



HAL
open science

Architecture et cyclicité magmato-tectonique de la zone néo-volcanique d'une dorsale lente en contexte de manteau froid

Léa Grenet

► **To cite this version:**

Léa Grenet. Architecture et cyclicité magmato-tectonique de la zone néo-volcanique d'une dorsale lente en contexte de manteau froid. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2023. Français. NNT : 2023BRES0042 . tel-04726593

HAL Id: tel-04726593

<https://theses.hal.science/tel-04726593v1>

Submitted on 8 Oct 2024

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du Littoral
Spécialité : *Géosciences Marines*

Par

Léa GRENET

**Architecture et cyclicité magmato-tectonique de la zone néo-volcanique
d'une dorsale lente en contexte de manteau froid**

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 11 décembre 2023

Unité de recherche : Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538 (UBO, CNRS, IFREMER)

Rapporteurs avant soutenance :

Muriel ANDREANI
Gianreto MANATSCHAL

Professeure, Laboratoire de Géologie de Lyon, UMR 5276, ENS et Université Lyon 1
Professeur, Université de Strasbourg, ITES UMR 7063

Composition du Jury :

Président Jury : Jacques DEVERCHERE
Examineurs : Muriel ANDREANI

Gianreto MANATSCHAL
Mary-Alix KACZMAREK

Dir. de thèse : Marcia MAIA
Co-enc. de thèse : Anne BRIAIS

Professeur, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538
Professeure, Laboratoire de Géologie de Lyon, UMR 5276, ENS et
Université Lyon 1
Professeur, Université de Strasbourg, ITES UMR 7063
Maître de Conférences, Université Paul Sabatier Toulouse III
Directrice de recherche CNRS, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538
Chargée de recherche CNRS, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538

Invité

Co-enc. de thèse Cédric HAMELIN

Chercheur indépendant

Remerciements

Une thèse ne se fait pas seul, c'est un projet de groupe qui se crée, se construit et évolue par les apports des uns et des autres. Je souhaite ici remercier toutes les personnes qui ont pris part à ce projet, en espérant ne pas en oublier.

Pour commencer je tiens à remercier les membres de mon jury : Muriel Andreani, Gianreto Manatschal, Mary-Alix Kaczmarek et Jacques Déverchère d'avoir accepté d'évaluer mes travaux. Je remercie tout particulièrement Muriel Andreani, Gianreto Manatschal d'avoir accepté d'être examinateurs de mon travail de thèse.

Merci également aux membres de mon comité de suivi individuel : Daniel Sauter, Benoit Ildefonse, Sidonie Révillon, Julie Perrot, Jacques Déverchère et Marc-André Gutscher pour leurs précieux conseils qui m'ont permis de recadrer le projet et d'avancer.

Je tiens à remercier très sincèrement mes encadrants Marcia Maia, Cédric Hamelin et Anne Briais, de m'avoir fait confiance et donné l'opportunité de mener ce projet. Merci de m'avoir porté, supporté et tant apporté durant ces trois ans.

Marcia, merci pour ta passion et ton enthousiasme communicatifs, merci pour ta patience à me réexpliquer plusieurs fois les mêmes choses, pour m'avoir poussé quand il le fallait, pour m'avoir encouragé, rassuré et ce toujours avec le sourire. Ce fut un plaisir de partager la campagne HERMINE2 avec toi.

Cédric, merci pour tes innombrables conseils, anecdotes et autres monologues de dix minutes, pour m'avoir fait (un peu plus) aimer la géochimie, pour ta patience et ta pédagogie pour m'expliquer parfois des concepts basiques et pour les discussions rugbystiques (je préférerai toujours Clermont, désolée).

Anne, merci pour tous tes conseils, pour ton sens du détail (notamment sur les cartes), pour ton aide avec SonarScope, pour ton soutien et pour nos petites discussions de 5 minutes qui duraient finalement 45.

Je remercie Daniele Brunelli pour son accueil à Modena. Pour son aide, ses conseils, et idées pour le volet pétrologique de ce travail. Merci également pour sa contribution et ses retours sur la partie volcano-structurale de ce travail.

Un grand merci à Hervé Guillou pour son aide dans le choix, la préparation des échantillons pour les datations et pour leur réalisation. Merci également à Vincent Scao pour la réalisation des datations.

Merci (encore) à Marcia Maia et Daniele Brunelli pour avoir monté et mené le projet SMARTIES. Merci à l'équipage du *Pourquoi Pas ?*, à l'équipe Nautille et à l'équipe scientifique de la campagne pour leur aide dans l'acquisition et le traitement des données utilisées pour cette thèse.

Merci à Christophe Hémond, Ewan Pelleter et Mathieu Rospabé d'avoir pris le temps d'échanger et pour leurs conseils, avis sur ce travail.

Je tiens également à remercier chaleureusement :

Jean-Pierre Oldra pour son aide dans la préparation des échantillons et pour ses lames minces (d'une qualité incomparable). Céline Liorzou pour la préparation et l'analyse des éléments majeurs sur roche totale à l'ICP-AES. Marie-Laure Rouget pour la préparation et l'analyse des éléments traces roche totale à l'ICP-MS. Jessica Langlade pour son aide, ses conseils pour les analyses ponctuelles et les cartographies chimiques réalisées à la microsonde. Philippe Nonnotte pour son aide dans la préparation et le choix des échantillons pour les datations, pour toutes les discussions de sciences et sur d'autres sujets. Michela Grammatica et Tommaso Giovanardi pour leur aide pour les analyses en éléments traces des minéraux par LA-ICP-MS et la correction des données. Olivier Soubigou pour son aide avec le logiciel Adélie vidéo.

Merci à Ewan Pelleter et Cécile Cathalot de m'avoir permis de participer et de découvrir le monde des campagnes océanographiques durant HERMINE2. Merci de m'avoir donné l'extraordinaire opportunité de faire une plongée Nautille et de découvrir de mes propres yeux ce que je ne voyais qu'à travers un écran. Petite pensée pour la super équipe cailloux : Sandrine, Audrey, Ewan, Florian, Mathieu, Mickael (vive les textures saucisson, bleu et oréo et surtout vive les basaltes).

Je tiens également à remercier les membres du laboratoire Geo-Ocean pour leurs échanges et leur accueil. Merci également à l'équipe administrative : Margot, Véronique et Charlotte pour leur formidable travail et pour leur soutien au quotidien.

Evidemment la thèse ne serait pas la thèse sans tous les copains doctorants et post-docs. Dans le désordre : Noémie, Juliette, Lyndsay, Ophélie, Amandine, Zoé, Alex, Clarisse, Jean-Marie, Pedro, Paul, Edgar, Vaibhav. Merci pour toutes les pauses café sans fin, d'avoir partagé des moments de rire, de doute, merci de votre soutien. Un merci spécial à mes très chers co-bureau : Lucas, Théo, Pierre-Yves et Zhiteng (it was a pleasure to meet and work with you !) qui ont dû supporter mes blagues, m'écouter râler, parler des heures de cailloux le tout sans jamais « broncher », ni s'endormir.

Un grand merci à Manon et Léna, ce fut un réel plaisir de vous rencontrer toutes les deux. Le séjour à Modena fut une superbe expérience et c'est en partie grâce à vous. Manon merci encore pour ton accueil, pour tes petits passages de 5 minutes dans le bureau, tes conseils et promis nous le ferons ce cours de QGIS. Léna merci pour toutes les discussions scientifiques (et moins scientifiques) que nous avons pu avoir, pour souvent arriver à la même conclusion : zone SMARTIES = bazar.

Merci à tous mes amis de Vichy, de l'Oise, de Clermont pour leur soutien et leur compréhension, sachez que votre amitié m'est très précieuse.

Charlotte, merci mille fois pour tout. Cela fait une dizaine d'années que nous nous connaissons (ça ne nous rajeunit pas) et que tu me soutiens, m'encourages, me pousses quasiment au quotidien. Je ne suis pas sûre que sans ton aide je sois parvenue à faire ce que je fais aujourd'hui. Puis merci pour toutes les blagues, moqueries, fous rires (rideau de pluie) que nous avons partagé. Evidemment merci à Ba qui a dû supporter cela par procuration.

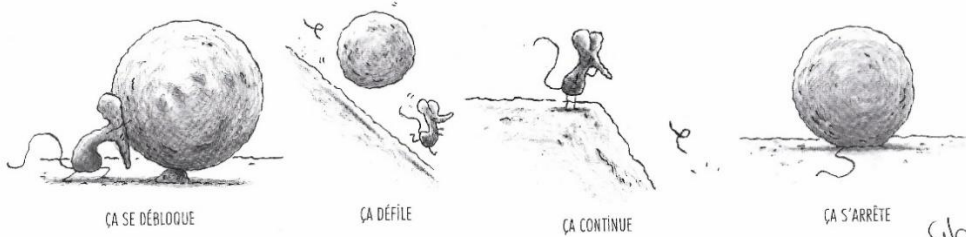
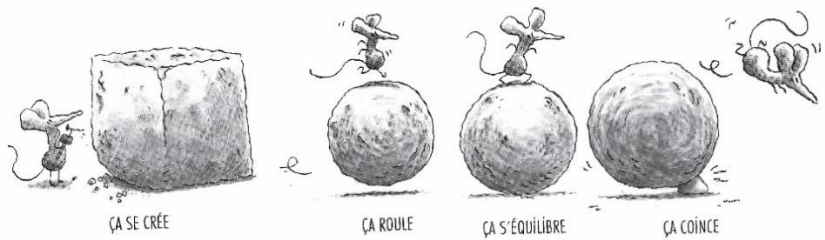
Je voudrais remercier ma famille pour son soutien sans faille et sans loose, ses mots d'encouragement et les colis alimentaires pour m'aider à survivre !

Enfin merci du fond du cœur à mes parents, pour leur soutien inconditionnel. Merci de m'avoir patiemment écouté parler de cailloux, volcans, magma, depuis des années sans comprendre la moitié des choses que je racontais (j'espère que vous avez au moins compris ce qu'est un pillow). Vous m'avez toujours encouragée, supportée quelques soit mes choix, sans vous je n'en serai pas là aujourd'hui. Merci.

Ce travail a été soutenu par la Région Bretagne et par le projet ISblue "Interdisciplinary graduate school for the blue planet" co-financé par une aide de l'Etat gérée par l'Agence Nationale de la Recherche au titre du programme « Investissements d'avenir » intégré à France 2030, portant la référence ANR-17-EURE-0015.

Thèse
la ~~vie~~
c'est
caillou

.PARCE QUE.



Sylvain

Textes et dessins de Sylvain Belcour.

Table des matières

Chapitre I : Introduction	15
I.1. Dorsales lentes et ultra-lentes	16
I.1.1. Généralités et diversité des dorsales océaniques	16
I.1.2. Diversité des dorsales lentes et ultra-lentes	17
I.1.3. Segmentation des dorsales	20
I.1.3.1. Discontinuités de 1 ^{er} ordre : failles transformantes et interactions avec la dorsale	20
I.1.3.2. Discontinuités de 2 nd ordre : discontinuités non-transformantes	23
I.1.4. Caractéristiques morpho-structurales de la Zone Néo-Volcanique	27
I.1.4.1. Les rides volcaniques axiales	28
I.1.4.2. Edifices et terrains volcaniques	32
I.1.4.3. Morphologie des coulées de lave	35
I.1.4.4. Failles et fissures	38
I.2. Pétrogénèse des basaltes de dorsale médio-océanique	42
I.2.1. Genèse des basaltes de dorsale médio-océanique	42
I.2.2. Stockage et évolution des liquides	45
I.3. Objectifs de la thèse	48
Chapitre II : Contexte géologique	51
II.1. Atlantique Equatorial	52
II.2. La faille transformante de la Romanche	58
II.2.1. L'axe de la dorsale Médio-Atlantique entre les failles transformantes de la Romanche et Chain	58
II.2.2. Intersection est entre la faille transformante de Romanche et la dorsale Médio-Atlantique	59
II.3. La campagne SMARTIES	63
Chapitre III : Structure de la zone néo-volcanique et datations	69
III.1. Introduction	70
III.2. A deep dive into a ridge-transform fault intersection: volcano-tectonic relationships in an enhanced cold-edge effect at the Romanche Fracture Zone	71
III.2.1. Abstract	71
III.2.2. Plain language summary	72
III.2.3. Introduction	73

III.2.4. Geological setting.....	75
III.2.5. Data acquisition and analysis methods	77
III.2.5.1. Bathymetry and backscatter data.....	77
III.2.5.2. Submersible videos and pictures	79
III.2.5.3. Volcano-tectonic mapping.....	79
III.2.5.4. Morphology measurements	84
III.2.5.5. Geochronology: Selection criteria and sample preparation.....	84
III.2.6. Results	85
III.2.6.1. General structure of the super-segment between the Romanche and Chain transform faults	85
III.2.6.2. Segment RC2	88
III.2.6.3. Segment RC3	91
III.2.6.4. Non-transform discontinuity 1	92
III.2.6.5. Non-transform discontinuity 2	96
III.2.6.6. Quantitative analysis of the volcanic edifices morphology	97
III.2.6.7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages.....	98
III.2.7. Discussion.....	100
III.2.7.1. Changes in the tectonic style with distance from the Romanche transform fault.....	100
III.2.7.2. Variations in the volcanic constructions along the axial domain.....	103
III.2.7.3. Relationships between tectonics and volcanism	105
III.2.8. Conclusion	108
III.3. Conclusion.....	109
Chapitre IV : Du réservoir magmatique au plancher océanique : dynamiques de stockage et d'ascension de magmas.....	111
IV.1. Introduction.....	112
IV.2. Article en préparation.....	114
IV.2.1. Abstract.....	114
IV.2.2. Introduction	115
IV.2.3. Geological context.....	116
IV.2.3. Methods	120
IV.2.3.1. Whole rock: major and trace elements	120
IV.2.3.2. Minerals: major and trace element analysis and imaging	120
IV.2.3.3. Pyroxenes geothermobarometry.....	121

IV.2.4. Results	122
IV.2.4.1. Petrology and mineral texture	122
IV.2.4.2. Whole rock compositions: major and trace compositions	129
IV.2.5.2. Mineral geochemistry	133
IV.2.4.3. Geothermobarometry	141
IV.2.5. Discussion	142
IV.2.5.1. Mantle sources of dive SMA1974 basalts	142
IV.2.5.2. Storage conditions of K-MORBs	144
IV.2.5.3. Storage dynamics of K-MORBs	147
IV.2.5.4. Eruptive event	149
IV.2.6. Conclusion	151
IV.3. Conclusion	152
Chapitre V : Conclusions et perspectives	155
V.1. Conclusions	156
V.2. Travaux futurs	161
VI. Références	163
VII. Annexes	197

Table des figures et tableaux

Figure 1.1 : Profils bathymétriques transversaux de dorsales et illustration de la zone néo-volcanique pour différents taux d'expansion.....	16
Figure 1.2 : Relief de l'axe et épaisseur de la croûte sismique en fonction du taux d'ouverture.....	18
Figure 1.3 : Schéma des différentes morphologies observés dans les dorsales ultra-lentes.....	19
Figure 1.4 : Bathymétrie d'un segment de la dorsale Médio-Atlantique nord.....	21
Figure 1.5 : Schémas structuraux des discontinuités non-transformantes observées le long d'une dorsale lente.....	24
Figure 1.6 : Schémas structuraux des discontinuités non-transformantes observées le long de la dorsale ultra-lente.....	25
Figure 1.7 : Carte géologique d'une ride volcanique axiale de la dorsale Médio-Atlantique (45°N)	29
Figure 1.8 : Schéma évolutif du cycle de vie d'une ride axiale volcanique de la dorsale de Reykjanes.....	31
Figure 1.9 : Edifices et terrains volcaniques composant les rides axiales volcaniques.....	33
Figure 1.10 : Etapes de formation et d'écoulement de pillows lava allongés.....	35
Figure 1.11 : Photographies de pillow lavas et morphologies associées.....	37
Figure 1.12 : Photographies de laves lobées et de laves plates.....	38
Figure 1.13 : Schéma des principales structures tectoniques pouvant affecter le plancher océanique et les rides axiales.....	39
Figure 1.14 : Coupes transversales de segments magmatiques avec une accrétion asymétrique et symétrique.....	41

Figure 1.15 : Modèle conceptuel de l'effet de la température potentielle du manteau et de la teneur en H ₂ O dans la source sur le régime de fusion des dorsales médio-océaniques.....	44
Figure 1.16 : Modèle interprétatif d'un réservoir magmatique sous une dorsale lente ou à faible apport magmatique.....	46
Figure 1.17 : Variation du nombre, de la taille, de la profondeur des réservoirs, de la composition des magmas, de la fréquence d'éruption et de l'apport magmatique en fonction de la vitesse d'ouverture.....	47
Figure 1.18 : Modes d'accrétion du plancher océanique en fonction du taux d'ouverture et de l'apport magmatique.....	49
Figure 2.1 : Carte bathymétrique de l'Atlantique Equatorial.....	52
Figure 2.2 : Teneurs en Na ₂ O et K ₂ O, rapports isotopiques du Pb, Sr et Nd et rapport (La/Sm) _n dans les verres des MORB de l'Atlantique Equatorial.....	56-57
Figure 2.3 : Schéma interprétatif de la part est de la faille transformante de la Manche.....	59
Figure 2.4 : Modèle prédictif de la production de liquide magmatique généré le long de l'axe à l'intersection est entre la faille transformante de la Manche et la dorsale Médio-Atlantique.....	61
Figure 2.5 : Comparaison entre les paramètres de fusion prédits pour la zone axiale et les compositions mesurées des MORBs collectés le long de l'axe.....	62
Figure 2.6 : Carte de localité des plongées Nautile réalisées lors de la campagne SMARTIES.....	64
Figure 2.7 : Répartition de la nature lithologique des échantillons collectés lors de la campagne SMARTIES.....	65
Figure 2.8 : Carte de localité des OBS déployés lors de la campagne SMARTIES.....	66

Figure 3.1: Bathymetric map of the ERRTI.....	75
Figure 3.2: Bathymetry and backscatter mosaic of the neo-volcanic zone at the ERRTI.....	78
Figure 3.3: Types of lava flows, other than pillow lavas.....	81
Figure 3.4: Rock types other than basaltic lava flows.....	82
Figure 3.5: Structural features observed during dives.....	83
Figure 3.6: Bathymetric map of the MAR axis at the ERRTI.....	87
Figure 3.7: Multibeam bathymetry, backscatter and structural maps of segment RC2.....	89
Figure 3.8: Geological map of dive SMA1975.....	90
Figure 3.9: Multibeam bathymetry, backscatter, and structural maps of the northern part of the segment RC3.....	92
Figure 3.10: Multibeam bathymetry, backscatter and structural maps of the western part of NTD1.....	93
Figure 3.11: Geological map of the dive SMA1970.....	95
Figure 3.12: Multibeam bathymetry, backscatter and structural maps of the eastern part of the NTD1.....	95
Figure 3.13: Multibeam bathymetry, backscatter and structural maps of the NTD2.....	96
Figure 3.14: Median morphology parameters of cones for each segment and discontinuity.....	97
Figure 3.15: Median morphology parameters of seamounts for each segment and discontinuity.....	98
Table 3.1: Summary of the seamount characteristics in the neo-volcanic zones of NTD1, RC2 and RC3.....	98

Table 3.2: Summary of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from incremental heating experiments on groundmass splits.....	99
Figure 3.16: 3D sketch illustrating the possible magmatic supply of the two segments and the two discontinuities.....	102
Figure 3.17: Cumulative count of seamounts as a function of height in RC2 and RC3 compared to previous studies.....	104
Figure 4.1 : Cartes bathymétrique et géologique du segment RC2.....	113
Figure 4.2: Geologic and structural map of the northern part of the segment RC2 and geological and structural map zoomed on the dive SMA1974.....	118
Figure 4.3: Geological map of the area of the dive SMA1974 and samples localization.....	123
Figure 4.4: Seamount samples plate.....	125
Figure 4.5: Cone samples plate.....	126
Figure 4.6: Narrow ridge sample plate.....	127
Figure 4.7: Axial volcanic ridge sample plate.....	128
Figure 4.8: Total Alkali-Silica and histogram of the ratio $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$	129
Figure 4.9: Geochemical map in K_2O of sample SMA1974-278.....	131
Figure 4.10: Rare-Earth Element and extended trace element patterns of glass and whole rock.....	132
Figure 4.11: Major olivine composition.....	133
Figure 4.12: An content SiO_2 for plagioclase phenocrysts and micro-phenocrysts.....	134
Figure 4.13: Quadrilateral diagram after Morimoto (1989) to classify the clinopyroxenes, TiO_2 versus Al_2O_3 and Cr_2O_3 versus Al_2O_3 for all clinopyroxenes.....	135

Figure 4.14: Geochemical map of sample and electron microprobe profiles SMA1974-279.....	137-138
Figure 4.15: Rare-Earth Element and Extended trace element patterns of clinopyroxenes.....	139
Figure 4.16: TiO ₂ content versus Al ₂ O ₃ and Cl content in wt % versus Si in apfu for amphiboles microlites.....	140
Table 4.1: Major element composition of biotites measured with EMPA.....	141
Figure 4.17: Plot Dy/Yb versus K/Yb.....	143
Figure 4.18: Comparison between the crystallization depth of clinopyroxenes calculated and microearthquakes observed in RC2	146
Figure 4.19: Distribution of Cr in clinopyroxenes.....	147
Figure 4.20: Schematic model of the crystallization and eruptive history of the samples SMA1974-278 and SMA1974-279.....	150
Figure 5.1: Schéma 3D illustrant la réparation supposée de l'apport magmatique depuis NTD1 jusqu'à RC3.....	159

Chapitre I : Introduction

I.1. Dorsales lentes et ultra-lentes

I.1.1. Généralités et diversité des dorsales océaniques

Les dorsales médio-océaniques (mid-oceanic ridge, MOR) sont les plus longues structures volcaniques présentes à la surface de la Terre, avec ~65 000 km de long (Searle, 2013). Ce sont des limites de plaques divergentes, c'est-à-dire qu'elles marquent la limite où des plaques océaniques s'écartent l'une de l'autre. Ces dorsales sont classées suivant leur vitesse d'expansion : rapide (90-150 mm/an), intermédiaire (50-90 mm/an), lente (20-50 mm/an) et ultra-lente (< 20 mm/an).

