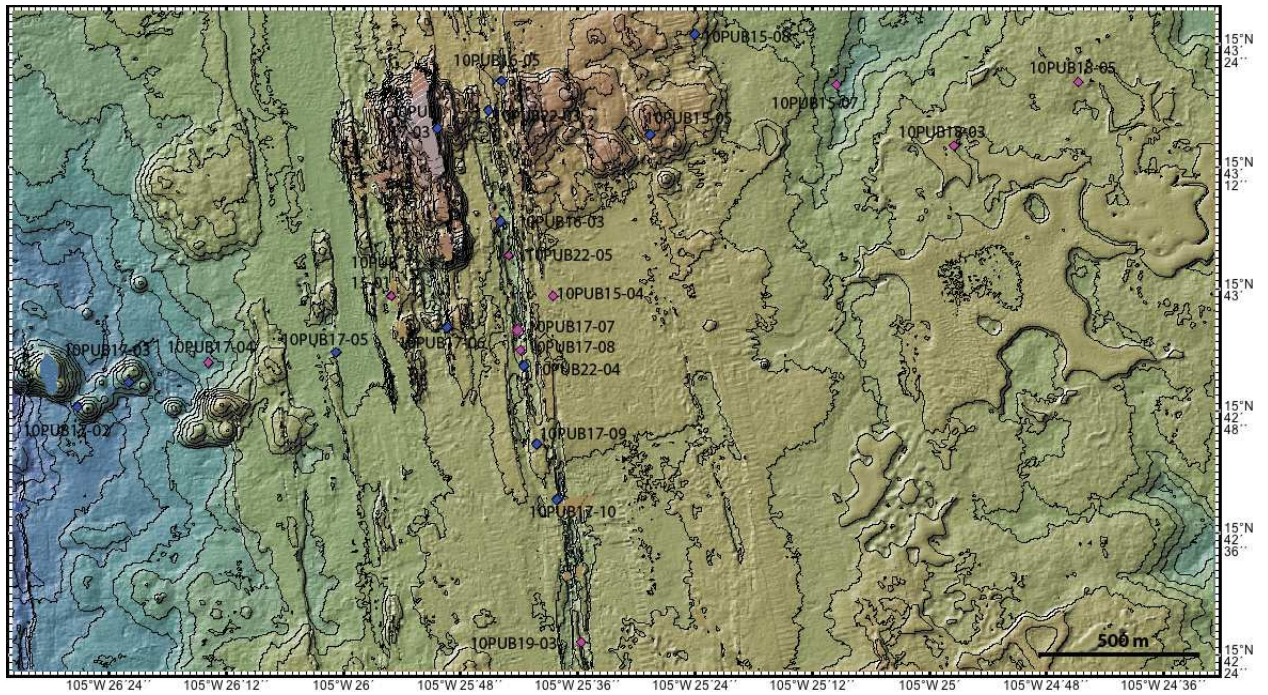


FIGURE 16 – C3 : Zoom 3 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

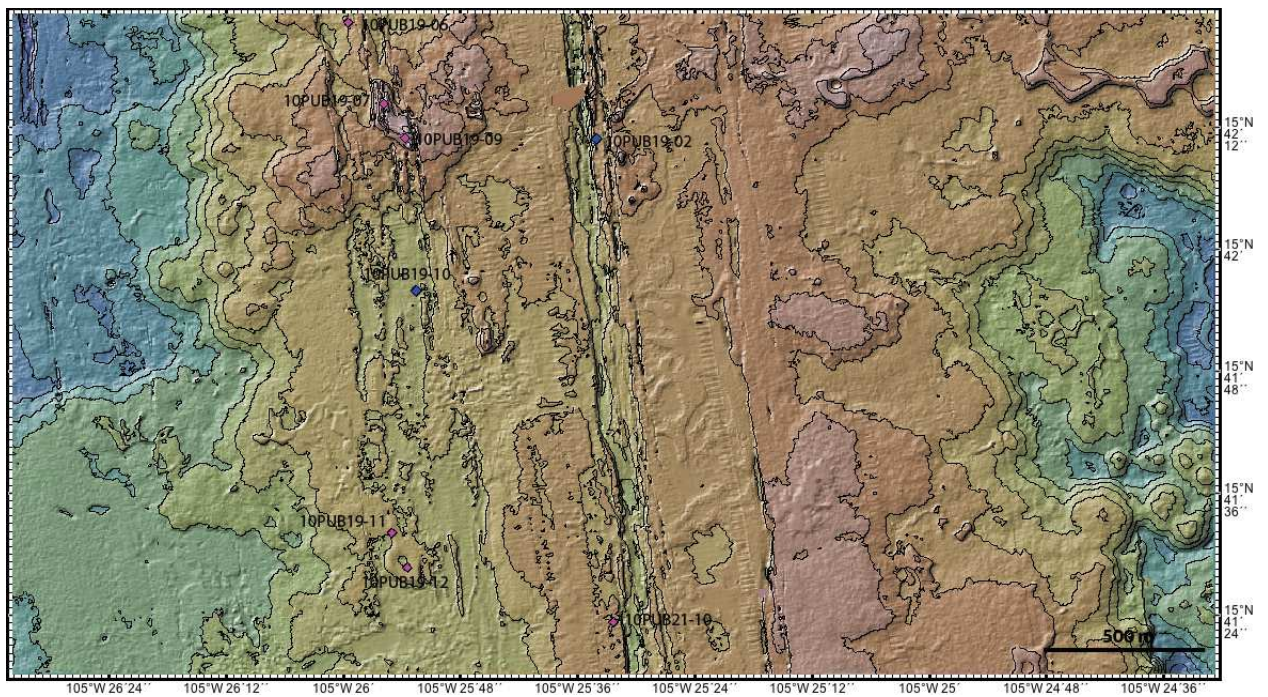