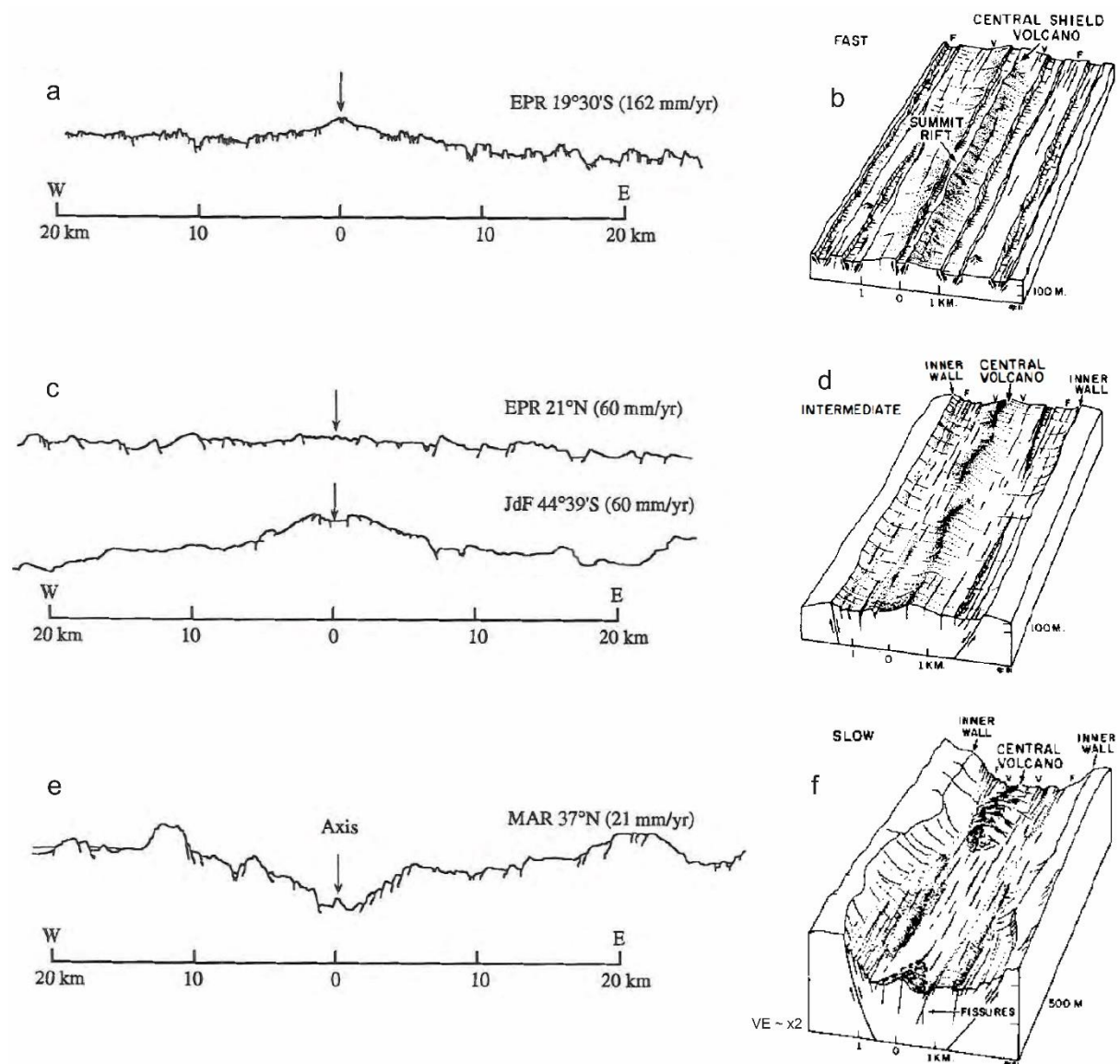


Figure 1.1 : Profils bathymétriques transversaux de dorsales (à gauche) et illustration de la zone néo-volcanique (à droite) pour différents taux d'expansion. EPR 19°30'S pour East Pacific Ridge est une dorsale à expansion rapide avec un dôme axial, tandis que la MAR (Mid-Atlantique Ridge) est une dorsale lente avec une vallée axiale marquée et au centre une ride volcanique axiale. Les dorsales à vitesse d'expansion intermédiaire (Juan de Fuca et East Pacific Ridge 21°N) montrent des structures

intermédiaires entre celles des dorsales lente et rapide avec une vallée axiale peu marquée et un dôme axial au centre. a, c, e modifié depuis Perfit and Chadwick (1998). b, d, f modifié depuis Macdonald (1982).

Les dorsales rapides, dont la dorsale Est-Pacifique est un exemple typique, ont des morphologies homogènes. Elles sont caractérisées par une ride axiale centrale en forme de dôme (Figure 1.1a), de largeur comprise entre 8 et 10 km, formant un relief de 200-400 m au-dessus du plancher océanique (Lonsdale 1977; Macdonald et al., 1992) (Figure 1.1a-b). Le lieu principal des éruptions est une dépression axiale, de quelques centaines de mètres de largeur et de moins de 100 m de hauteur, située au sommet du dôme (Macdonald, 2001 ; Searle, 2013).

Par contraste, l'archétype de la dorsale lente, comme la dorsale Médio-Atlantique, est caractérisé par une large vallée axiale (10-20 km) et par une ride axiale présente au cœur de la vallée mesurant 1-3 km de haut. La vallée axiale interne (5-12 km de large) est bordée par de grandes failles normales (Macdonald and Luyendyk 1977; Tapponnier and Francheteau 1978) (Figure 1.1e). L'activité volcanique se concentre dans cette partie interne de la vallée axiale, appelée zone néo-volcanique (Perfit and Chadwick, 1998), avec au centre une ride volcanique axiale (Axial Volcanic Ridge, AVR) (Figure 1.1f).

La morphologie des dorsales à taux d'ouverture intermédiaire, comme la dorsale Juan de Fuca (Figure 1.1c), peut être très variable, allant de la morphologie similaire à celle des dorsales rapides avec un dôme axial, jusqu'aux morphologies typiques des dorsales lentes avec une vallée axiale de 2-4 km de large (Figure 1.1d) (Carbotte et al., 2015).

I.1.2. Diversité des dorsales lentes et ultra-lentes

Depuis le début des années 2000s, l'exploration géologique des dorsales lentes a mis en évidence une large variabilité de leur relief axial, indépendamment du taux d'ouverture (Dick et al., 2003; Figure 1.2).

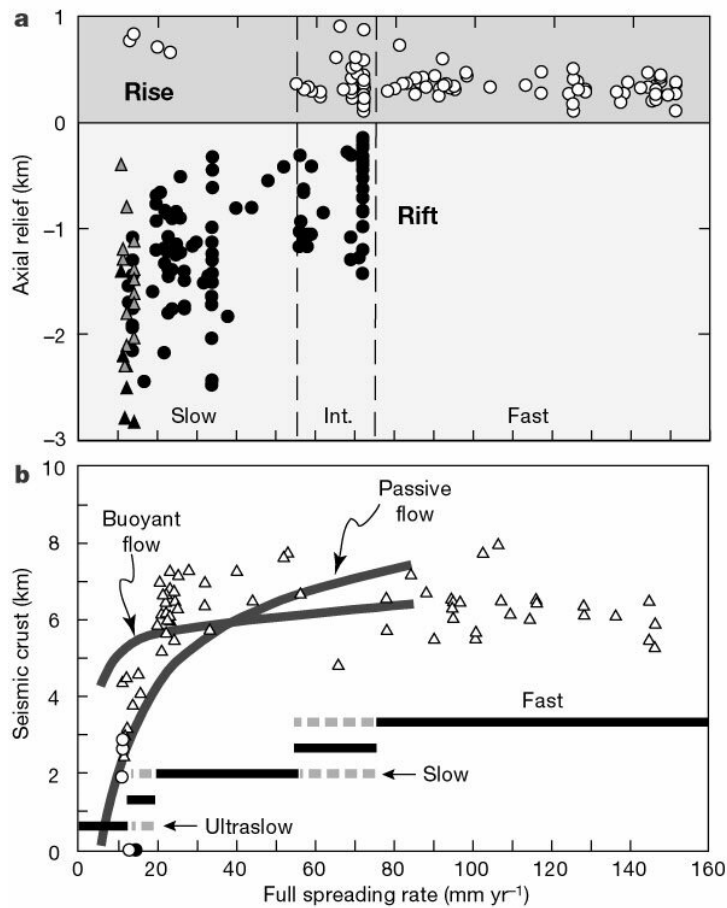


Figure 1.2 : **a** Relief de l'axe et **b** épaisseur de la croûte sismique en fonction du taux d'ouverture. Pour ces deux paramètres, les dorsales lentes/ultra-lentes montrent une plus large variabilité que les dorsales rapides. D'après Dick et al. (2003).

L'un des paramètres proposés pour contrôler ces variations est la température mantellique et l'apport magmatique corrélé. La dorsale de Reykjanes en est le parfait exemple. A l'approche du point chaud de l'Islande la structure de l'axe passe d'une vallée axiale à un haut axial, similaire à une morphologie de dorsale intermédiaire à rapide (Keeton et al., 1997; Searle et al., 1998b; Höskuldsson et al., 2007). A proximité du point chaud, la profondeur de l'axe diminue, passant de 2500 m à 300 m sous le niveau marin (Keeton et al., 1997; Höskuldsson et al., 2007). Ces observations sont attribuées à une température mantellique plus élevée liée à la présence du point chaud (White et al., 1995; Poore et al., 2011) entraînant une plus forte production de magma et une diminution de la densité mantellique, occasionnant la remontée de la dorsale par flottabilité thermique (White et al., 1995; Searle et al., 1998b; Höskuldsson et al., 2007).

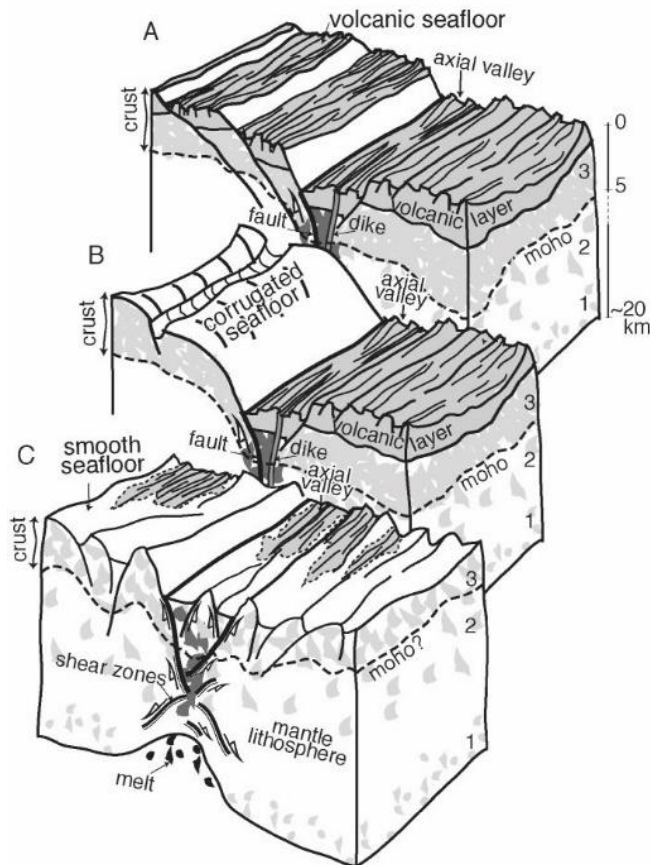


Figure 1.3 : Schéma des différentes morphologies observées dans les dorsales ultra-lentes organisé dans un ordre de diminution de l'apport magmatique de haut en bas. A Morphologie volcano-tectonique. B Morphologie volcanique avec faille de détachement ondulée (corrugations). Ces morphologies sont également observées au niveau des dorsales lentes. C Morphologie lisse avec du volcanisme axial peut présent voir absent. D'après Cannat et al., (2006).

A l'extrême opposé, les dorsales ultra-lentes, peu approvisionnées en magma (exemple, la dorsale Sud-Ouest Indienne), sont caractérisées par l'alternance de segments magmatiques et amagmatiques (Michael et al., 2003; Dick et al., 2003; Cannat et al., 2006). Les portions magmatiques ont des structures similaires à celles observées au niveau des dorsales lentes, avec une vallée axiale marquée et des rides volcaniques axiales (Figure 1.3 A-B). Dans les segments amagmatiques le volcanisme est très éparé, voir absent, le plancher océanique est lisse et quasiment entièrement composé de roches dérivées du manteau (Figure 1. 3 C) (Dick et al., 2003; Cannat et al., 2006). Les rares manifestations de l'activité volcanique observées dans ces segments sont présentes sous la forme de centres volcaniques composés de larges volcans et de rides allongées (Mendel et al., 1997; Cannat et al., 1999; Okino et al., 2002; Michael et al., 2003). Ces segments non-volcaniques peuvent mesurer plusieurs centaines de kilomètres de long.

I.1.3. Segmentation des dorsales

Les dorsales sont découpées en super-segments et segments respectivement par des failles transformantes et des discontinuités non-transformantes (MacDonald et al., 1991). Ces discontinuités sont présentes aussi bien dans les dorsales rapides que dans les dorsales ultra-lentes.

I.1.3.1. Discontinuités de 1^{er} ordre : failles transformantes et interactions avec la dorsale

Les failles transformantes (FT) constituent le 1^{er} ordre de segmentation des dorsales océaniques et subdivisent les dorsales en super-segments. Elles correspondent à des limites où les contraintes cisailantes se focalisent dans des zones décrochantes étroites, formant des décalages "rigides" comme les plaques qu'elles séparent (Grindlay et al., 1991). Elles sont orthogonales aux segments et parallèles à la direction d'expansion. L'initiation de ces grandes structures tectoniques a fait l'objet de nombreux modèles analogues et numériques (Gerya 2012, 2013a, b; Illsley-Kemps et al., 2018). Ces failles se développent en plusieurs étapes (Gerya 2013a, b). Le stade initial, correspondant à la formation d'un rift continental due à de l'extension locale, est suivi par la formation et propagation de centres d'expansion océaniques qui commencent à interagir, formant une zone d'accommodation entre les rifts. Cette zone va rétrécir pour devenir une faille proto-transformante (orientée $\sim 20^\circ$ par rapport à la direction d'expansion), qui, en se développant, va totalement séparer deux plaques et couper la propagation des centres d'expansion. La dernière étape est caractérisée par la rotation graduelle de la faille proto-transformante jusqu'à atteindre une structure de faille transformante, décalant des centres d'expansion stables. Plus récemment (Illsley-Kemps et al., 2018) ont montré que la faille proto-transformante pouvait être initiée pendant la dernière étape de rift continental avant l'initiation de l'expansion océanique.

Ces failles décrochantes décalent l'axe de la ride sur des distances allant de 30 à 900 km, correspondant, pour des taux d'accrétion lents, à des décalages d'âge de 2 à 50 Ma environ entre l'axe de la dorsale et la lithosphère opposée. Au niveau de la dorsale Médio-Atlantique, les failles transformantes décalent l'axe de la dorsale à des intervalles compris entre 200 et 800 km (Sempéré et al., 1993). Les traces hors axe de ces failles transformantes, devenues inactives, sont les zones de fracture. Elles sont proches des lignes de flux du mouvement des plaques.

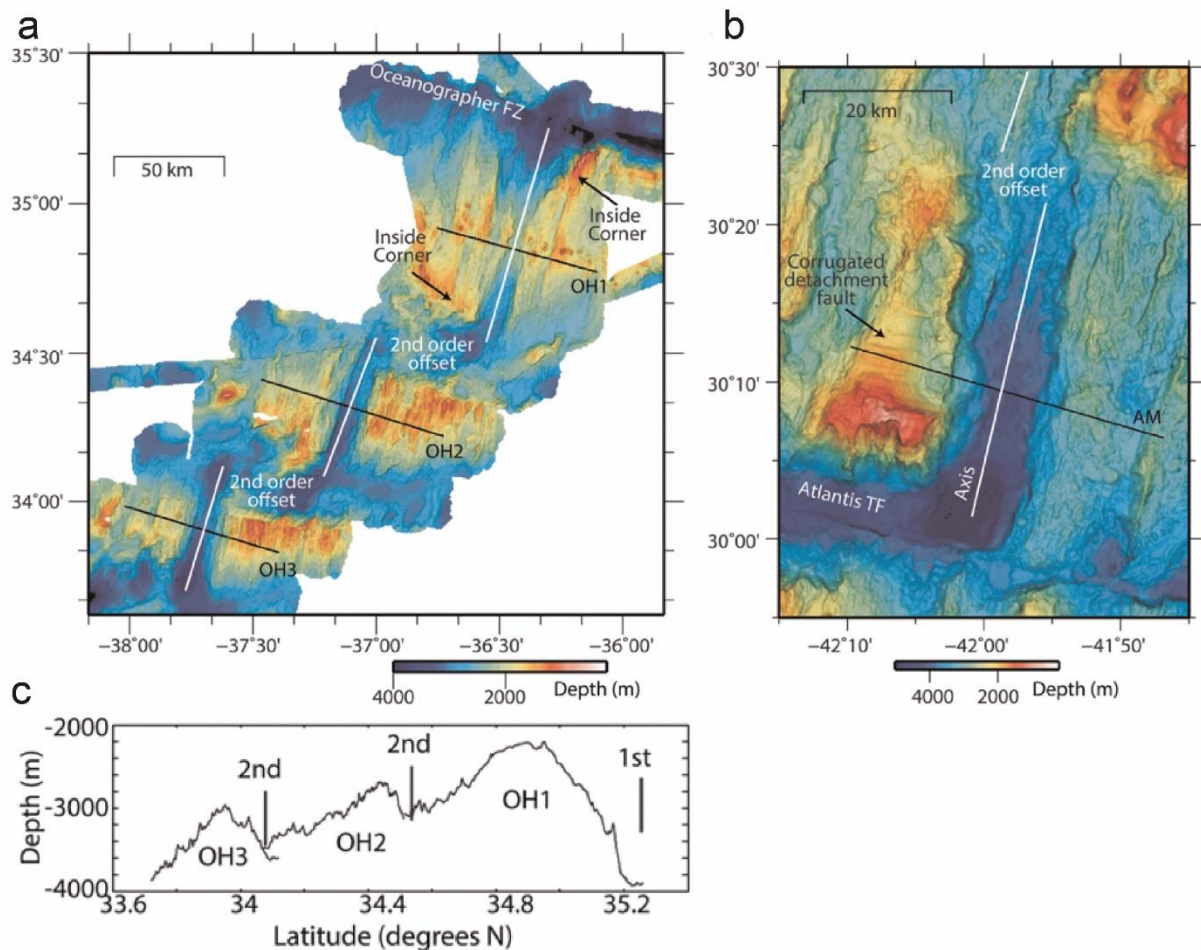


Figure 1.4 : Bathymétrie d'un segment de la dorsale Médio-Atlantique nord illustrant la variabilité de la morphologie des dorsales lentes. **a** Bathymétrie de trois segments de second ordre au sud de la faille transformante d'Oceanographer. Les lignes blanches représentent l'axe de la dorsale. **b** Bathymétrie de l'intersection nord entre la dorsale Médio-Atlantique et la faille transformante d'Atlantis. **c** Profil le long de l'axe des segments au sud de la transformante d'Oceanographer illustrant les profondes extrémités et les centres des segments moins profonds. Modifié d'après Carbotte et al., (2015).

La morphologie des super-segments des dorsales lentes correspond à la morphologie générale de ces dorsales précédemment décrites, avec une vallée axiale marquée et une ride volcanique axiale au centre. Cependant cette morphologie varie à l'approche des failles transformantes. L'intersection entre la faille transformante et l'axe de la dorsale forme quasiment un angle droit, avec un coin interne (compris entre la faille transformante et la dorsale) et un coin externe (sur la partie externe de l'intersection, côté zone de fracture) (Figure 1.4 a-b). Un bassin nodal est également présent au niveau de l'intersection (MacDonald et al., 1979; Fox and Gallo, 1984). Le grand décalage dû à la présence d'une faille transformante a un fort impact sur le manteau lithosphérique axial. Ces zones d'intersections, appelées RTI pour ridge-transform intersection, correspondent à la juxtaposition de la lithosphère axiale du segment actif, chaude et fine avec la vieille lithosphère froide et épaisse au-delà de la FT (Fox and

Gallo, 1984). Ce contraste de température entraîne la diminution de la température potentielle du manteau axial. Cet effet, dit de paroi froide, a pour conséquence un épaissement de la lithosphère axiale à l'approche de la faille transformante (Fox and Gallo, 1984). Cette lithosphère axiale plus épaisse se « soude » avec la lithosphère froide opposée. La formation de cette soudure engendre une modification progressive du champ de contrainte à proximité de la RTI, due à la combinaison de la contrainte extensive au niveau de la dorsale et de la contrainte décrochante induite par la faille transformante. Cette variation de la contrainte se manifeste par le développement de failles et de structures volcaniques de direction oblique aussi bien à la direction d'expansion qu'à celle de la faille transformante. Ces structures peuvent être observées jusqu'à 30 km de distance de l'intersection (Fox and Gallo, 1984). L'approche de l'intersection s'accompagne également d'une augmentation de la profondeur de l'axe de la dorsale (de 500 à 2000 m de variation) (Figure 1.4 c).

La diminution de la température du manteau entraîne la diminution du taux de fusion à l'approche de l'intersection. La production de magma est donc moindre et la croûte basaltique au niveau des RTI est plus fine qu'au centre des segments (Fox and Gallo 1984). A l'approche de la faille transformante, certaines rides volcaniques axiales sont moins marquées, elles se fragmentent en groupes ou alignements de monts sous-marins isolés, ce qui est cohérent avec une diminution de l'apport magmatique (Carbotte et al., 2015). Cependant, au niveau de certaines intersections, comme l'intersection est entre la faille transformante de Vema et la dorsale Médio-Atlantique, du volcanisme récent a été observé dans le bassin nodal. Ce bassin a une structure particulière puisqu'il est coupé en deux par une ride volcanique majeure et deux rides secondaires (Auzende et al., 1990; Mamaloukas-Frangoulis et al., 1991). Le volcanisme dans le bassin est attribué à la présence d'un réservoir magmatique axial proche de la RTI bien approvisionné (Mamaloukas-Frangoulis et al., 1991).

L'effet de paroi froide influence également la composition des basaltes, dont la composition varie entre N-MORB et E-MORB à l'approche de la transformante (Hekinian and Thompson, 1976; Phipps Morgan and Forsyth, 1988). Cette variabilité est due à de faibles taux de fusion associés à la diminution de la température mantellique, et à l'approfondissement de la zone de fusion (proche de la zone de stabilité du grenat) à proximité de la faille transformante. Les faibles taux de fusion observés proche des intersections peuvent également favoriser l'échantillonnage de petites hétérogénéités mantelliques (Bender et al., 1984). La composition des basaltes sera discutée dans la partie I.2. Les observations au niveau de différentes failles

transformantes ainsi que les modèles tendent à montrer que ces différents effets vont être plus importants avec l'augmentation de la longueur du décalage induit par les failles transformantes (Fox and Gallo, 1984; Ligi et al., 2008).

I.1.3.2. Discontinuités de 2nd ordre : discontinuités non-transformantes

Les super-segments sont eux-mêmes découpés en segments secondaires par des discontinuités non-transformantes (*non-transform discontinuities*, NTD) (exemples, décalages de 2nd ordre sur Figure 1.4). Contrairement aux failles transformantes, ces discontinuités sont associées à un comportement non-cassant. Dans les dorsales rapides par exemple, ces discontinuités, appelées *overlapping spreading center* (OSC), sont caractérisées par une dépression axiale de plusieurs centaines de mètres de profondeur, avec les extrémités des segments qui se recourbent l'un vers l'autre en se chevauchant (MacDonald and Fox, 1983). Elles décalent l'axe de la dorsale de 2 à 30 km environ (Macdonald et al., 1992). Dans la dorsale Médio-Atlantique, les discontinuités sont plus larges, elles décalent l'axe de la dorsale de 5 à 30 km, correspondant à des âges d'environ 0,5 à 1,7 Ma (Grindlay et al., 1991; Grindlay and Fox, 1993), tous les 20 à 100 km (Sempéré et al., 1993; Gente et al., 1995; Thibaud et al., 1998). Il est possible de suivre leur trace hors axe (sur la lithosphère âgée de plusieurs millions d'années), formant des terrains complexes, indiquant que ces discontinuités sont instables et éphémères (Grindlay et al., 1991).

Différents types de discontinuités non-transformantes ont été décrites (Grindlay et al., 1991) (Figure 1.5) :

- Discontinuités en-échelon avec un chevauchement des segments de la dorsale (Figure 1.5 a) : dans ces discontinuités, les extrémités des segments décalés se courbent l'un vers l'autre et montrent un léger chevauchement. Une courte zone éphémère cisailante peut se former et lier les deux extrémités des segments,
- Discontinuités en-échelon avec un bassin (Figure 1.5 b) : afin d'accommoder le cisaillement, un bassin extensif se développe au milieu de la discontinuité, l'axe longitudinal de ce dernier étant parallèle à l'axe des segments adjacents. De courtes failles décrochantes reliant la zone extensive aux segments de dorsale peuvent se développer,
- Zone cisailante oblique (Figure 1.5 c) : ces discontinuités sont plus longues que les autres avec des décalages compris entre 25-30 km. Un bassin

extensif est également présent, oblique d'environ 45° à la direction d'expansion. La zone extensive est souvent liée aux extrémités des segments par des failles décrochantes.

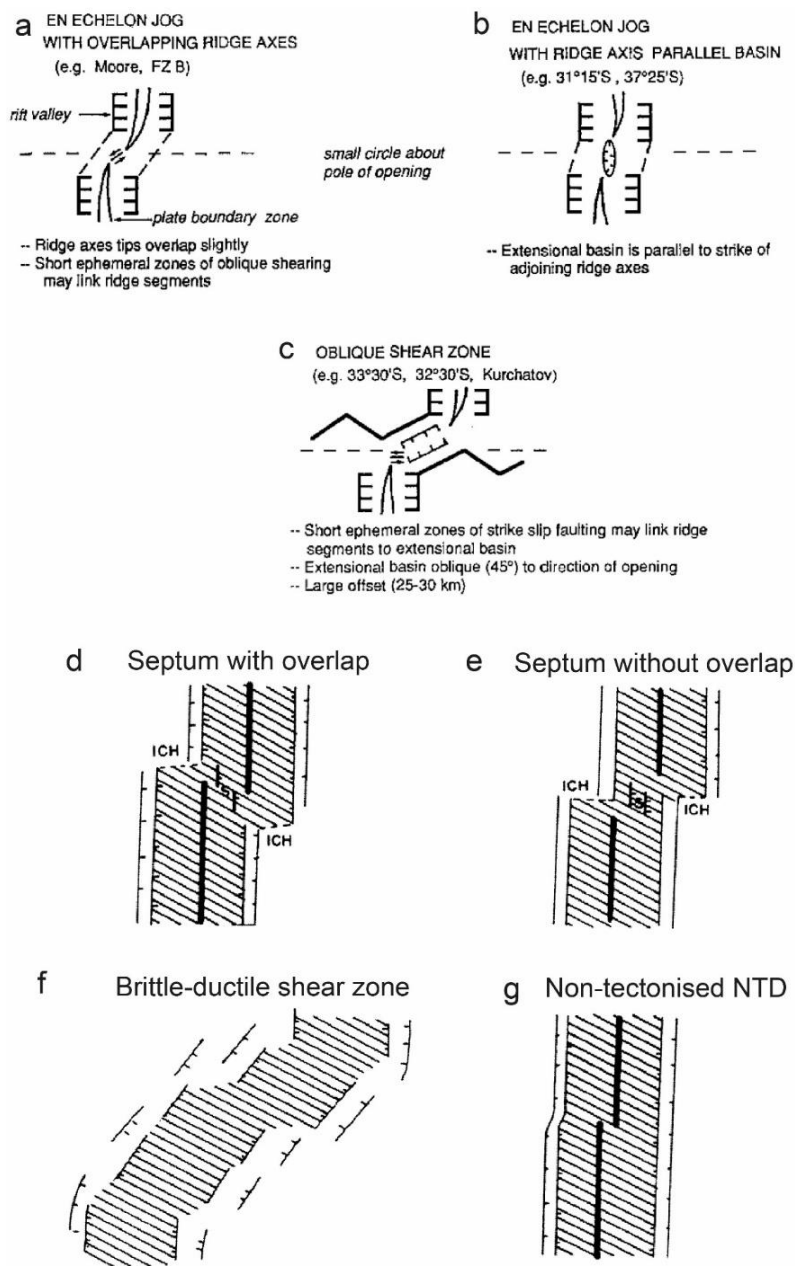


Figure 1.5 : Schémas structuraux des discontinuités non-transformantes observées le long d'une dorsale lente (dorsale Médio-Atlantique). a-c d'après Grindlay et al. (1991), d-g d'après Spencer et al. (1997).

Spencer et al. (1997) ont également défini différents types de discontinuités. Le premier est appelé décalage septal, caractérisé par un haut topographique qui sépare les deux segments extensifs, le décalage créé est compris entre 9 et 14 km. Ce type de discontinuité est divisé en deux sous-catégories, l'une caractérisée par un léger chevauchement des extrémités des segments avec le septum parallèle à l'axe de la

dorsale (Figure 1.5 d) et l'autre ne montrant pas de chevauchement mais un septum oblique à la direction de la dorsale (Figure 1.5 e). Le second type de discontinuité, appelé zone extensive cisailante, constitue un décalage avec des blocs basculés orienté $\sim 50^\circ$ par rapport à l'expansion avec du volcanisme entre les blocs (Figure 1.5 f). Le dernier type de discontinuité est non-tectonique, défini par de petits décalages de la ride volcanique axiale uniquement (inférieur à 4 km, soit inférieur à $\sim 0,26$ Ma), sans trace de chevauchements et de cisaillement entre les segments. Ces discontinuités non-tectoniques ne montrent pas de traces hors axe, ce qui suggère qu'elles ont des durées de vie très courtes (Figure 1.5 g).

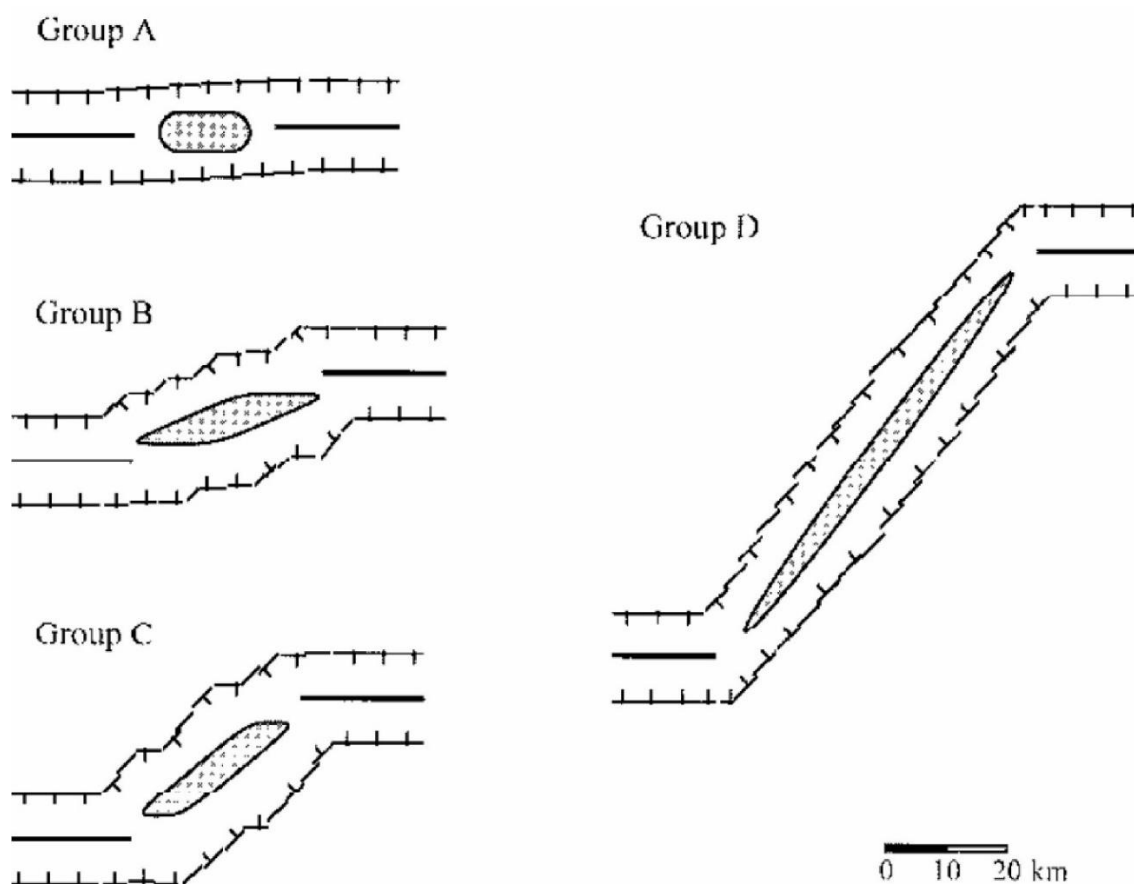


Figure 1.6 : Schémas structuraux des discontinuités non-transformantes observées le long de la dorsale ultra-lente (dorsale Sud-Ouest Indienne). D'après Mendel et al. (1997).

Deux grands types de discontinuités non-transformantes sont présentes dans les dorsales ultra-lentes. Le premier consiste en des discontinuités de petite taille, qui décalent l'axe de la dorsale de 0-13 km (Figure 1.6, Groupe A), elles sont légèrement obliques à la direction d'expansion et arrangées en petits bassins en échelon (Mendel et al., 1997 ; Sauter et al., 2001). Elles peuvent être assimilées aux discontinuités en échelon décrites dans la dorsale Médio-Atlantique par Grindlay et al. (1991) (Mendel

et al., 1997). Le deuxième type de discontinuité est plus diversifié, avec des décalages compris entre 13 et plus de 70 km avec au centre un bassin profond et oblique dont l'obliquité augmente avec le décalage (Cannat et al., 1999; Mendel et al., 1997; Sauter et al., 2001) (Figure 1.6, Groupes B-D). Ces discontinuités sont comparables aux zones cisailantes obliques de la dorsale Médio-Atlantique, bien qu'elles soient plus longues et plus obliques que les zones cisailantes des dorsales lentes (Mendel et al., 1997).

A proximité des discontinuités le champ de contraintes est modifié dû à l'interaction entre la contrainte extensive de la dorsale et la contrainte cisailante liée à la discontinuité. Cette contrainte cisailante est accommodée au niveau des extrémités des segments par la formation de failles obliques à l'expansion (Spencer et al., 1997; Gomez et al., 2006). Les modèles numériques prédisent que la zone de déformation cisailante et l'angle de courbure augmentent avec la longueur du décalage (Grindlay and Fox, 1993). Du fait de leur éloignement des centres des segments, plus magmatiques, le volume de magma produit au niveau des discontinuités est faible. L'activité volcanique se manifeste sous la forme de rides étroites ou bosselées (ces structures sont décrites en détail dans le paragraphe 1.3) (Spencer et al., 1997; Gràcia et al., 1999; Biais et al., 2000). Dans ces discontinuités le magma peut être transporté depuis le centre des segments magmatiques lors d'intrusions de dykes liés à des pulses magmatiques (Gràcia et al., 1997; Giusti et al., 2018).

Les segments de second ordre sont donc découpés et décalés les uns des autres par ces discontinuités non-transformantes. Ils sont bordés par des grandes failles normales se faisant face et délimitant la vallée axiale. Au centre de ces segments des rides volcaniques axiales sont souvent présentes, zones principales de l'activité volcanique. L'approvisionnement magmatique n'est pas réparti de manière uniforme homogène le long de ces rides. Elles s'affinent au niveau des extrémités des segments, étant moins approvisionnées en magma. En témoigne la variation d'épaisseur marquée de la croûte le long d'un segment de dorsale lente et ultra-lente. Des études basées sur les données gravimétriques ont montré la présence d'anomalies gravimétriques négatives sous le centre de segments de la dorsale Médio-Atlantique, interprétées comme une croûte épaisse (~7,5 km) (Kuo and Forsyth, 1988; Lin et al., 1990). Les extrémités de segments et les discontinuités qui les bordent sont, quant à elles, caractérisées par des anomalies positives, liées à une croûte plus fine (~4 km). Des études de sismique réfraction ont également montré que la croûte

est plus épaisse au centre des segment (7-8 km) et s'amincit à proximité des extrémités (2-3 km). Les variations d'épaisseur concernent surtout la couche de gabbro, tandis que la couche extrusive de basalte a une épaisseur plus constante (Tolstoy et al., 1993; Wolfe et al., 1995; Hooft et al., 2000). Cette variation de l'épaisseur de la croûte océanique est corrélée avec la présence d'une anomalie négative de vitesse sismique, ce qui suggère une répartition inégale du magma le long d'un segment, avec une forte focalisation de la fusion du manteau sous leur partie centrale (Dunn et al., 2005). La focalisation du magmatisme est également observée dans les dorsales ultra-lentes. Les longues discontinuités obliques sont des zones quasiment amagmatiques où la croûte basaltique est fine (~2 km) et où la lithosphère est froide et épaisse (Rommevaux-Jestin et al., 1997). L'apport magmatique est ainsi très concentré au niveau des segments magmatiques, plus courts que ceux de la dorsale Médio-Atlantique (~40-45 km de long) (Mendel et al., 1997; Rommevaux-Jestin et al., 1997; Sauter et al., 2001). Cette focalisation du magma se traduit par une croûte pouvant atteindre ~7 km d'épaisseur au niveau des centres des segments (Jokat et al., 2012; Minshull et al., 2006; Muller et al., 1999).

Sous ces segments, des réservoirs magmatiques peuvent se former au niveau de leur centre et sont probablement de petite taille et éphémères (Carbotte et al., 2015). Peu d'études sismiques réalisées au niveau des dorsales lentes et ultra-lentes ont permis d'imager et de localiser ces réservoirs, appuyant l'hypothèse de leur petite taille et de leur caractère éphémère. Une étude combinant des données sismiques et l'électromagnétisme a permis de mettre en avant la présence d'un réservoir magmatique sous la ride de Reykjanes à ~2,5 km de profondeur (Sinha et al., 1998). Une autre étude de sismique réflexion a pu localiser un réservoir magmatique à ~3 km de profondeur sous le volcan Lucky Strike, situé dans la dorsale Médio-Atlantique (Singh et al., 2006). Plus récemment, Meier et al., (2022) ont, par tomographie sismique, montré que sous la dorsale ultra-lente de Knipovich des zones de fusion partielles sphériques étaient présentes sous les centres volcaniques entre 7-9 km de profondeur.

I.1.4. Caractéristiques morpho-structurales de la Zone Néo-Volcanique

Dans les segments de second ordre, le volcanisme est concentré dans la partie néo-volcanique, plus particulièrement au centre des segments où le magma est focalisé. Les rides volcaniques axiales présentes au centre des segments de dorsales lentes et

ultra-lentes sont considérées comme le lieu principal de l'activité volcanique (Ballard and Van Andel, 1977; Smith and Cann 1993). Elles se construisent par éruptions successives, formant des volcans et des rides volcaniques allongées (Figure 1.7). Ces différents types d'édifices volcaniques sont eux-mêmes constitués de coulées de lave dont la morphologie varie, notamment avec le taux d'éruption. Ces édifices sont affectés par des failles et fractures.

I.4.1.1. Les rides volcaniques axiales

Les rides volcaniques axiales peuvent mesurer plusieurs dizaines de kilomètres de long, plusieurs kilomètres de large et jusqu'à plusieurs centaines de mètres de haut (Searle et al., 2010; Carbotte et al., 2015). Elles se construisent au cours d'éruptions successives de petit volume (Ballard and Van Andel, 1977; Sempéré et al., 1993; Smith et al., 1995; Smith and Cann, 1999) par intrusions successives de dikes (Head et al., 1996). Bien que le volcanisme soit focalisé au centre des segments sous les rides axiales, des édifices volcaniques peuvent se former sur le plancher océanique hors de la ride axiale.

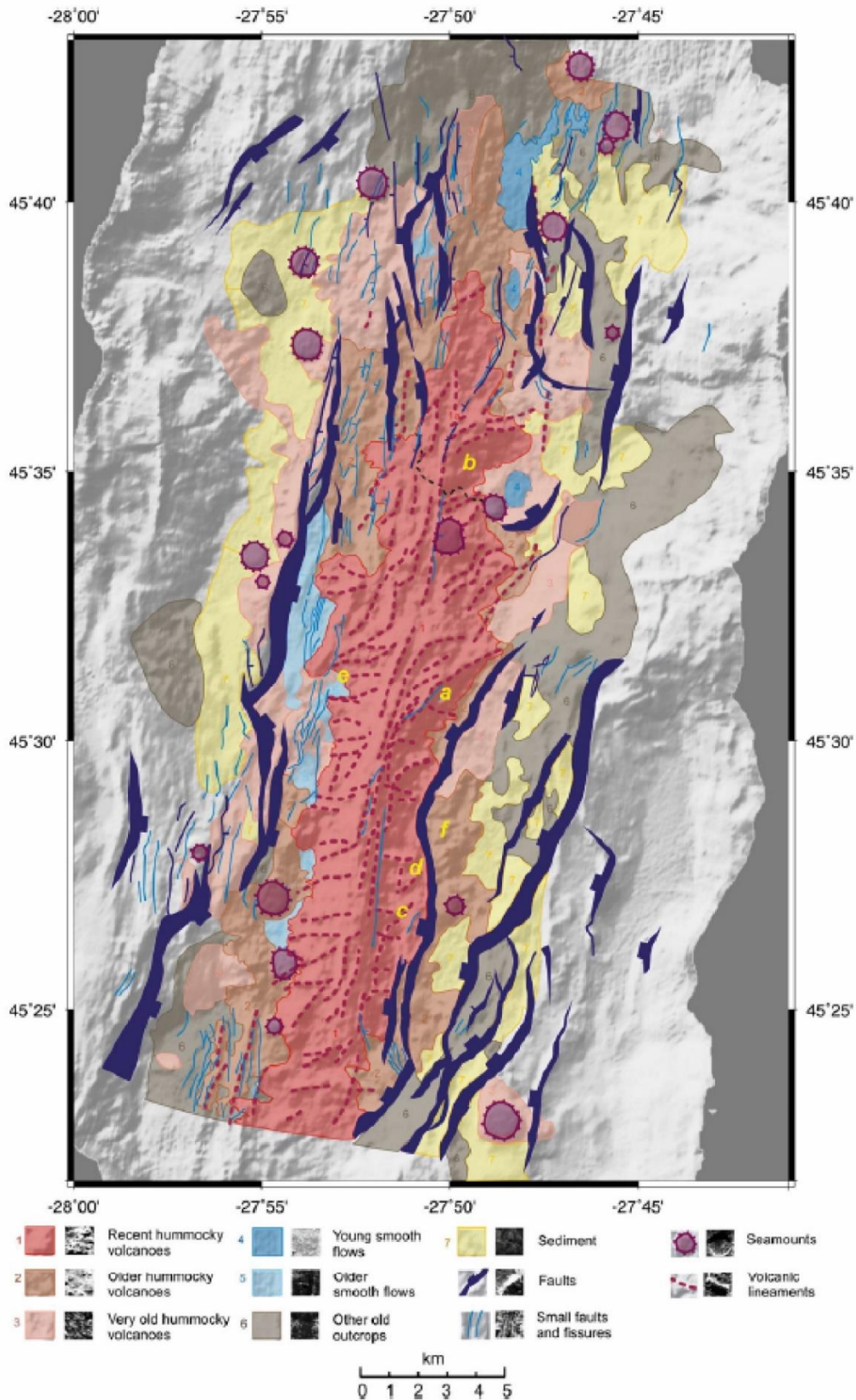


Figure 1.7: Carte géologique d'une ride volcanique axiale de la dorsale Médio-Atlantique (45°N) réalisée à partir de données sonar et bathymétriques. Le centre est principalement composé d'alignements de cônes récents. Le volcanisme est plus ancien sur le plancher océanique au pied de la ride axiale. Les monts sous-marins sont majoritairement présents sur le plancher. La ride est affectée par des failles et fractures. D'après Searle et al. (2010).