FIGURE 17 – C4 : Zoom 4 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

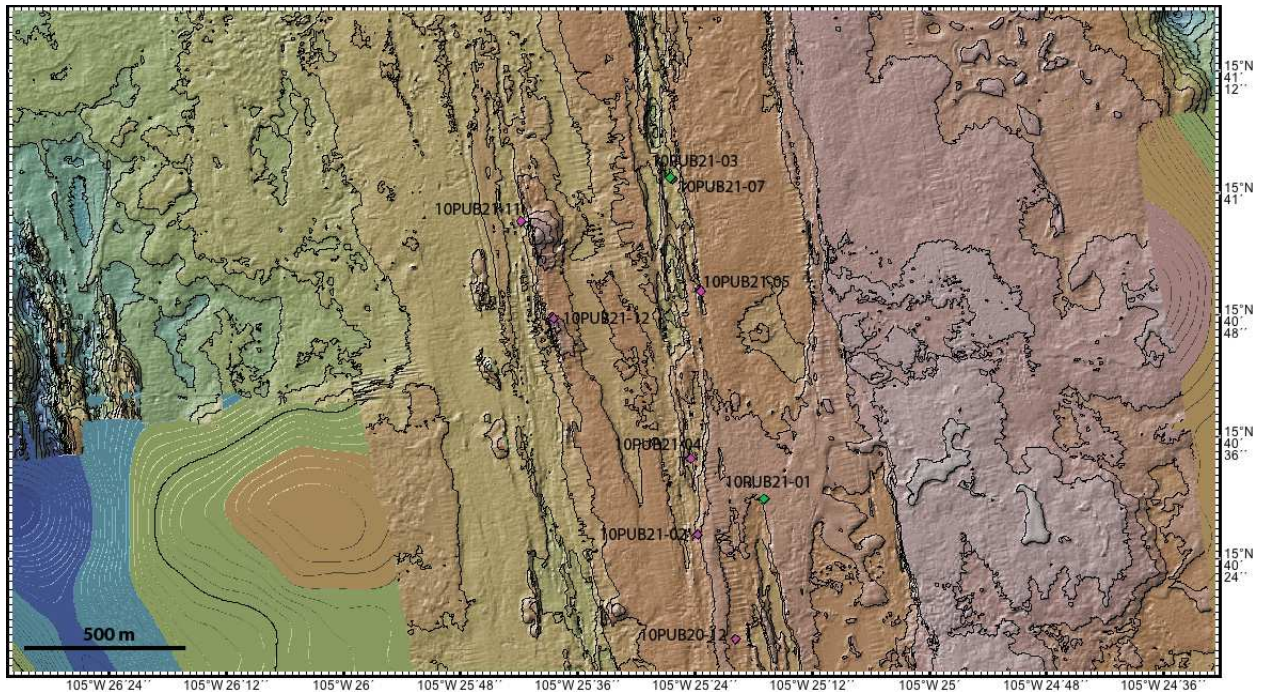


FIGURE 18 – C5 : Zoom 5 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