La vie de ces rides est une alternance de phases volcaniques de construction et de phases de destruction tectonique (Parson et al., 1993; Briais et al., 2000; Mendel et al., 2003; Peirce et al., 2005). Ces cycles ont été décrits à partir de l'étude de segments de dorsales lentes (dorsale Médio-Atlantique, ride de Reykjanes, (Parson et al., 1993; Peirce et al., 2005)) et ultra-lente (dorsale Sud-Ouest Indienne, Mendel et al., 2003), caractérisées par des apports de magma élevés à plus modérés. Les cycles semblent débiter par l'injection de magma à travers des fissures, formant des rides fines composées de coulées de laves et de monts sous-marins lisses témoignant de forts taux d'effusion (Parson et al., 1993; Briais et al., 2000; Mendel et al., 2003) (Figure 1.8 a). Ces rides primaires continuent de croître par éruptions successives jusqu'à former une ride axiale principale dont la taille maximale dépend du volume de magma disponible (Parson et al., 1993; Mendel et al., 2003) (Figure 1.8 b). Lorsque l'apport magmatique diminue, les injections de dikes ne permettent plus d'accommoder l'extension, la tectonique devient progressivement prépondérante et la ride axiale entre dans une phase de démantèlement tectonique (Figure 1.8 c) jusqu'à être découpée en fragments isolés ou en collines abyssales (Figure 1.8 d) (Parson et al., 1993; Mendel et al., 2003; Peirce et al., 2005). Lors des phases de construction magmatique l'activité tectonique n'est pas totalement absente, au contraire, car la plupart des rides axiales sont affectées par de petites failles ou fractures (Parson et al., 1993; Mendel et al., 2003). Parson et al. (1993) suggèrent que cette cyclicité est liée à des périodes de focalisation et défocalisation magmatique et tectonique le long de l'axe, témoignant de l'apport restreint et discontinu de magma au niveau des dorsales lentes. Briais et al., (2000) proposent que ces cycles sont plutôt dus à des pulses de production de liquides depuis le manteau. Les coulées et volcans lisses sont formés lors de forts flux magmatiques, tandis que les rides bosselées (cf. les descriptions des édifices paragraphe I.1.4.2) sont formées plus progressivement par l'extraction de magma depuis des poches magmatiques présentes sous le centre des segments.

Smith et Cann (1993) suggèrent que les rides axiales sont approvisionnées par de petits réservoirs magmatiques éphémères. Ces poches se formeraient par l'ascension du magma depuis le manteau qui se trouverait ensuite piégé à la limite cassant/ductile. Une partie du magma peut être extraite, remontant ainsi jusqu'au plancher océanique par des fissures et permettant la formation de volcans individuels et/ou de rides bosselées. Sinha *et al.* (1997, 1998), proposent que lors des phases de construction des rides axiales, des corps magmatiques, similaires à ceux observés sous les dorsales rapides à intermédiaires, sont présents. Les cycles magmato-tectoniques des

rides axiales dureraient environ 20 000 ans et les corps magmatiques auraient des durées de vie de plus ou moins 2 000 ans (Sinha et al., 1998). La périodicité de ces cycles dépend du taux d'ouverture ainsi que de la température locale du manteau pour une même dorsale.

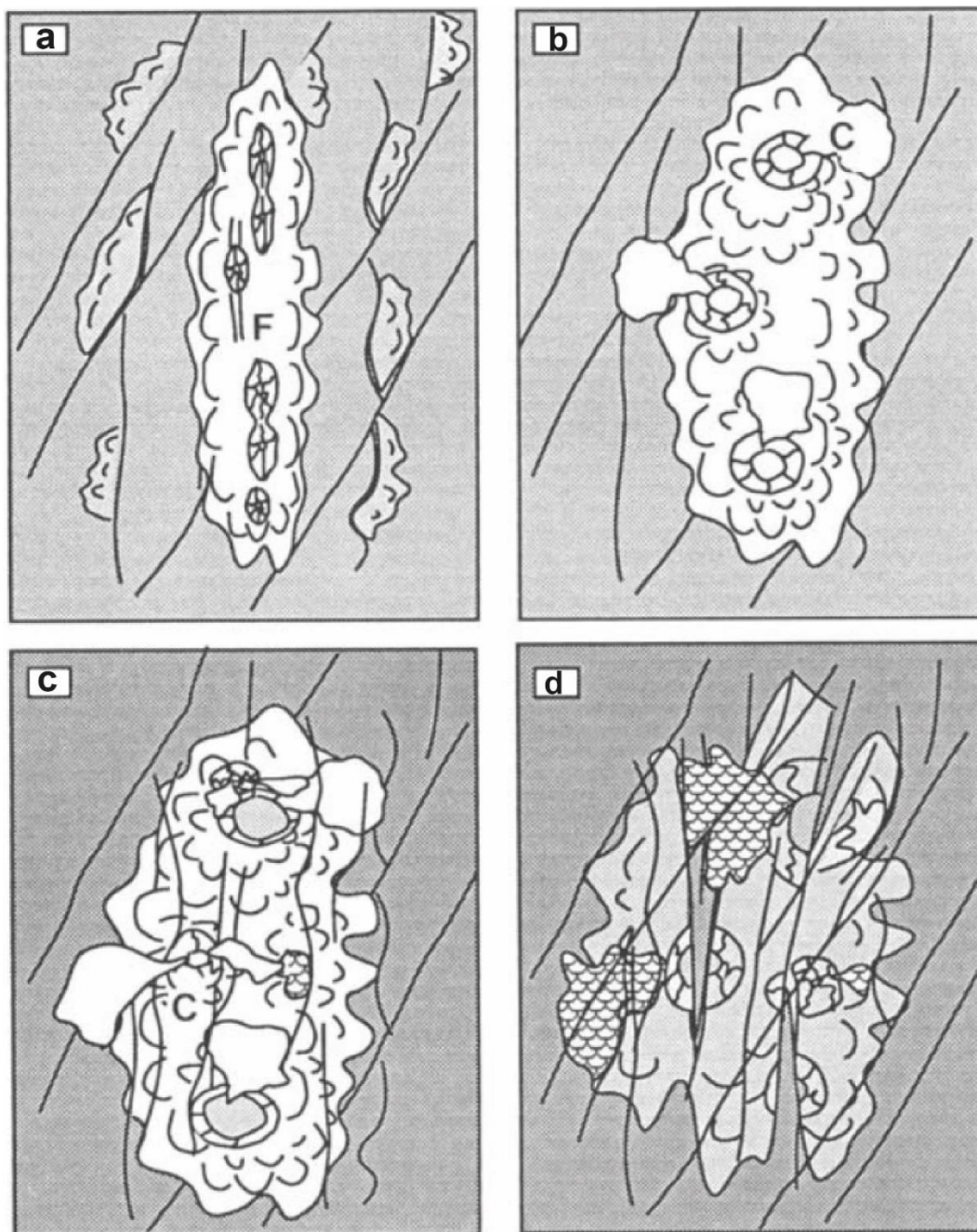


Figure 1.8 : Schéma évolutif du cycle de vie d'une ride axiale volcanique de la dorsale de Reykjanes : **a** ride primaire composée de rides fines ; **b** ride en développement composée de rides fines, monts sous-marins et cônes ; **c** ride mature faillée ; **d** ride ancienne démantelée. Modifiée d'après Parson et al., (1993).

I.1.4.2. Édifices et terrains volcaniques

Les rides volcaniques axiales sont constituées d'un empilement de différents types d'édifices et de terrains volcaniques formés au cours de petites éruptions (Smith and Cann 1993).

Les volcans sont des édifices individuels subcirculaires, de forme conique, en forme de dôme ou à sommet plat. Les édifices dont la hauteur et le diamètre dépassent respectivement 50 m et 500 m sont appelés monts sous-marins, les autres sont des cônes. Ces cônes ont des diamètres généralement compris entre 50 et 200 m (Head et al., 1996; Briais et al., 2000) avec de fortes pentes supérieures à 25° (Smith and Cann 1990) (Figure 1.9 a). C'est le type d'édifice volcanique le plus présent dans les segments de dorsales lentes. Ces cônes peuvent être organisés sous forme de grappes formant une topographie irrégulière bosselée (Parson et al., 1993; Murton and Parson 1993; Smith et al., 1995; Magde and Smith 1995; Lawson et al., 1996). Ces terrains bosselés peuvent être localisés sur la ride volcanique axiale ou sur le plancher océanique à la base de cette ride.

Les monts sous-marins, moins nombreux, ont des hauteurs pouvant dépasser les 650 m dans la dorsale Médio-Atlantique (Smith and Cann 1992) et les 510 m dans la dorsale Sud-Ouest Indienne (Mendel and Sauter 1997). En fonction de leur morphologie ces monts sous-marins sont séparés en deux catégories : lisse et bosselé (Figure 1.9 b-d). Si leur surface est irrégulière ils ont une morphologie dite bosselée (Smith et al., 1995; Magde and Smith 1995) (Figure 1.9 b et d). Ces monts sous-marins sont formés par des faibles taux éruptifs avec un refroidissement rapide des laves (Magde and Smith 1995; Lawson et al., 1996). Ils peuvent se former au cours de différents événements éruptifs, soit par accumulation et empilement de cônes (Magde and Smith 1995; Lawson et al., 1996), soit depuis une fissure ou faille éruptive qui s'est focalisée en un point de sortie (Smith et al., 1995). Si le sommet des monts sous-marins est plat, en forme de dôme ou avec un cratère effondré, ils sont dits lisses (Smith et al., 1995) (Figure 1.9 c). La formation des monts sous-marins lisses est caractérisée par un plus grand volume de magma émis par éruption et de plus forts taux d'éruption que pour les monts sous-marins bosselés (Smith et al., 1995; Magde and Smith 1995; Head et al., 1996). La formation des monts sous-marins lisses peut se dérouler en plusieurs épisodes volcaniques. Dans ce cas, elle débute comme celle des cônes, depuis un point source, et se poursuit jusqu'à atteindre une hauteur critique. Si l'apport magmatique est suffisant, le mont sous-marin grossit latéralement (Smith et al., 1995; Magde and Smith 1995; Lawson et al., 1996; Head et al., 1996;

Rabain et al., 2001). A contrario, ces monts sous-marins lisses peuvent avoir une origine monogénique (Clague et al., 2000). Dans ce cas, ils se construisent par cycles de formation de levées et de débordement d'un lac de lave. Ce mode de construction requiert une mise en place sur une faible pente avec la présence d'un point source central, de faibles taux d'éruption et une éruption de longue durée.

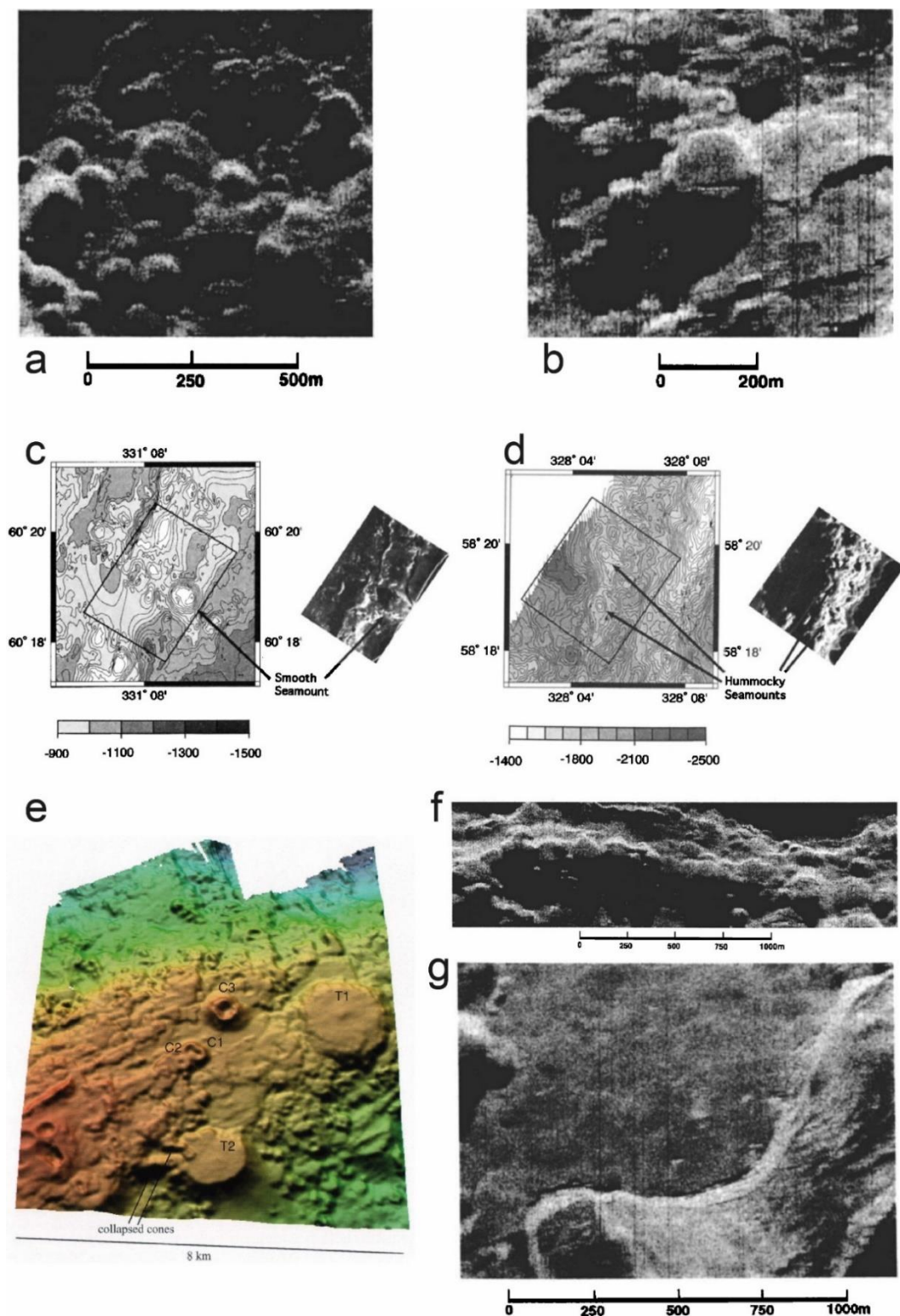


Figure 1.9 : Edifices et terrains volcaniques composant les rides axiales volcaniques. **a** Image sonar de cônes et zone bosselée (Head et al., 1996). **b** Image sonar d'un mont sous-marin bosselé (Head et al.,

1996). **c et d** carte bathymétrique et image sonar d'un mont sous-marin lisse et d'un mont sous-marin bosselé (Madge and Smith, 1995). **e** carte bathymétrique représentant des cônes C1-C3 et des terrasses volcaniques T1-T2 (Smith et al., 2002). **f** Image sonar d'une ride bosselée (Head et al., 1996). **g** Image sonar d'une zone lisse (Head et al., 1996).

Les terrasses volcaniques sont présentes sur les flancs ou sur des plateaux des rides volcaniques axiales. Ces structures ont des similitudes avec les monts sous-marins lisses car ce sont des édifices semi-circulaires au sommet plat, mais avec un côté quasiment sans relief (Smith et al., 2002) (Figure 1.9 e). Elles peuvent soit avoir un sommet totalement plat ou légèrement bombé, soit comporter un ou plusieurs cratères sommitaux. Ces terrasses mesurent en général plusieurs kilomètres de large et quelques centaines de mètres de haut (Smith et al., 2002). Deux modes de formation ont été proposés pour expliquer la construction de ces édifices. Smith and Cann (1999) suggèrent que les terrasses se forment par inflation depuis l'intérieur. Elles seraient approvisionnées par un système couplé d'évents et de tubes permettant aux coulées de lave de se développer de manière radiale dans la structure ou plus rarement au sommet. Clague et al. (2000) proposent un mode de construction similaire à celui proposé pour les monts sous-marins lisses, avec l'alternance de formation de levées et de débordement d'un lac de lave.

Des structures volcaniques allongées, semblables à de petites rides volcaniques axiales, appelées rides bosselées ou rides étroites, sont aussi observées au niveau des zones volcaniques axiales. Elles sont composées d'un alignement de cônes coalescents discernables les uns des autres (Figure 1.9 f). Dans certains cas les cônes ne sont pas discernables et, dans ces cas, les rides ont une forme de crête. Elles peuvent mesurer plus de 30 m de haut, plusieurs kilomètres de long et de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de large (Smith et al., 1995; Lawson et al., 1996; Head et al., 1996). Elles sont présentes aussi bien sur les rides volcaniques axiales que sur le plancher océanique autour. Ces rides bosselées sont souvent normales à la direction d'ouverture et sont interprétées comme étant issues d'éruptions fissurales ou depuis une faille syn-magmatique (Smith and Cann, 1993; Smith et al., 1995; Lawson et al., 1996; Briaies et al., 2000), ce qui suggère que leur direction est contrôlée par le régime de contraintes local (Lawson et al., 1996). Pour Smith et al. (1995), ces rides se forment à partir d'éruptions de petit volume qui se concentrent en différents points le long d'une fissure formant les différents cônes coalescents. Briaies et al. (2000) proposent que ces rides se construisent de manière progressive par extraction du magma par des dikes depuis des réservoirs magmatiques localisés sous

le centre des segments, avec une faible pression magmatique, menant à de faibles taux d'éruptions.

Des terrains plats sont également présents entre les volcans, rides et zones bosselées qui peuvent parfois les recouvrir (Lawson et al., 1996; Briais et al., 2000) (Figure 1.9 g). Ces terrains plats peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres de long et de large et ont des formes irrégulières (Parson et al., 1993). Ces zones sont interprétées comme étant composées de coulées de laves plates (les différentes morphologies de laves sont discutées dans le paragraphe 1.4.3).

I.1.4.3. Morphologie des coulées de lave

Le taux d'effusion, soit le volume instantané de lave produite par un événement (Walker, 1973), la viscosité de la lave, la pente de mise en place et le taux de refroidissement (Gregg and Fink, 1995) influencent la morphologie des coulées de lave.

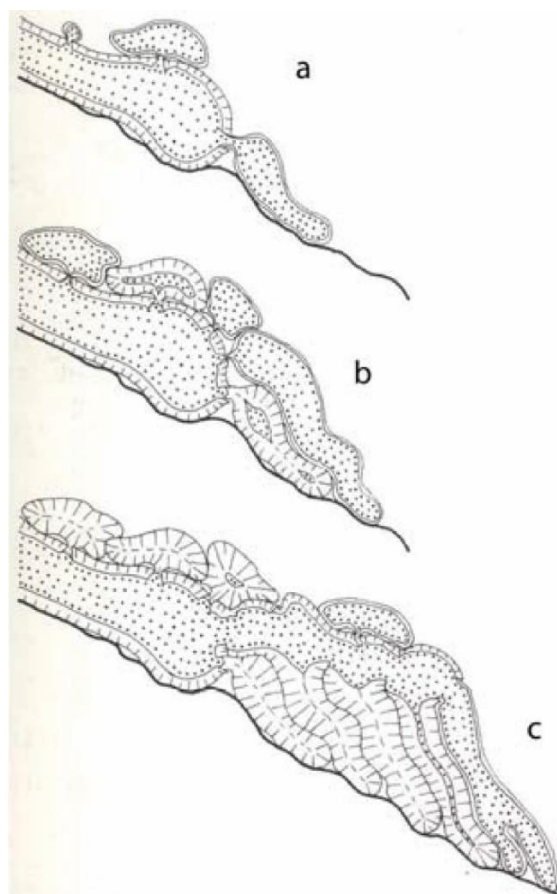


Figure 1.10 : Etapes de formation et d'écoulement de pillows lava allongés, les parties en pointillés représentant la lave chaude en train de s'écouler et les tirets la lave refroidie formant des fractures radiales. **a** le lobe s'écoulant enfle, craque et approvisionne de petits pillows qui recouvrent la pente ; **b** le pillow original grossit, se refroidit et bloque l'écoulement de la lave, le lobe source continue de grossir et casse à nouveau, formant un pillow secondaire ; **c** ce processus se répète formant de nouveau pillows

qui recouvrent les premiers, formant une zone plus plane où des pillows plus arrondis se développent. D'après Ballard et Moore (1977).

La morphologie la plus fréquemment observée dans les dorsales lentes et ultra-lentes sont les pillow lavas. Cette morphologie est caractérisée par une mise en place avec de faibles taux d'effusion, un refroidissement rapide et une viscosité relativement élevée (Griffiths and Fink, 1992; Gregg and Fink, 1995). Ce sont des lobes connectés (Ballard and Moore, 1977), se formant par refroidissement rapide de la croûte externe en contact avec l'eau. La lave dans un pillow en formation continue de s'écouler, ainsi le pillow continue de croître jusqu'à craquer, formant une fissure par laquelle la lave s'écoule et forme un nouveau lobe (Figure 1.10). Lorsque la surface du pillow craque, de petites fissures peuvent se former, laissant s'écouler de petites quantités de lave qui forment des extrusions (de 5 à 15 cm de long) appelées cornes. Elles peuvent être très nombreuses ou quasiment absentes, leur quantité augmentant avec le taux d'effusion et la pente, qui favorisent la fracturation de la croûte rendant possible la formation des cornes (Ballard and Moore, 1977). La croûte externe est de nature vitreuse du fait du refroidissement rapide et elle a une texture craquelée en croûte de pain. Les fissures à la surface des pillows sont orientées perpendiculairement ou parallèlement au lobe. Des ondulations sont également observées, sous forme de hauts et dépressions parallèles à la direction d'élongation du pillow, se formant lorsque la lave est drainée à travers une surface irrégulière (Yamagishi, 1991; Goto and McPhie, 2012).

La morphologie des pillows varie entre arrondis à allongés et plats, avec toutes les possibilités intermédiaires, incluant des formes tubulaires (Figure 1.11 a-b). Certains de ces pillows sont de grosse taille (1 à 2 mètres de diamètre), ronds et aplatis. D'autres pillows sont plus longs que larges, pouvant atteindre plusieurs mètres de longueur. Leur surface sans craquelure est plus lisse que les autres types de pillows. Des lobes de laves à forme « drapée » peuvent être présents au milieu des pillows. Ces laves drapées sont allongées, plates et avec une surface lisse (Figure 1.11 c). Elles peuvent provenir de pillows cassés ou évidés (Ballard and Moore, 1977).

Lorsque les coulées faites de pillows sont affectées par des failles, des talus vont se former au pied de ces failles. Ils sont composés de fragments de pillows cassés, allant de la taille de l'écharde de verre jusqu'à des blocs métriques (Figure 1.11 d). Ces blocs ont une forme de prisme caractéristique, dérivée du refroidissement radial des pillows (Ballard and Moore, 1977 ; OTTER (Oceanographer Tectonic Research Team) et al., 1984).

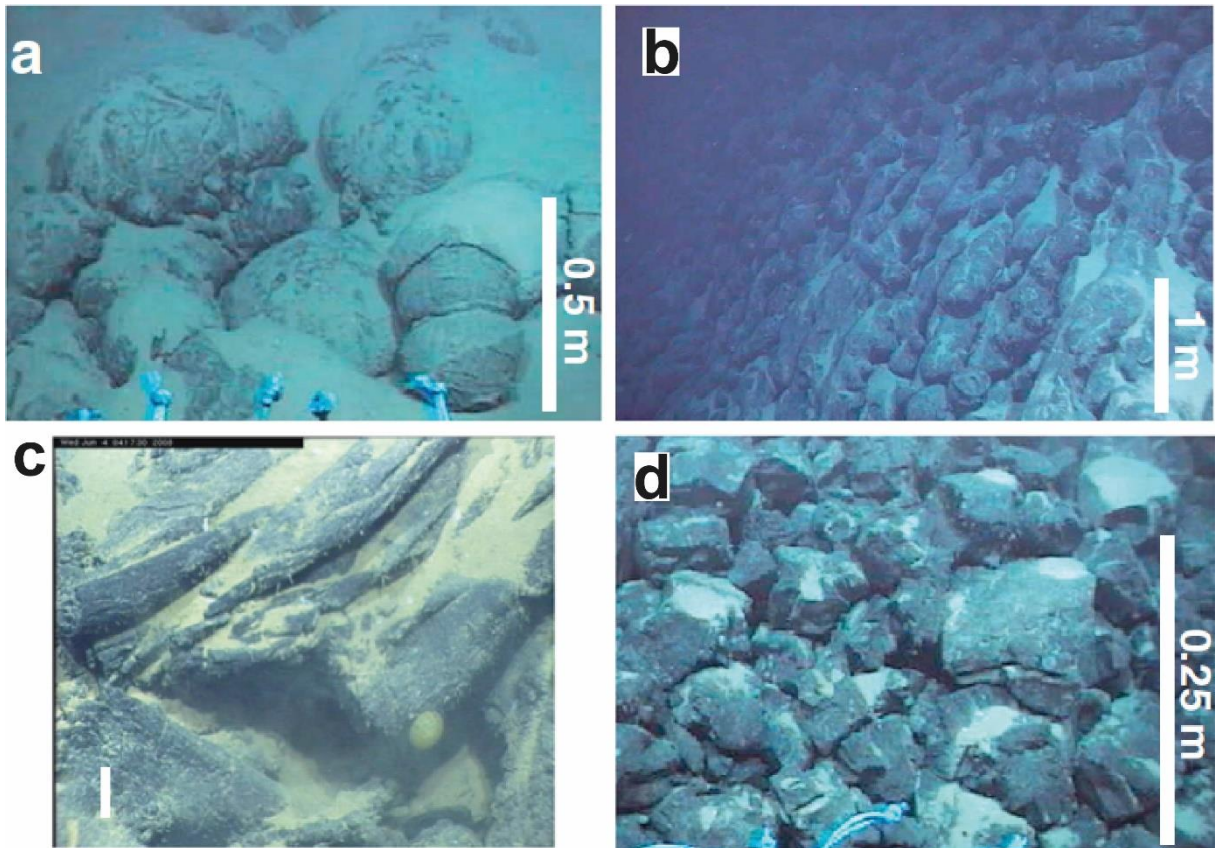


Figure 1.11 : Photographies de pillow lavas et morphologies associées. **a** Pillow lavas arrondis couverts de sédiments. **b** Pillow lavas allongés en place sur une forte pente. **c** Lave drapée avec une surface lisse et forme « drapée ». **d** Talus composé de fragments de pillows cassés de forme prismatique. A, b et c d'après Yeo & Searle (2013) et d d'après Searle et al. (2010).

Les laves lobées montrent, comme les pillows, une structure de lobes coalescents, mais avec une surface plus lisse que celle des pillow lavas (Figure 1.12 a). Ces laves forment des reliefs de 1 à 2 mètres et leur croûte vitreuse mesure entre 5-15 cm (Kennish and Lutz, 1998). Les laves lobées sont associées à des taux d'effusion plus élevés et à des taux de refroidissement plus bas que les pillow lavas (Gregg and Fink, 1995).

Les laves plates sont, en proportion, plus présentes dans les dorsales rapides que dans les dorsales lentes (Perfit and Chadwick, 2013). Elles sont caractérisées par de forts taux d'effusion, une viscosité plus basse que les pillow lavas et les laves lobées, ainsi que des taux de refroidissement plus bas (Gregg and Fink, 1995). Elles montrent des morphologies variées (Kennish and Lutz, 1998):

- Les laves en corde ont des surfaces pliées, avec différents degrés de déformation allant du plus déformé, avec des textures ondulées, au moins déformé, avec des formes en rides (Figure 1.12 b). Les surfaces pliées avec des textures drapées peuvent se disposer en spirales (Figure 1.12 c),

- Certaines laves montrent des textures avec une apparence d'épine vitreuse, dentelées ou bréchiques (Figure 1.12 d), d'épaisseur de 1 à 2 mètres.

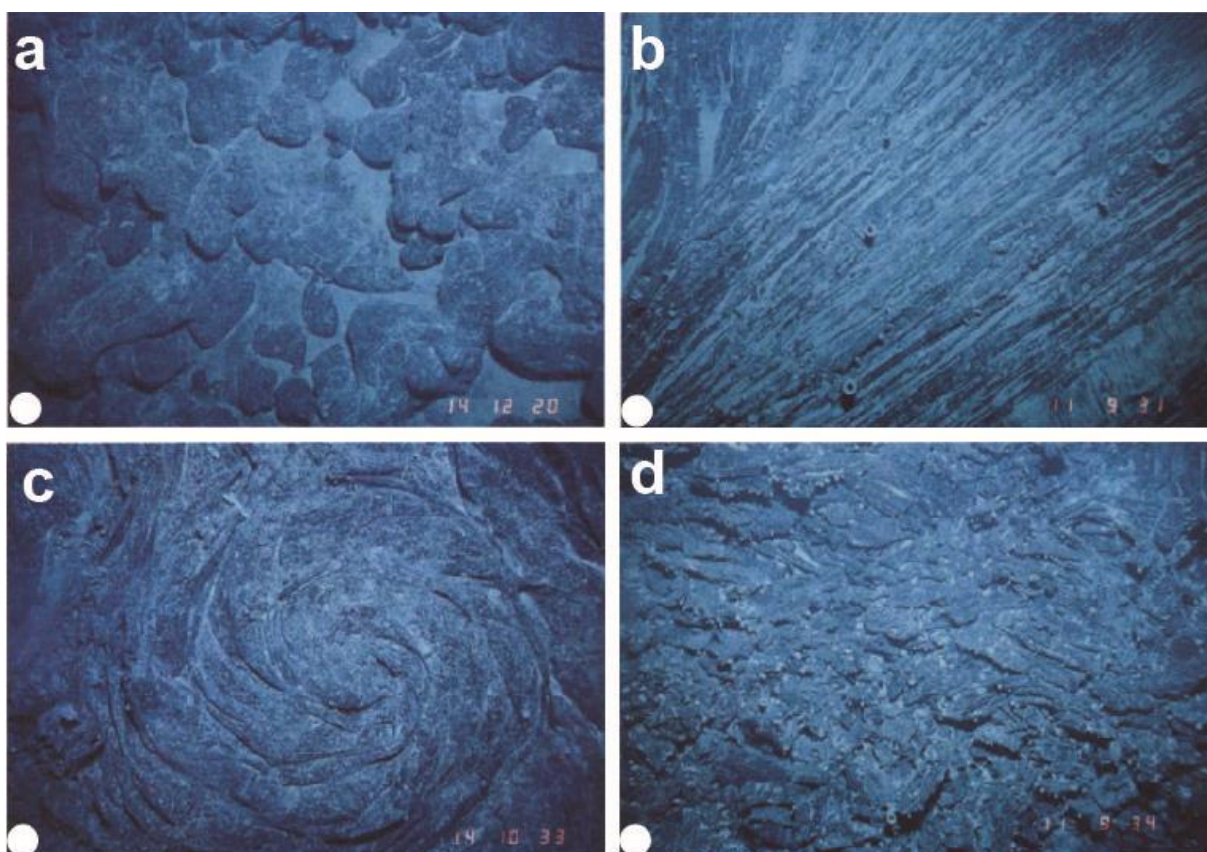


Figure 1.12 : Photographies de laves lobées et de laves plates. **a** Lave lobée. **b** Lave plate cordée. **c** Lave drapée en spirale. **d** Lave plate à texture « mélangée », chaotique, irrégulière. D'après Fox et al. (1988).

I.1.4.4. Failles et fissures

Les dorsales océaniques sont sujettes à des contraintes extensives, accommodées en partie par l'injection de dikes mais aussi par la formation de failles. Dans les segments magmatiques de second ordre des dorsales lentes, la part d'expansion accommodée par la formation de failles normales le long de l'axe est ~10-20 % (Escartín et al., 1999; Solomon et al., 1988). Sur le plancher océanique, des structures tectoniques de morphologies différentes sont présentes allant de fissures de quelques centimètres de large, jusqu'à des failles normales avec une centaine de mètres de rejet.

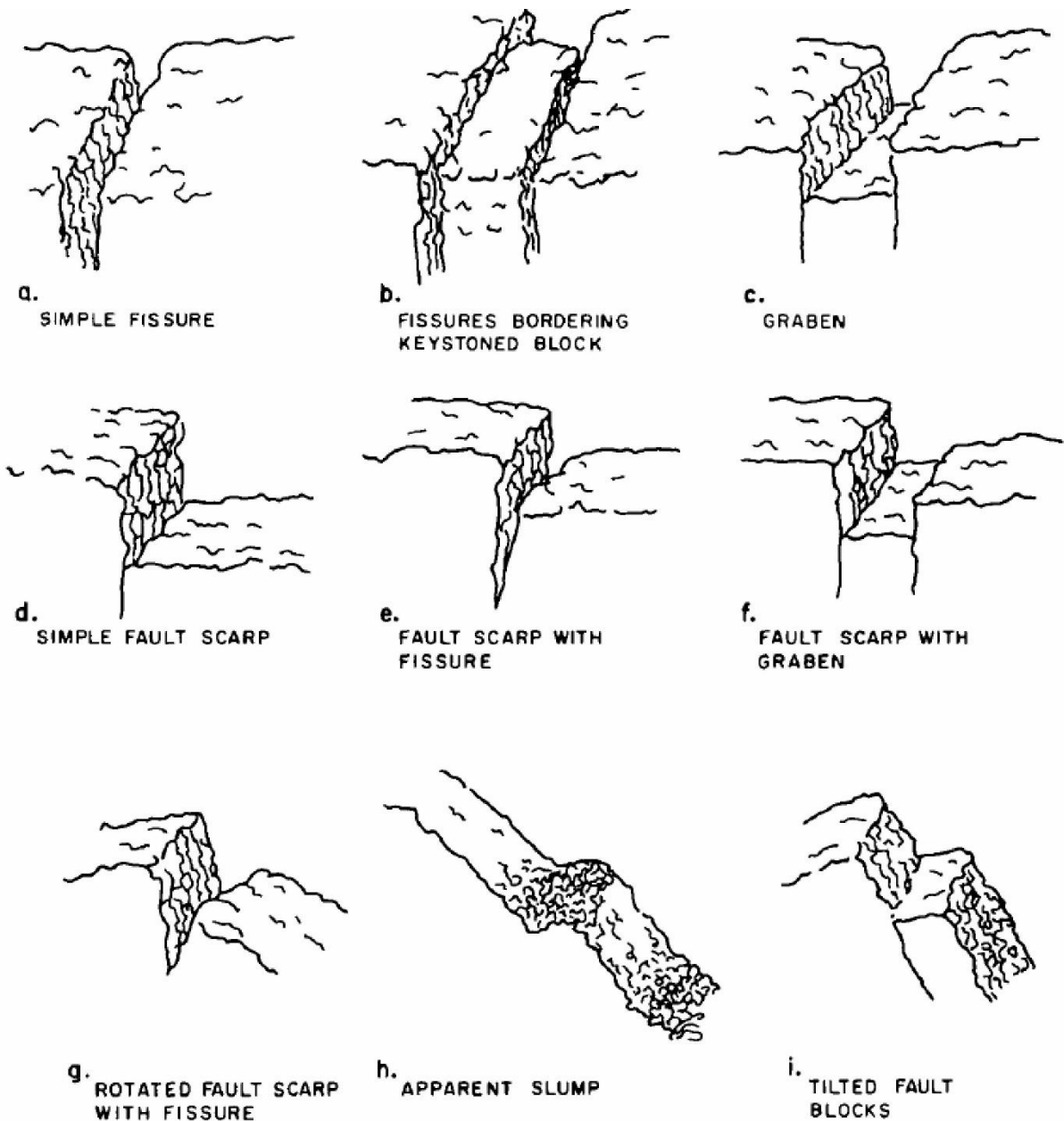


Figure 1.13 : Schéma des principales structures tectoniques pouvant affecter le plancher océanique et les rides axiales. D'après Ballard et Van Andel (1977).

Les fissures sont de petites structures tectoniques définies comme étant des crevasses ou des dépressions avec une largeur comprise entre 0,5 et 5 mètres sans rejet vertical (OTTER (Oceanographer Tectonic Research Team) et al., 1984) (Figure 1.13 a). La trace de ces dernières est plus ou moins linéaire et elles peuvent s'étendre sur une dizaine de mètres de long. Elles sont présentes aussi bien sur les rides volcaniques axiales que sur le plancher de la vallée axiale. Ces fissures servent de conduit au magma pour atteindre la surface et représentent la déformation autour des dykes.

Les failles se forment à partir de fissures qui se développent jusqu'à se connecter entre elles et dont le rejet augmente avec la distance à l'axe de la dorsale (Laughton

and Searle, 1979) (Figure 1.13 d). Certaines de ces failles continuent de croître en s'allongeant et en se connectant à d'autres failles (Cowie et al., 1993; Cowie, 1998; Searle et al., 1998a). Ainsi ces failles atteignent plusieurs kilomètres de long et plusieurs centaines de mètres de rejet, devenant éventuellement les failles formant les murs de la vallée axiale (Cann and Smith, 2005). Les failles sont des structures linéaires et sont délimitées à leur base par un mur de faille. Le sommet de ces murs de failles est souvent observé, tandis que leur base est fréquemment masquée par un talus. La géométrie de ces failles varie entre le centre des segments où elles ont un rejet plus faible et sont moins espacées que celles présentes aux extrémités des segments (Karson et al., 1987; Shaw and Lin, 1993; Searle et al., 1998a; Thibaud et al., 1998). Dans ce contexte extensif, des grabens peuvent se former, constitués de deux failles normales conjuguées se faisant face avec un bloc central entre les deux (Figures 1.13 c et f).

Dans certains segments, l'apport magmatique n'est pas suffisant pour accommoder l'expansion, notamment au niveau des intersections entre les failles transformantes et les dorsales (Cann et al., 1997; Tucholke et al., 2008). Dans ce cas, l'expansion est en partie accommodée par la tectonique avec la mise en place d'une faille de détachement (Buck et al., 2005; Tucholke et al., 2008; Olive et al., 2010). Des modèles numériques ont montré que ces failles de détachement se forment lorsque M , soit la fraction totale du taux d'expansion accommodée par le magmatisme, est égale ou inférieure à 0,5 (Buck et al., 2005; Tucholke et al., 2008; Behn and Ito 2008). Ceci signifie qu'au moins la moitié de l'ouverture est accommodée par de l'extension tectonique. D'après Olive et Dublanche (2020), la diminution de M autour de 0,5 et moins aux extrémités des segments serait une conséquence de l'épaississement local de la lithosphère axiale liée à la focalisation du magma au niveau du centre des segments plutôt que vers les extrémités. Ceci est cohérent avec l'approfondissement de la micro-sismicité au niveau des failles de détachement (Figure 1.14). Le segment résultant est asymétrique, bordé d'un côté par une faille de détachement, et le volcanisme est concentré dans la partie opposée de la vallée axiale (Figure 1.14). Ces failles de détachement sont de grandes failles normales caractérisées par de faibles pendages (inférieur à 20°). Ces failles s'initient comme des failles normales classiques, elles s'enracinent sous la vallée axiale. Le bloc soulevé pivote progressivement selon un axe horizontal, résultant en de faibles degrés de pendage pour l'escarpement de faille (Tucholke et al., 2008; Smith et al., 2008). Si la vie de ces failles est suffisamment longue, elles développent une forme en dôme proche de l'axe de la dorsale, qui se

courbe pour devenir quasiment horizontal loin de l'axe (Cann et al., 1997; Escartín et al., 2003; Smith, 2008). La surface de ces failles expose des corrugations pouvant mesurer plusieurs kilomètres de long, espacées de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres, parallèles à la direction d'expansion (Cann et al., 1997; MacLeod et al., 2002; Okino et al., 2004). Ces failles de détachement peuvent être actives sur des périodes allant de la centaine de milliers d'années à des millions d'années, formant des *Oceanic Core Complex* (OCC) (Tucholke et al., 1998). Elles exposent des roches de la croûte inférieure ainsi que des roches mantelliques (Cann et al., 1997; Tucholke et al., 1998; MacLeod et al., 2002). Ce type de faille est observé dans les dorsales à expansion intermédiaire, lente et ultra-lente (Cann et al., 1997; Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003; Okino et al., 2004; Mitchell et al., 1998; Tucholke et al., 2008).

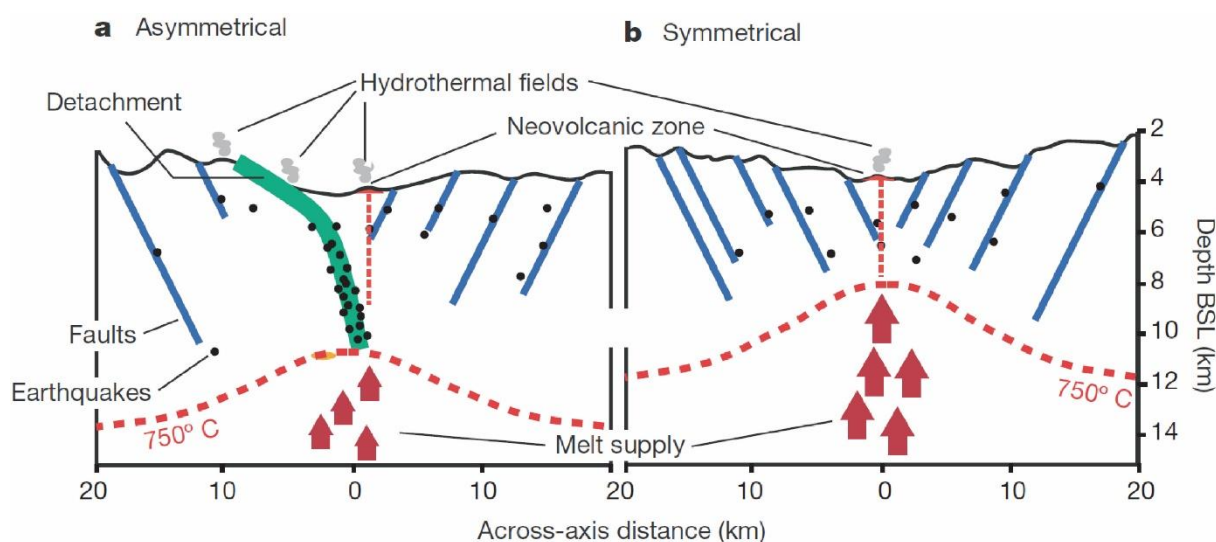


Figure 1.14 : Coupes transversales de segments magmatiques avec **a** une accrétion asymétrique et **b** symétrique. **a** Dans la section asymétrique, le détachement accommode tectoniquement une partie de l'extension. La lithosphère à l'axe déduite à partir de micro-séismicité peut être épaisse dépassant les 8 km d'épaisseur. Tandis que dans le segment symétrique **b** l'extension est majoritairement accommodée par le magmatisme, la vallée axiale est plus fine et la lithosphère moins épaisse (moins de 6 km). BSL, pour Below Sea Level (sous le niveau marin). D'après Escartín et al. (2008).