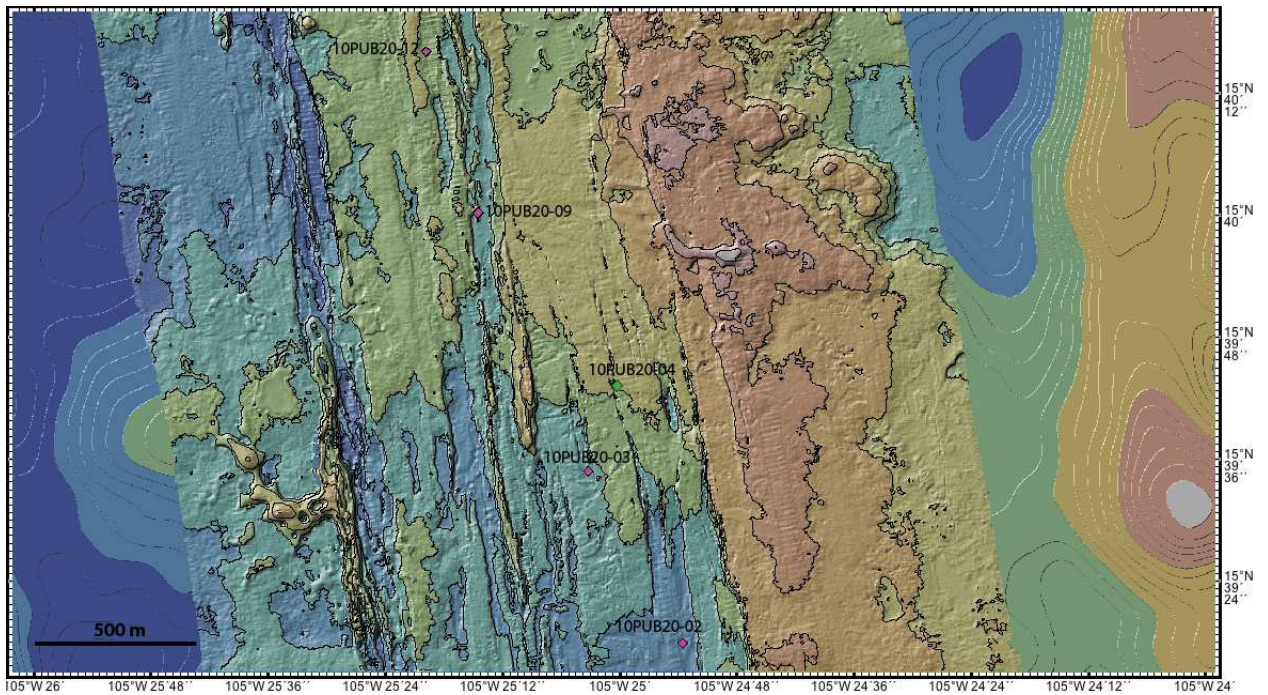


FIGURE 19 – C6 : Zoom 6 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

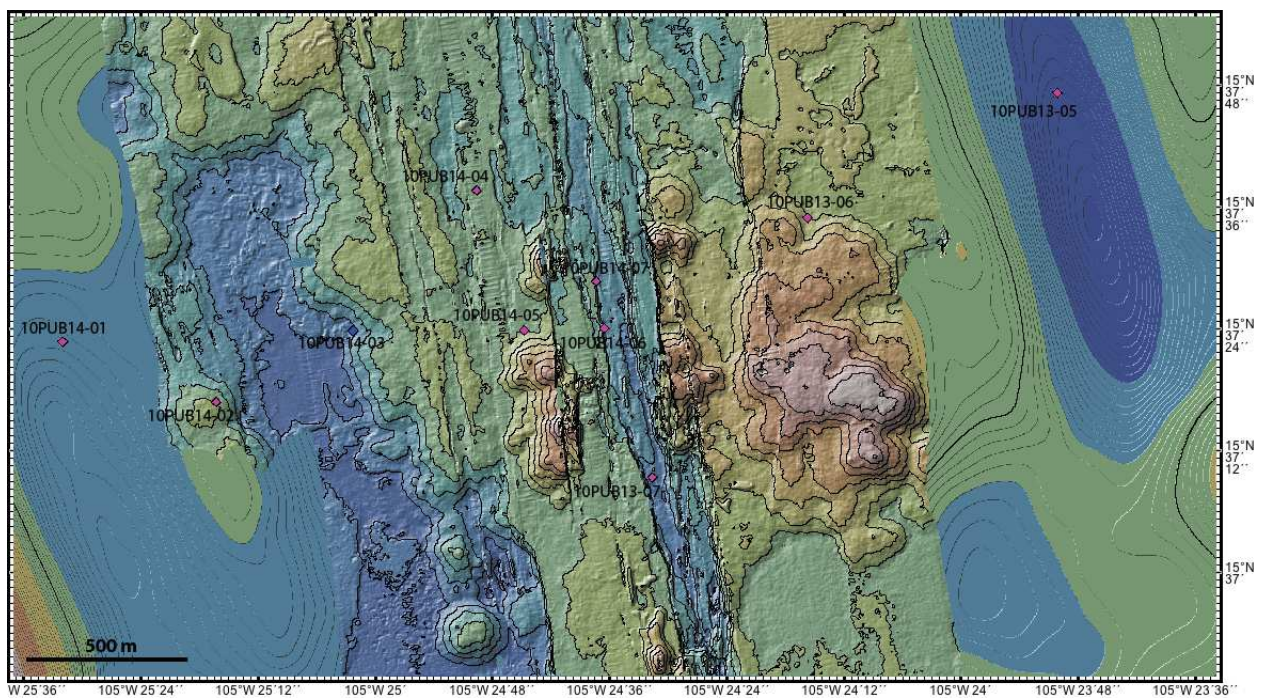


FIGURE 20 – C7 : Zoom 7 