Résumé :

Les dorsales lentes et ultra-lentes sont découpées en super-segments par des discontinuités transformantes et en segments de second ordre par des discontinuités non-transformantes. Les segments approvisionnés en magma sont symétriques, composés d'une vallée axiale marquée, avec une ride volcanique axiale au centre. Ces rides axiales, approvisionnées par de petites chambres éphémères présentent sous le centre des segments, se construisent par alternance de phases de

construction volcanique et de démantèlement tectonique. En cas de diminution de l'apport magmatique, l'extension est accommodée au moins de moitié par la tectonique. Une faille de détachement peut se développer sur un flanc de la vallée, le segment a dans ce cas une morphologie asymétrique. Outre la quantité de magma approvisionnant les segments, la température potentielle du manteau influence la morphologie des dorsales. Les intersections entre une dorsale et une faille transformante sont caractérisées par une température mantellique plus basse et une lithosphère cassante plus épaisse dû à l'effet de paroi froide. Ce gradient thermique décroissant vers la faille transformante a pour conséquence une diminution de l'apport magmatique et une variation du champ de contraintes à l'approche de l'intersection. Dans ce contexte, la ride axiale peut être absente, un détachement peut se former et les failles sont obliques aussi bien à la direction d'expansion qu'à l'orientation de la faille transformante.

I.2. Pétrogénèse des basaltes de dorsale médio-océanique

I.2.1. Genèse des basaltes de dorsale médio-océanique

Dans le contexte d'expansion océanique, la fusion partielle du manteau est engendrée par remontée adiabatique de ce dernier (McKenzie and Bickle, 1988). Les liquides basaltiques formés, constituant la croûte océanique sont appelés MORB pour *mid-ocean ridge basalt*. La source mantellique de ces basaltes est péridotitique, composée d'olivine et de pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène). Une phase alumineuse est également présente, dont la nature minéralogique varie avec la profondeur : plagioclase (de 0 à 30-40 km), spinelle (de 30-40 à 60-70 km) et grenat (au-delà de 60-70 km) (Green and Ringwood, 1967, 1970). Le manteau a longtemps été décrit comme un assemblage lithologique dominé par les péridotites, parfois agrémenté de veines de pyroxénite (Wood, 1979; Hirschmann and Stolper, 1996; Phipps Morgan, 2001). Cette image d'un manteau en "*marble cake*" développé dans les années 80 reste la description la plus populaire à ce jour (Allègre and Turcotte, 1986). Dans le cas d'un manteau anhydre, les premiers liquides peuvent se former à des profondeurs comprises entre 60 et 100 km (Ito and Dunn, 2009). Dans ces conditions, la fusion partielle moyenne du manteau peut atteindre des taux compris entre 10-20 % (Langmuir et al., 1992).

Gale et al., (2013) définissent les Normal-MORBs comme correspondant à la composition la plus couramment observée le long du système des dorsales

océaniques distant des points chauds. Ces N-MORBs sont caractérisés des teneurs moyennes en K_2O de $\sim 0,14$ %, et par un léger appauvrissement en terres rares légères, avec un rapport $(La/Sm)_n$ compris entre 0,8 et 1,5 (normalisé aux chondrites). Dans certaines conditions, souvent associées aux points chauds, le manteau source peut être enrichi en éléments incompatibles (éléments ayant une affinité avec les liquides). Ces Enriched-MORBs sont caractérisés par des teneurs moyennes en K_2O de $\sim 0,39$ % et par un rapport $(La/Sm)_n$ supérieur à 1,5 (Gale et al., 2013).

Outre la composition de la source, la température potentielle du manteau est un paramètre qui va fortement influencer la quantité de liquide produite et la composition des basaltes (Langmuir et al., 1992) (Figure 1.15). Dans un contexte de manteau froid, la fusion débute à de faibles profondeurs, la zone de fusion est réduite et le manteau fond à des taux de fusion moyens d'environ 10 %. Dans ce contexte, la croûte océanique sera mince. Le liquide sera enrichi en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O et K_2O et contiendra de plus faibles teneurs de MgO , CaO et FeO (Behn and Grove, 2015). Les éléments incompatibles iront préférentiellement dans le liquide, qui s'enrichit en terres rares légères, plus incompatibles que les terres rares lourdes. Dans des zones où le manteau est froid et les taux de fusion faibles, comme dans les segments quasi-amagmatiques de dorsales ultra-lentes ou au niveau des intersections entre les dorsales lentes et les failles transformantes, le manteau n'est pas échantillonné de manière uniforme. Dans un contexte de faible taux de fusion les hétérogénéités pétrologiques (telles que les veines de pyroxénites) du manteau sont préférentiellement échantillonnées (Le Voyer et al., 2015; Rubin et al., 2009; Schilling et al., 1994, 1995; Standish et al., 2008). Ces lithologies plus fertiles ont une température de solidus plus basse que la péridotite (Hirschmann and Stolper, 1996; Phipps Morgan, 2001). Tandis que dans un contexte de manteau chaud où les volumes de magmas produits sont plus importants, ces hétérogénéités sont moins visibles car diluées.

diluées dans le liquide et leur proportion va diminuer, ainsi que par exemple le rapport $(La/Sm)_n$.

Quelle que soit la température du manteau, la teneur en H₂O présente dans le manteau source a un impact sur la composition des basaltes (Figure 1.15). Dans des conditions hydratées, la fusion du manteau peut être initiée à des profondeurs supérieures à 100 km (Ito and Dunn, 2009), mais à des taux de fusion moyens plus faibles (Asimow and Langmuir, 2003). La fusion hydratée est associée à une forte production de magma et à une augmentation de l'épaisseur de la croûte. La zone de début de fusion étant plus profonde elle peut débuter dans la zone de stabilité du grenat. Les terres rares lourdes étant compatibles avec le grenat, les liquides produits seront appauvris en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères, marqués par une augmentation du rapport $(Sm/Yb)_n$ (Gast, 1968; Shen and Forsyth, 1995).

I.2.2. Stockage et évolution des liquides

Les liquides formés, moins visqueux et moins denses que le manteau, remontent et s'accumuleraient dans des réservoirs magmatiques localisés à la limite cassant/ductile (Smith and Cann, 1993; Macdonald, 2001). Une grande majorité de ces liquides (~ 80 %) ne remontent pas jusqu'à la surface et cristallisent dans les réservoirs magmatiques, formant des plutons gabbroïques (Rubin et al., 2009). Pour les dorsales lentes, Sinton et Detrick (1992) (Figure 1.16) proposent un modèle de stockage magmatique sous la vallée axiale, constitué d'un mélange de liquides avec des cristaux (zone de « mush ») formant des corps magmatiques éphémères. Ils suggèrent que les éruptions au niveau des dorsales lentes sont temporellement connectées aux évènements d'injection de magma frais depuis le manteau.

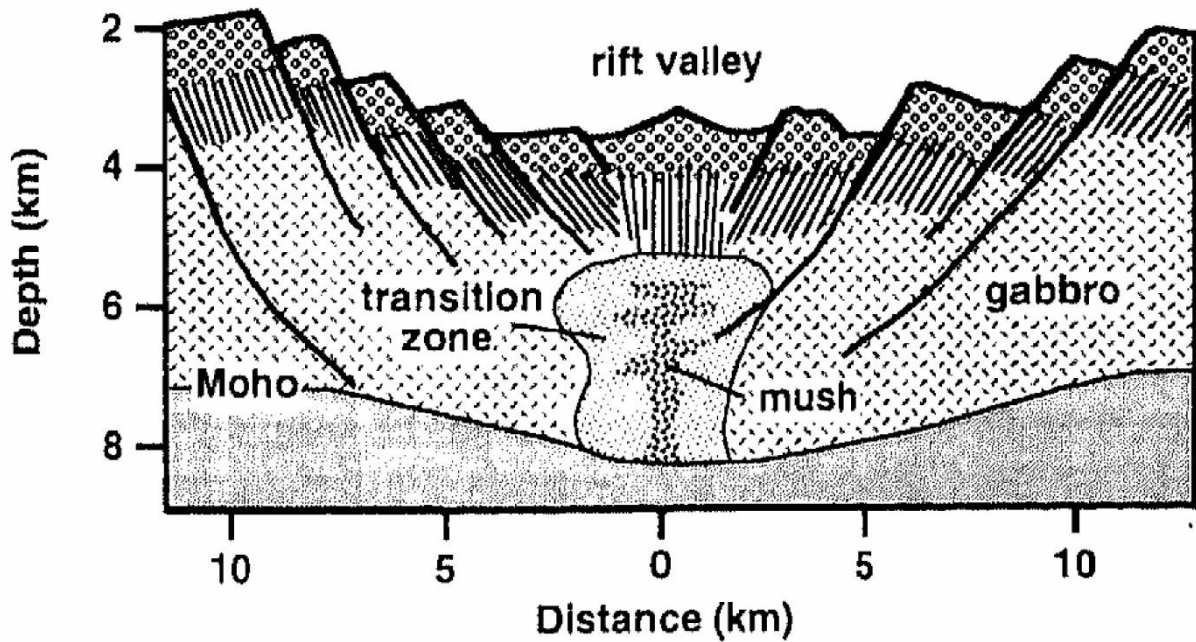


Figure 1.16 : Modèle interprétatif d'un réservoir magmatique sous une dorsale lente ou à faible apport magmatique. Dans ce type de contexte, une zone de mélange liquide-cristaux (zone de mush) est envisagée, localisée sous la vallée axiale formant des petits corps intrusifs qui cristallisent progressivement pour former la croûte océanique. Une partie peut être extraite et former des éruptions au niveau du plancher océanique. D'après Sinton & Detrick (1992).

Les études chimiques et pétrologiques montrent que les MORBs ne sont pas à l'équilibre avec la composition du manteau (Sinton and Detrick, 1992). Ceci est dû à une combinaison de processus modifiant la composition des liquides depuis leur formation jusqu'à l'éruption (Figure 1.17). Au cours de leur stockage dans les réservoirs magmatiques, les liquides primaires vont changer de composition par cristallisation fractionnée pendant leur refroidissement (O'Hara, 1977; Langmuir, 1989). Le processus de cristallisation fractionnée implique la séparation instantanée entre les cristaux formés et le liquide hôte, entraînant un changement de composition du liquide. Cette évolution de la composition du liquide va suivre des lignes de composition dont la pente évolue avec l'apparition de nouvelles phases minérales. La séquence de cristallisation des MORBs, obtenue par l'étude de la texture des échantillons et d'expériences de cristallisation à faible pression (Bender, 1978; Grove and Bryan, 1983), est:

olivine (\pm spinelle) \rightarrow olivine + plagioclase (\pm spinelle) \rightarrow olivine + plagioclase + clinopyroxène.

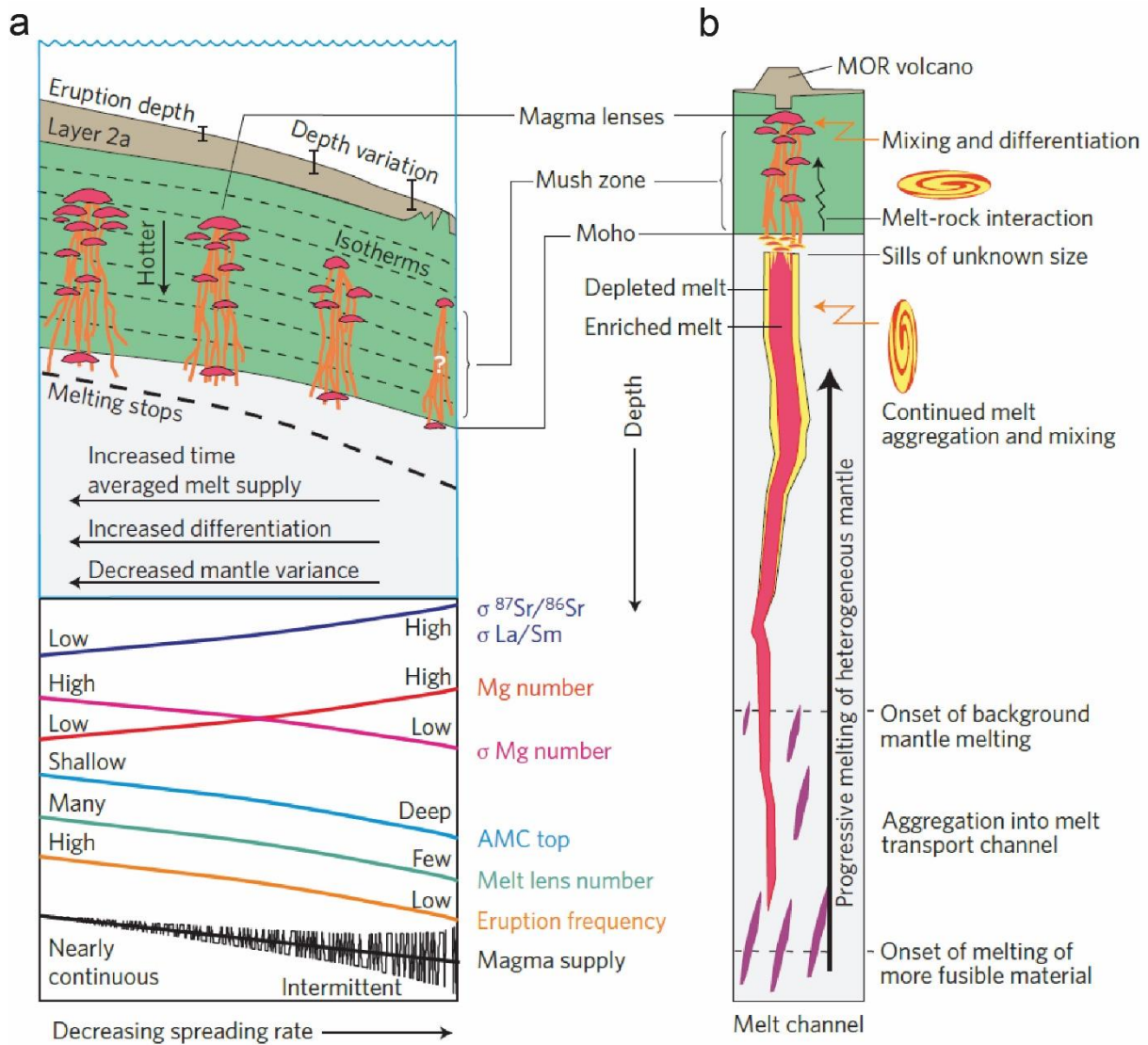


Figure 1.17 : **a** Variation du nombre, de la taille, de la profondeur des réservoirs, de la composition des magmas, de la fréquence d'éruption et de l'apport magmatique en fonction de la vitesse d'ouverture. $\text{Mg number} = (100 \cdot \text{Mg}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$. $\sigma^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\sigma \text{La}/\text{Sm}$ et $\sigma \text{Mg number}$, sont les écart-types de ces paramètres. **b** Processus dans le manteau et la croûte influençant la composition des MORB. Modèle schématique de la production de liquides depuis des sources mantelliques plus ou moins fertiles et des processus se produisant pendant l'agrégation et le transport, les mélanges magmatiques dans les conduits, et l'interaction avec la croûte inférieure dans les réservoirs magmatiques. D'après Rubin et al. (2009).

Cependant, cette séquence de cristallisation peut changer avec la pression de cristallisation (profondeur du réservoir magmatique) et la teneur en eau du liquide. D'une part, l'augmentation de la pression de cristallisation favorise la stabilité du clinopyroxène (Bender et al., 1978; Husen et al., 2016), tandis que l'eau va diminuer la température du liquidus supprimant la cristallisation du plagioclase et limitant celle de l'olivine (Michael and Chase, 1987; Danyushevsky, 2001; Almeev et al., 2012). Lors de l'ascension des magmas et dans un cas de système magmatique ouvert, le

mélange de liquides magmatiques va également modifier la composition du liquide primaire (O'Hara, 1977; Rhodes et al., 1979; Langmuir, 1989) (Figure 1.17 b). Au cours du stockage, l'injection de magma plus primitif va d'une part modifier la composition du liquide plus évolué présent dans le réservoir et également influencer la composition et la texture des minéraux préexistants (Dungan and Rhodes, 1978; Rhodes et al., 1979; Bryan, 1983). Lors du stockage des magmas, que le système soit ouvert ou fermé, les magmas vont interagir avec la roche encaissante, ce qui peut également modifier la composition du liquide magmatique primaire (Rubin and Sinton, 2007) (Figure 1.17 b).

Au niveau des dorsales lentes dans un contexte de faible apport magmatique, les magmas s'accumulent de manière épisodique dans des réservoirs, qui interagissent peu entre eux (Sinton and Detrick, 1992; Rubin and Sinton, 2007). Ces derniers sont présents à de plus grandes profondeurs que les magmas issus de dorsales rapides. Ils sont généralement moins différenciés que ceux issus des dorsales rapides, car restant peu stockés dans les réservoirs, ils sont moins sujets à la cristallisation fractionnée. De plus, les mélanges magmatiques étant limités entre les réservoirs, les laves produites sont moins homogènes et conservent mieux les variabilités compositionnelles de leur source que celles des dorsales rapides (Rubin and Sinton, 2007; Rubin et al., 2009).

Résumé :

Les basaltes issus de dorsales médio-océaniques sont formés par décompression adiabatique du manteau sous l'axe de la dorsale. Leur composition va dépendre de la nature même du manteau source et des taux auxquels cette source va fondre. Ces paramètres varient en fonction de la température du manteau ainsi que de la teneur en eau présente dans la source. Au niveau des dorsales lentes, les liquides semblent s'accumuler à la limite cassant/ductile formant de petits réservoirs éphémères. Au cours de leur stockage ces liquides peuvent évoluer par cristallisation fractionnée et à la suite de mélanges magmatiques, pendant leur ascension et dans les réservoirs.

I.3. Objectifs de la thèse

Les données et connaissances accumulées depuis les années 70 concernant la construction des dorsales montrent que la structure de ces dernières dépendait de leur vitesse d'ouverture ainsi que de l'apport magmatique. L'influence de ce second paramètre est particulièrement observable pour les dorsales lentes et ultra-lentes

sujettes à de plus larges variations d'apport magmatique que les dorsales plus rapides (Figure 1.18). Les segments magmatiques de ces dorsales semblent se construire par alternance de phases magmatiques de construction et de phases destructives tectoniques. De plus, l'activité magmatique est focalisée sous le centre des segments, leurs extrémités étant moins approvisionnées en magma. Sous ces dorsales, les liquides produits par la fusion partielle du manteau semblent être stockés dans de petits réservoirs magmatiques. Leur composition est influencée par différents paramètres physico-chimiques du manteau (composition et teneur en eau, température potentielle) et par des processus se produisant au cours de leur ascension et stockage (mélanges magmatiques, interaction avec encaissant et cristallisation fractionnée).

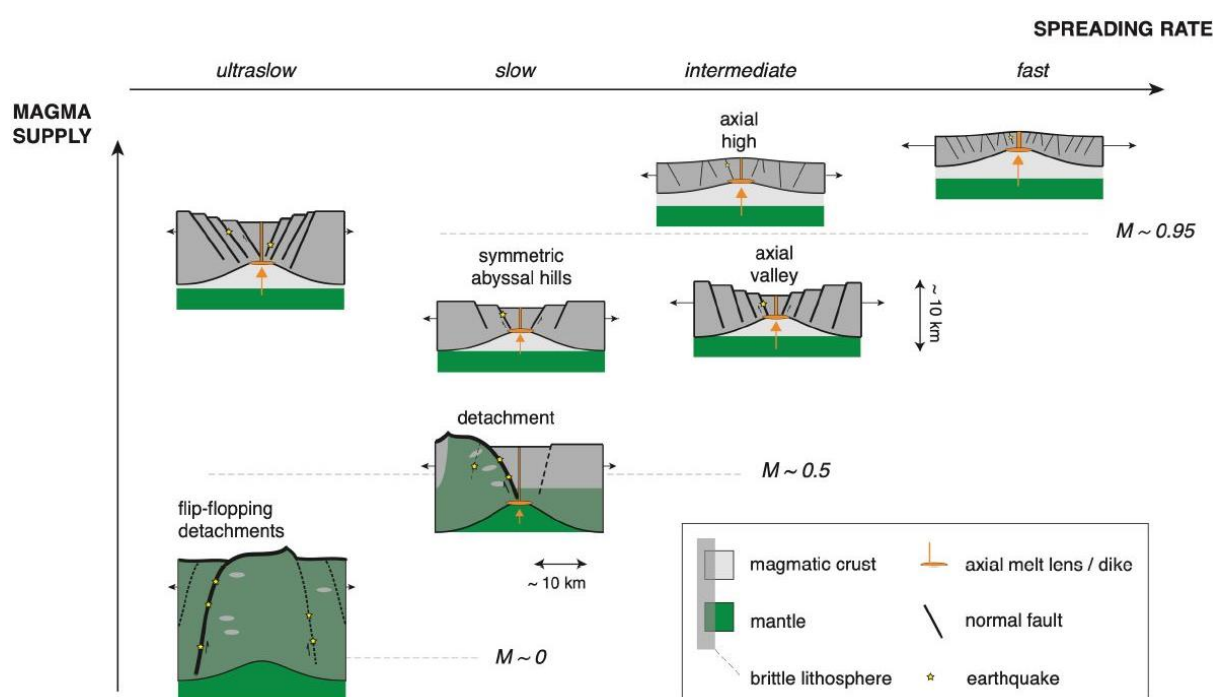


Figure 1.18 : Modes d'accrétion du plancher océanique en fonction du taux d'ouverture et de l'apport magmatique. Le paramètre M correspond à la fraction totale du taux d'expansion accommodée par le magmatisme. D'après Olive, 2023.