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m.

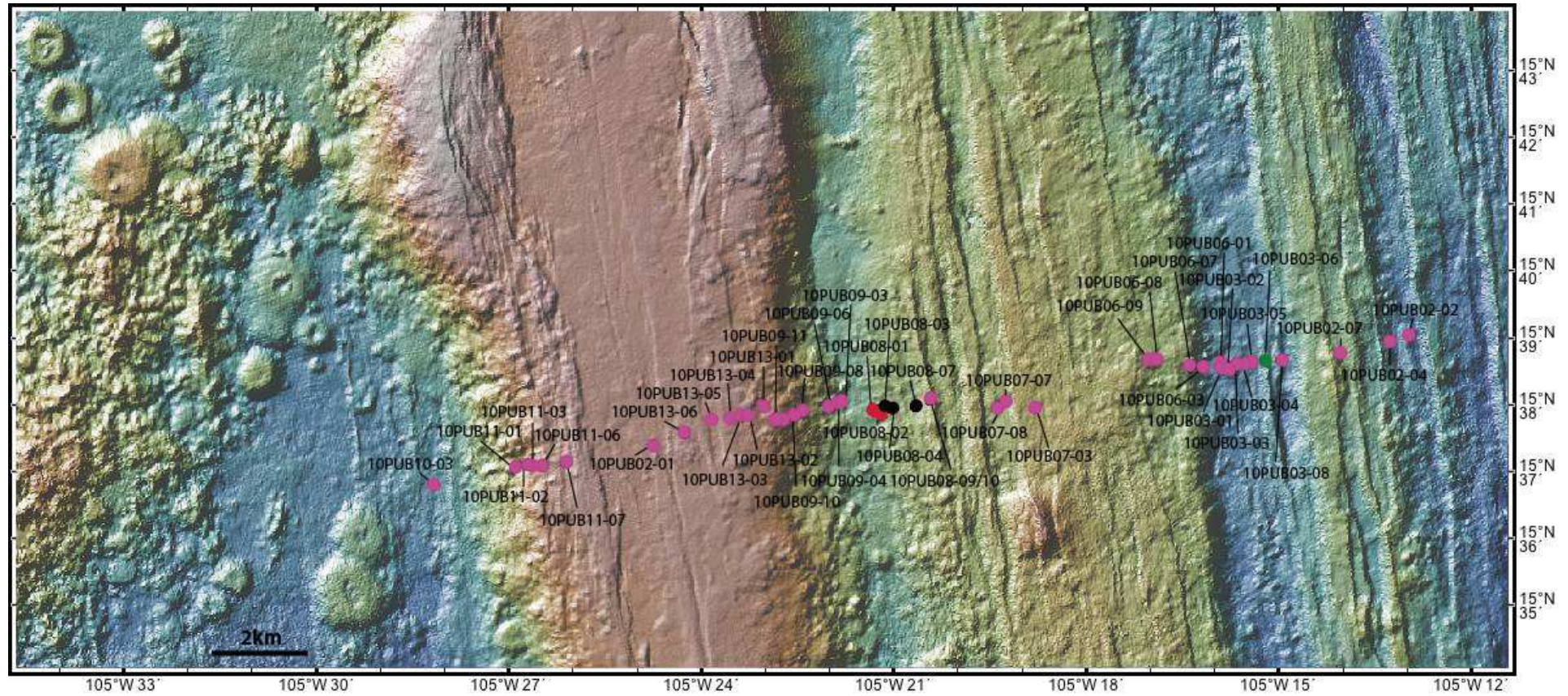


FIGURE 21 – Carte bathymétrique à 40m de résolution localisant les échantillons du profil transversal.