La majorité des études menant à ces conclusions ont été effectuées sur des segments magmatiques typiques de dorsales lentes ou ultra-lentes où la température mantellique est relativement constante. Cependant, au niveau des intersections entre les failles transformantes et les dorsales médio-océaniques, la température potentielle du manteau axial varie avec la distance à la faille transformante. Ce manteau « froid » proche de l'intersection influence la quantité de magma produite ainsi que le champ de contraintes local, ce qui impacte aussi bien la construction et la structure de la zone néo-volcanique que la composition des magmas. L'objectif de cette thèse est de mieux

comprendre **comment se construit et évolue la zone néo-volcanique d'une dorsale lente dans un contexte de fort gradient thermique.**

Ce travail porte sur l'intersection entre la faille transformante de la Manche et la dorsale Médio-Atlantique. Cette intersection est un cas d'étude idéal pour étudier l'impact d'un fort gradient thermique sur la construction d'une dorsale, car la faille transformante de la Manche décale l'axe de la dorsale de 900 km, induisant un fort gradient thermique au niveau de l'intersection. Cette étude s'articule autour de deux objectifs principaux. Le premier, par l'étude détaillée de la structure de la zone néo-volcanique, est de **définir les modes de mise en place de la zone néo-volcanique d'une dorsale lente dans un contexte de fort gradient thermique.** Ce travail vise à répondre aux questions suivantes :

- Comment et pourquoi la structure de la zone néo-volcanique évolue-t-elle dans un contexte transitionnel entre une zone quasiment amagmatique et une zone plus volcanique ?
- Comment la tectonique et le volcanisme de la zone axiale interagissent-ils dans l'espace et au cours du temps ?

Le second objectif est de **définir les dynamismes de stockage et d'ascension de magmas dans un contexte de manteau froid et de faibles taux de fusion,** à partir de l'analyse pétrologique et géochimique d'échantillons de basaltes collectés au niveau de cette intersection. Cette partie aborde les questions suivantes :

- Quelle est la dynamique de stockage des magmas ? Des événements d'injection magmatique, de mélange, de refroidissement/réchauffement, de dynamismes internes sont-ils observables ?
- Quelle est l'histoire d'ascension des magmas depuis le réservoir jusqu'à la surface ?
- Existe-t-il une corrélation entre la morphologie des édifices à la surface et la taille et la vie des réservoirs en profondeur ?

Chapitre II : Contexte géologique

II.1. Atlantique Equatorial

L'Atlantique Equatorial se caractérise par une concentration de failles transformantes supérieure à celle observée dans le reste de la dorsale Médio-Atlantique (Mid-Atlantic Ridge, MAR) (Bonatti, 1996). Dans la zone comprise entre 3°N et 3°S, trois grands systèmes transformants sont présents, du Nord vers le Sud : Saint-Paul, Romanche et Chain (Figure 2.1).

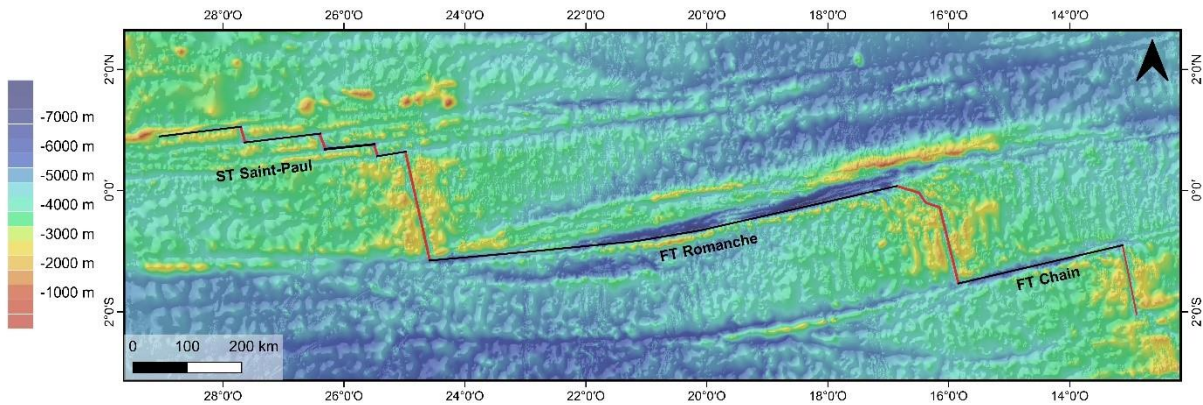


Figure 2.1 : Carte bathymétrique de l'Atlantique Equatorial. La dorsale médio-Atlantique est représentée par le trait rouge, les failles transformantes par les traits noirs. ST pour Système Transformant et FT pour Faille Transformante. Source : GEBCO 2022 Grid.

Le système de Saint-Paul a une structure en-échelon : il est constitué de quatre failles transformantes pour un décalage cumulé de ~580 km, correspondant à une différence d'âge ~40 Ma entre la lithosphère opposée et l'axe de la dorsale (Hekinian et al., 2000; Vincent et al., 2023). La MAR est découpée en trois segments Intra-Transformants, de 10-30 km de longueur (Figure 2.1). La faille transformante nord est caractérisée par la présence de péridotites mylonitisées et serpentinisées exhumées au niveau des îlots de Saint-Paul et Saint-Peter, appartenant à la ride sigmoïdale d'Atobá (Melson et al., 1967; Campos et al., 2010; Maia et al., 2016). Cette ride s'est formée par remontée de la lithosphère océanique le long d'une zone de cisaillement transpressive, formée suite à un changement du mouvement des plaques et à une propagation de l'axe de la dorsale au niveau de la bordure nord du système de Saint-Paul (Maia et al., 2016). Les trois segments intra-transformants montrent un approvisionnement magmatique différent. Le plus septentrional avec une croûte basaltique et des collines abyssales, semble être relativement bien approvisionné en magma (Maia et al., 2014, 2016 ; Vincent et al., 2023). Les segments central et sud, bordés par de grands Oceanic Core Complex (OCC), semblent moins approvisionnés en magma. Sur ces derniers, des

gabbros et de la péridotite serpentinisée ont été collectés (Maia *et al.*, 2014 ; Vincent *et al.*, 2023).

Située quasiment à l'Equateur, la faille transformante de la Romanche est l'une des plus longues failles transformantes de l'océan Atlantique (Figure 2.1). Elle décale l'axe de la MAR de ~900 km, correspondant à une différence d'âge de ~45 Ma. La transformante atteint par endroits 100 km de largeur, elle a une forme lenticulaire bordée par deux vallées transformantes et est fortement déformée (Ligi *et al.*, 2002). Les modèles numériques de Ligi *et al.*, (2002) suggèrent que les transformantes avec plusieurs bordures se développent lorsque la lithosphère au centre du système transformant est froide et épaisse, forçant les failles à se courber pour éviter de couper cette lithosphère froide. De l'activité sismique est présente dans le domaine transformant, lié à des failles normales, suggérant de la transtension. La transpression et la transtension semblent avoir alterné au court du temps, suite à des changements dans la direction d'expansion, entraînant des mouvements verticaux de la lithosphère et la formation des rides transverses présentes dans le domaine transformant (Bonatti *et al.*, 1994; Ligi *et al.*, 2002). La profondeur de la vallée transformante au niveau des bassins nodaux, aux intersections avec l'axe de la dorsale, dépasse les 6000 m et elle atteint au maximum 7800 m de profondeur dans un bassin situé à l'ouest de la RTI est.

L'intersection ouest entre la Romanche et la MAR est orthogonale. La vallée axiale s'approfondit et s'élargit à proximité de l'intersection. Cette dernière est symétrique avec des collines abyssales marquées (Searle *et al.*, 1994), suggérant que la zone est bien approvisionnée en magma. L'intersection est montrée une structure très différente. La zone axiale de la MAR est bien formée jusqu'à environ 80 km au sud de l'intersection, puis se fragmente en segments peu développés, structurés en échelon et disparaît à ~30 km de la bordure de la transformante (Bonatti *et al.*, 1994; Searle *et al.*, 1994). Cette intersection est vue comme une zone très peu magmatique, dominée par un régime tectonique. L'analyse de la structure de cette intersection à partir de données nouvellement acquises montre un contexte plus nuancé (voir chapitre III).

La faille transformante de Chain décale l'axe de la MAR d'environ 300 km (Figure 2.1), ce qui correspond à une différence d'âge de ~20 Ma. La vallée transformante mesure 7 à 20 km de large. Dans cette vallée, des failles sub-parallèles à la direction de la transformante sont présentes ainsi que des structures en fleur (Harmon *et al.*, 2018). Ces structures sont liées à un régime transpressif local, dû à un épaissement de la croûte ou à l'augmentation de la serpentinisation de la croûte et du manteau. Le

segment au nord de la transformante montre une forte productivité magmatique récente, excepté à ~30 km de la faille transformante, où le segment est bordé par un OCC et l'épaisseur de croûte déduite des anomalies gravimétriques (croûte "gravimétrique") est plus fine. La croûte gravimétrique au niveau de la zone axiale du segment situé au sud de la FT Chain est actuellement plus fine mais il n'y a pas d'évidence de failles de détachement au niveau de la RTI. Néanmoins, ces valeurs suggèrent une production magmatique plus faible au sud qu'au nord de Chain (Harmon et al., 2018).

Dans la région Equatoriale de la dorsale Médio-Atlantique, la température potentielle du manteau est depuis longtemps considérée comme étant plus basse que dans les autres parties de la MAR (Bonatti et al., 1993, 2001 ; Schilling et al., 1995). L'axe de la dorsale est en moyenne plus profond que dans le reste de la MAR, avec des profondeurs supérieures à 5000 m observées au niveau de Saint-Paul (Vincent *et al.*, 2023) et une profondeur moyenne d'environ 4000 m pour le segment compris entre les failles transformantes de Romanche et Chain (Bonatti et al., 1996). Des données de tomographie sismique obtenues à partir des ondes S suggèrent l'existence d'une zone où les vitesses sont plus élevées (correspondant à une zone de température plus basse) au niveau du manteau supérieur de l'Atlantique Equatorial (Zhang and Tanimoto, 1992). De même, l'étude des péridotites ainsi que des basaltes collectés dans l'Atlantique Equatorial (entre 5°N et 7°S) montrent des faibles taux de fusion par rapport au reste de la MAR (Bonatti et al., 1993, 2001; Schilling et al., 1995; Seyler and Bonatti, 1997; Hekinian et al., 2000; Brunelli and Seyler, 2010). De récents travaux de sismique au niveau de l'Atlantique Equatorial ont montré que la croûte composant la lithosphère d'âge compris en 8 et 70 Ma, est en moyenne plus fine que dans le reste de la MAR (Marjanović et al., 2020; Vaddineni et al., 2021; Growe et al., 2021; Wang and Singh, 2022). Ces différentes observations suggèrent que le manteau supérieur sous l'Atlantique Equatorial est plus froid que sous les autres portions de la MAR.

La composition chimique des basaltes collectés dans cette zone se démarque des compositions observées le long de la dorsale Médio-Atlantique. A partir des rapports isotopiques en Pb, Sr et Nd, Schilling et al. (1994) ont découpé la région Equatoriale de la dorsale Médio-Atlantique en deux zones : la Zone Equatoriale Nord (North Equatorial Zone, NEZ) comprise entre 5°N-0° et la Zone Equatoriale Sud (South Equatorial Zone, SEZ) comprise entre 0°-7°S (Figure 2.2). La NEZ se caractérise par des échantillons avec des rapports isotopiques élevés en Pb et Sr, bas en Nd, et avec des rapports $(La/Sm)_n$ ainsi que des teneurs en K_2O élevés (Hekinian et al., 2000;

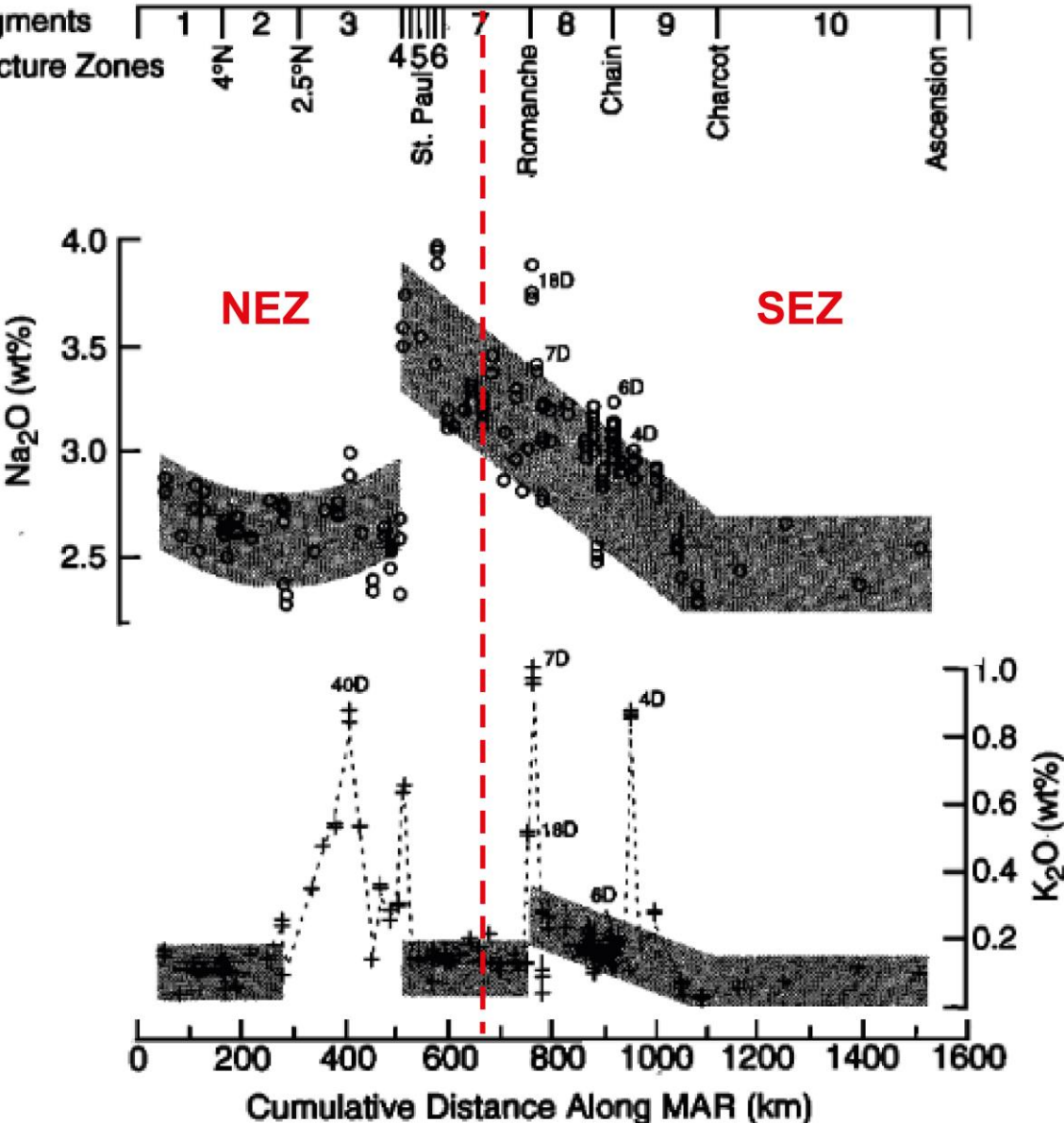
Schilling et al., 1994, 1995). Cette signature enrichie appelée anomalie 1.7°N, est attribuée à l'effet du point chaud de la Sierra Leone. Les teneurs en Na₂O dans cette zone montrent des taux de fusion en moyenne élevés. La NEZ est également marquée par de fortes concentrations en éléments volatiles (H₂O, F et Cl), liées à présence d'un manteau source enrichi (Le Voyer et al., 2015). La corrélation entre les rapports isotopiques du Pb et le rapport F/Zr ainsi que les rapports élevés en F/Zr indiqueraient que la zone est influencée par le point chaud de la Sierra Leone, caractérisé par la signature d'une vieille croûte océanique recyclée dans sa source.

La Zone Equatoriale Sud est caractérisée par une diminution progressive de la teneur en éléments incompatibles (Na₂O, K₂O), des rapports isotopiques en Pb, Sr et Nd ainsi que du rapport (La/Sm)_n entre la faille transformante de la Romanche et celle de Charcot. Une diminution notamment des teneurs en H₂O et du F ont également été reportée entre le sud de l'Equateur jusqu'à 2.5°S. Au sein de cette diminution globale, certains échantillons montrent au contraire des teneurs enrichies, comparables à celles observées dans la NEZ, en Na₂O, K₂O, des rapports isotopiques et en éléments traces élevés, ainsi que des teneurs en volatiles (H₂O, F et Cl) légèrement plus élevées. Ces échantillons enrichis ont été collectés au niveau des intersections entre la dorsale et les failles transformantes de la Romanche et de Chain (Schilling *et al.*, 1994 et 1995). Ce gradient compositionnel résulterait de l'augmentation d'un effet de dilution lié à l'augmentation du taux de fusion depuis l'Equateur, vers le sud, d'un manteau hétérogène comprenant des veines de matériel enrichis. Les veines seraient préférentiellement échantillonnées dans la partie nord de la SEZ où les taux de fusion sont plus faibles que dans la partie sud, ce qui expliquerai le gradient observé entre les failles transformantes de la Romanche et de Charcot (Schilling *et al.*, 1994, Le Voyer *et al.*, 2015). Par ailleurs, les anomalies géochimiques observées autour des failles transformantes de la Romanche et de Chain, seraient corrélées à l'effet de paroi froide effectif au niveau des intersections qui favoriserait l'échantillonnage des veines de matériel enrichis due aux faibles de taux de fusion (Schilling *et al.*, 1994, Le Voyer *et al.*, 2015). La variabilité chimique et isotopique des basaltes échantillonnés au niveau des intersections suggère également que les magmas sont remontés rapidement à la surface, sans être stockés dans des réservoirs et ont été peu affecté par des évènements de mélanges magmatiques (Schilling *et al.*, 1994).

Schilling *et al.* (1994) ont proposé que les hétérogénéités présentent dans le manteau résulteraient de l'influence d'un point chaud autre que celui de la Sierra Leone

également marqué par une signature d'une vieille croûte océanique recyclée dans sa source ou seraient due à la délamination d'un manteau lithosphérique subcontinental.

a



Résumé :

L'Atlantique Equatorial se démarque du reste de la dorsale Médio-Atlantique par plusieurs aspects. D'une part, elle comprend trois des plus grands systèmes transformants affectant la dorsale Médio-Atlantique, que sont Saint-Paul, Romanche et Chain. D'autre part, la profondeur de l'axe dans cette zone, la présence d'une croûte basaltique en moyenne plus fine et des taux de fusion plus faibles que dans la MAR, suggèrent que la température potentielle du manteau est plus basse que dans les autres portions de la dorsale Médio-Atlantique. La composition des basaltes est également différente, la partie nord de l'Atlantique Equatorial étant marquée par une signature enrichie attribuée à l'effet du point chaud de la Sierra Leone. La partie sud est caractérisée par des compositions de basaltes enrichis en éléments incompatibles et volatils, collectés aux intersections entre les failles transformantes de la Romanche et de Chain avec la MAR, issus de la fusion à de faibles degrés d'un manteau hétérogène.

II.2. La faille transformante de la Romanche

II.2.1. L'axe de la dorsale Médio-Atlantique entre les failles transformantes de la Romanche et Chain

Les intersections ouest et est entre la faille transformante de la Romanche et la dorsale Médio-Atlantique ont été explorées lors de différentes expéditions en 1992, 1993 et 1996 comprises dans le projet PRIMAR (Russian-Italian Mid-Atlantic Ridge Project). Au cours de ces expéditions des relevés bathymétriques, gravimétriques et magnétiques ont été effectués, ainsi que des relevés de sismiques réflexion et de l'échantillonnage par dragage (Gasparini *et al.*, 1997 ; Bonatti *et al.*, 1991, 1994, 1996). Bonatti *et al.* (1996) ont décrit la structure du super-segment de l'axe de la MAR compris entre les failles transformantes (FT) de la Romanche et de Chain, qui mesure ~230 km (Figure 2.3). Selon ces auteurs, l'intersection entre la vallée axiale et la FT de la Romanche se découpe en plusieurs segments obliques. Ces auteurs avaient identifié un premier segment volcanique avec une vallée axiale bien développée et dont l'orientation varie depuis ~N160-170°E entre la FT de Chain et 0°15'S, puis ~N110-120°E dans la partie nord de ce segment. La zone axiale est formée ensuite par un second segment à partir de 0°10'S (direction ~N160°E) jusqu'à l'équateur. Puis au niveau de l'équateur, soit à environ 30 km au sud de l'intersection entre la faille transformante et la dorsale, la vallée axiale disparaît. La morphologie de l'intersection

est peu marquée. En effet Bonatti *et al.* (1996) n'ont pas identifié de bassin nodal profond ou de coin interne caractéristiques des RTI. De plus, les auteurs n'ont pas observé d'approfondissement progressif de l'axe de la dorsale à l'approche de la faille transformante. A partir des échantillons dragués la bande de lithosphère de 30 km au sud de la Romanche a été interprétée comme étant composée de manteau serpentinisé recouvert par une fine couche de basalte discontinue (Bonatti *et al.*, 1996).

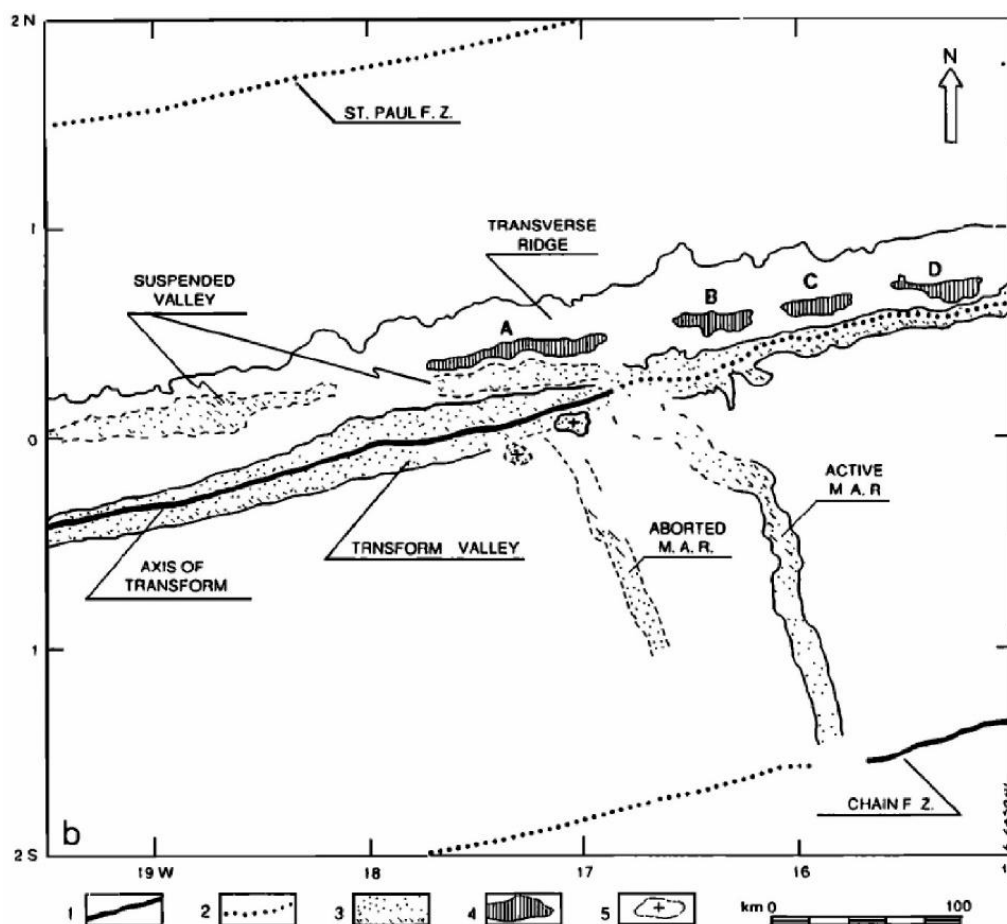


Figure 2.3 : Schéma interprétatif de la partie est de la faille transformante de la Romanche comprenant son intersection avec la dorsale médio-Atlantique et le segment allant jusqu'à la faille transformante de Chain, d'après Bonatti *et al.* (1994). 1, axe de la vallée transformante active ; 2, axe de la zone de fracture inactive ; 3, fond des vallées ; 4, sommets (<2000 m) de la crête de la ride transverse ; 5, coins intérieurs « fossiles ».

II.2.2. Intersection est entre la faille transformante de Romanche et la dorsale Médio-Atlantique

L'intersection est entre la Romanche et la MAR est considérée comme un « point froid » le long de la dorsale, résultat de l'effet de paroi froide induit par le décalage axial (Bonatti *et al.*, 1996, 2001; Ligi *et al.*, 2005), surimposé à la faible température

potentielle du manteau de l'Atlantique Equatorial (Bonatti et al., 1993; Schilling et al., 1995). La diminution de la température potentielle du manteau axial s'accompagne de l'épaississement de la lithosphère axiale, ainsi que d'une faible production magmatique. Cet effet diminue avec la distance à la faille transformante (Fox and Gallo, 1984). De plus, une variation de la composition des basaltes est attendue avec le rapprochement à la transformante (Fox and Gallo, 1984; Hekinian and Thompson, 1976; Phipps Morgan and Forsyth 1988). Cette variabilité peut être due à de faibles taux de fusion associés à la diminution de la température mantellique, et à l'approfondissement de la zone de fusion (proche de la zone de stabilité du grenat) à proximité de la faille transformante. Les faibles taux de fusion observés proche des intersections peuvent également favoriser l'échantillonnage de petites hétérogénéités mantelliques (Bender et al., 1984).

Ligi *et al.*, (2005, 2008) ont modélisé l'effet du refroidissement du manteau pour un décalage similaire à celui de la Romanche. Ils ont comparé leurs résultats avec la composition des basaltes collectés le long du segment depuis la FT de la Romanche jusqu'à ~220 km au sud. D'après les modèles, le domaine de la zone axiale impacté par ces effets est compris entre l'intersection et environ 80 km au sud (Figure 2.4). Ces modèles permettent d'estimer l'extension de cet effet, ainsi que l'impact sur la fusion partielle et la distribution de l'H₂O avec la distance à la faille transformante (Figure 2.5). Les modèles suggèrent une forte diminution de la production de la croûte basaltique à l'approche de la transformante, avec une bande de 30-40 km sans fusion partielle (Figures 2.4 et 2.5 b). Ces résultats concordent avec les données sismiques de Gregory et al. (2021) qui ont mis en avant la présence d'une croûte d'épaisseur variable sur le flanc ouest de la dorsale (3,5-6 km) à 60 km de l'axe, au sud de la transformante. A proximité de la FT, la région de fusion devient plus petite, asymétrique et les taux maximums de fusion diminuent également rapidement (~8 % à 50 km de l'intersection, contre ~16 % à ~100 km, figure 2.4) (Ligi et al., 2005, 2008). Les auteurs proposent que la fusion proche de la faille transformante ne puisse se produire que dans des conditions hydratées. La présence d'eau a pour conséquence un approfondissement de la zone de fusion, comprise entre ~60 et 80 km de profondeur, soit dans la zone de stabilité du grenat. Ceci est cohérent avec les fortes teneurs en H₂O mesurées dans les verres basaltiques et les forts rapports (Sm/Yb)_n caractéristiques de fusion dans la zone de stabilité du grenat (Ligi et al., 2005) (Figure 2.5 d-e)

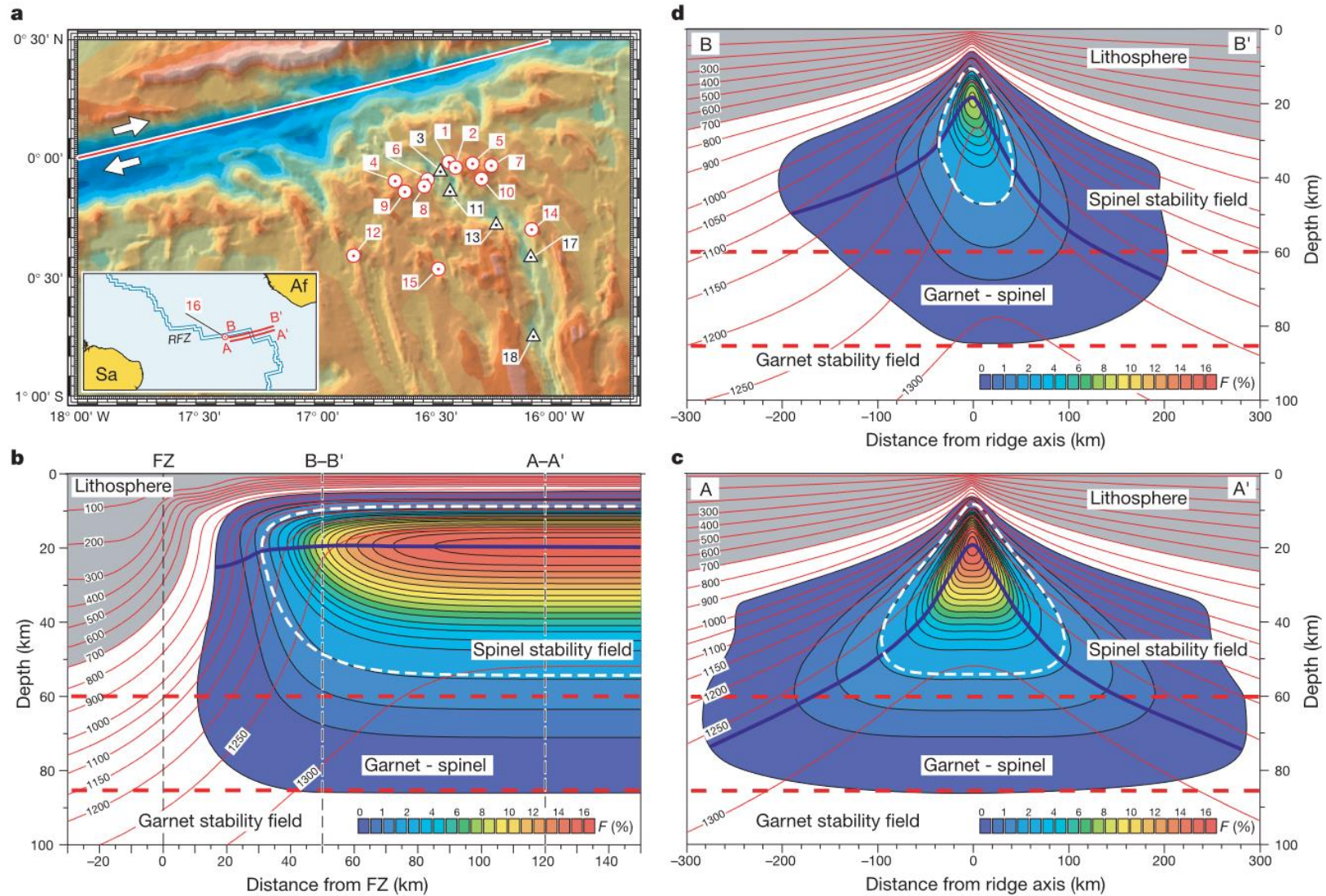


Figure 2.4 : a Topographie de l'intersection est entre la faille transformante de la Romanche et la dorsale Médio-Atlantique. Les profondeurs varient entre 7800 m (bleu foncé) et 1000 m (gris clair). Le trait rouge et les flèches blanches représentent l'axe de la faille transformante et la direction du décalage. Les points

rouges et les triangles noirs représentent la localisation d'échantillons de basaltes. Dans l'insert : RFZ, Romanche fracture zone ; les sections A-A' et B-B' sont celles présentées dans les figures **b**, **c** et **d**. **b** Modèle prédictif de la production de liquide magmatique généré le long de l'axe entre l'intersection, jusqu'à 140 km au sud. L'échelle de couleur correspond à la fraction F de liquide prédite. La ligne blanche en pointillé marque la région de fusion anhydre. La ligne violette marque la limite supérieure de la zone de production de liquide. Les lignes tiretées rouges symbolisent les limites des zones de stabilités du spinelle et du grenat. Les lignes rouges indiquent les isothermes (en °C). **c** et **d** section perpendiculaires montrant la fraction de liquide générée à l'axe de la dorsale à respectivement 120 km et 50 km de l'intersection. D'après Ligi et al. (2005).

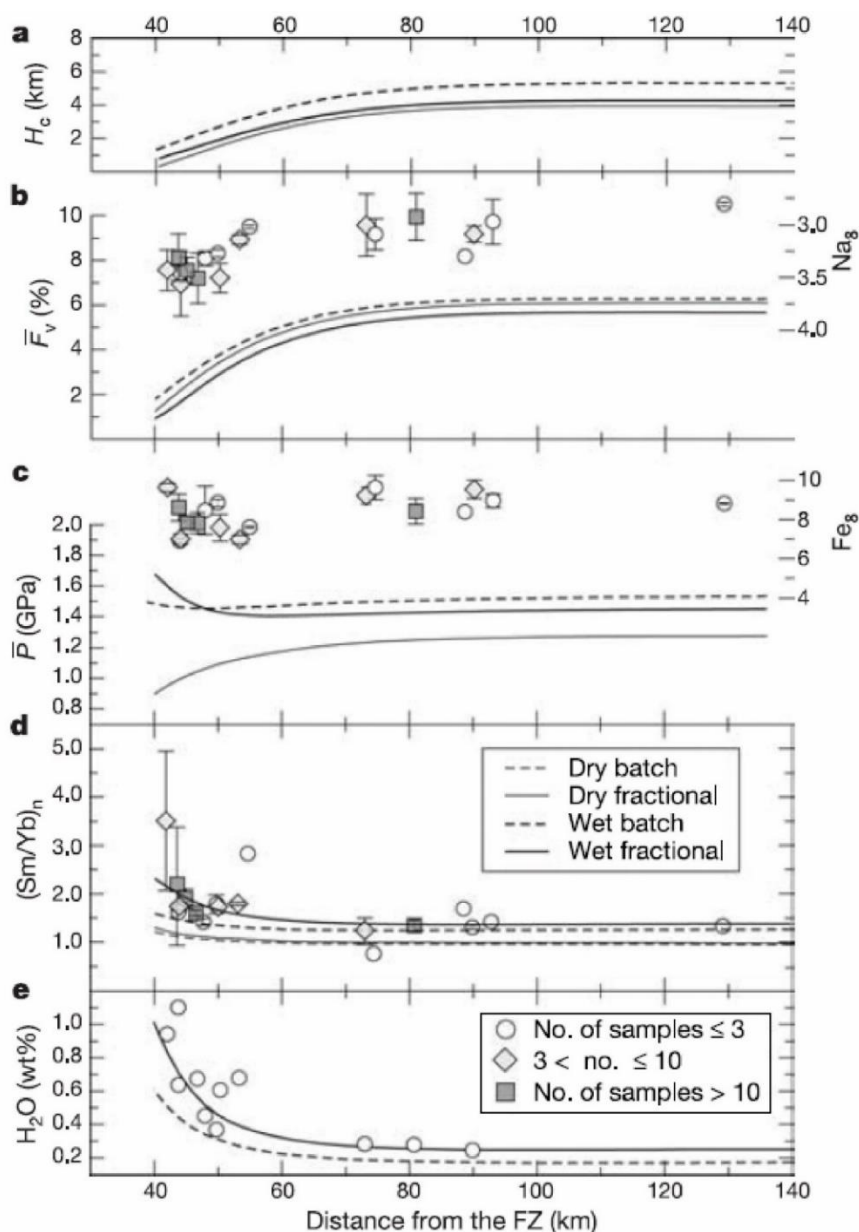


Figure 2.5 : Comparaison entre les paramètres de fusion prédits pour la zone axiale (épaisseur crustale, degré de fusion moyen, pression moyenne de fusion, $(Sm/Yb)_n$ normalisé aux chondrites et teneur en H_2O , lignes) et les compositions mesurées des MORBs collectés le long de l'axe (Na_8 , Fe_8 , $(Sm/Yb)_n$ normalisé aux chondrite et H_2O , symboles). **a**, épaisseur crustale. **b**, degré de fusion moyen et Na_8 . **c**, pression moyenne de fusion et Fe_8 . **d**, $(Sm/Yb)_n$ prédit et mesuré. **e**, teneur en H_2O prédite et mesurée. D'après Ligi et al. (2005).

II.3. La campagne SMARTIES

L'intersection est entre la faille transformante de la Romanche et la MAR a été explorée en 2019, lors de la campagne en mer SMARTIES (Smooth regions at the Mid-Atlantic Ridge Transform-Intersections under Extreme thermal gradientS) (Maia *et al.*, 2019a). La campagne a eu lieu à bord du navire *Pourquoi Pas ?*, de la Flotte Océanographique Française (FOF).

Les objectifs de cette campagne étaient d'explorer l'axe de la dorsale Médio-Atlantique à son intersection est avec la faille transformante de la Romanche, afin de mieux comprendre le régime thermique présent dans un domaine transformant complexe. Comme expliqué dans les paragraphes précédents, cette intersection est sous l'influence d'un fort gradient thermique, du fait du grand décalage induit par la Romanche. Un des objectifs était de compléter la cartographie de la zone aussi bien à l'échelle régionale que locale, pour identifier l'axe de la dorsale et étudier la variation du style tectonique et du volcanisme avec la distance à la faille transformante. La collecte d'échantillons bien localisés, à l'aide du submersible Nautilie constituait également un des objectifs de la campagne. Le but était d'étudier à la fois la composition des roches ainsi que leurs propriétés rhéologiques, d'une part, pour mieux comprendre l'origine du magmatisme alcalin décrit dans la zone et d'autre part, en intégrant ces données avec des relevés géophysiques, pour mieux comprendre les interactions entre magmatisme et tectonique.

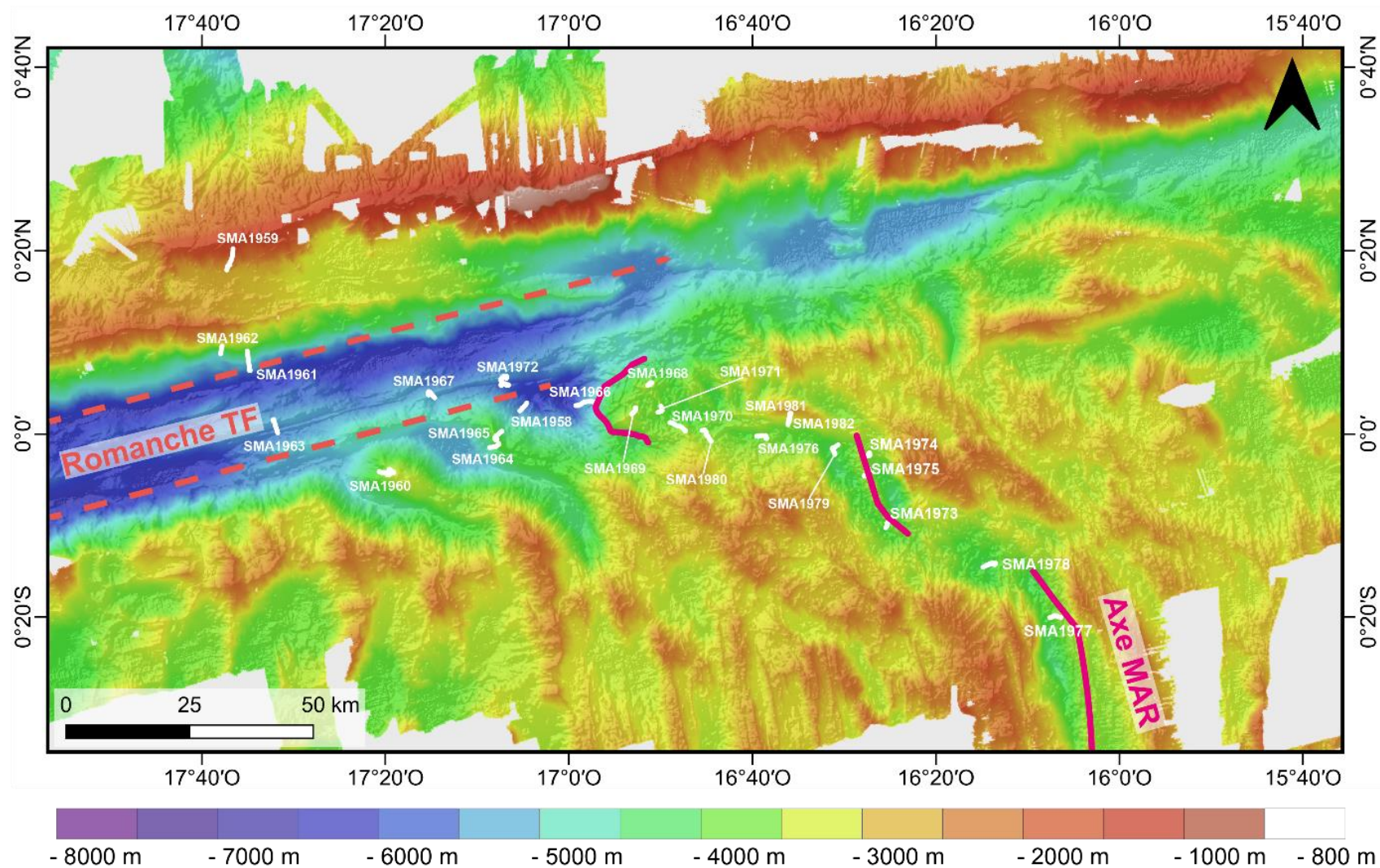


Figure 2.6 : Carte de localité des 25 plongées Nautilus représentées par les tracés blancs, réalisées lors de la campagne SMARTIES. Les lignes roses représentent l'axe de la dorsale et les tirets rouges délimitent la vallée de la faille transformante. Compilation des données bathymétriques obtenues avec les campagnes SMARTIES et ILAB-SPARC (Singh, 2018), résolution 20 m.

Durant la campagne SMARTIES, la cartographie de surface a été réalisée avec l'échosondeur du navire permettant d'améliorer les données bathymétriques (Figure 2.6). Des données de réflectivité, gravimétriques et magnétiques ont également été collectées. De plus, 25 plongées ont été réalisées avec le sous-marin habité Nautille dans la partie est de la vallée et sur le mur de la faille transformante, à l'intersection et le long de l'axe de la dorsale (Figure 2.6). Lors des deux dernières plongées, un site hydrothermal éteint a été découvert, sur lequel des coquilles de moules ont été récoltées. Au cours des plongées, des vidéos et photographies ont été captées permettant de cartier de manière précise les failles, la déformation et le volcanisme avec la distance à la faille transformante. Au total 433 échantillons ont été collectés au cours des plongées, majoritairement des basaltes et des péridotites (Figure 2.7).

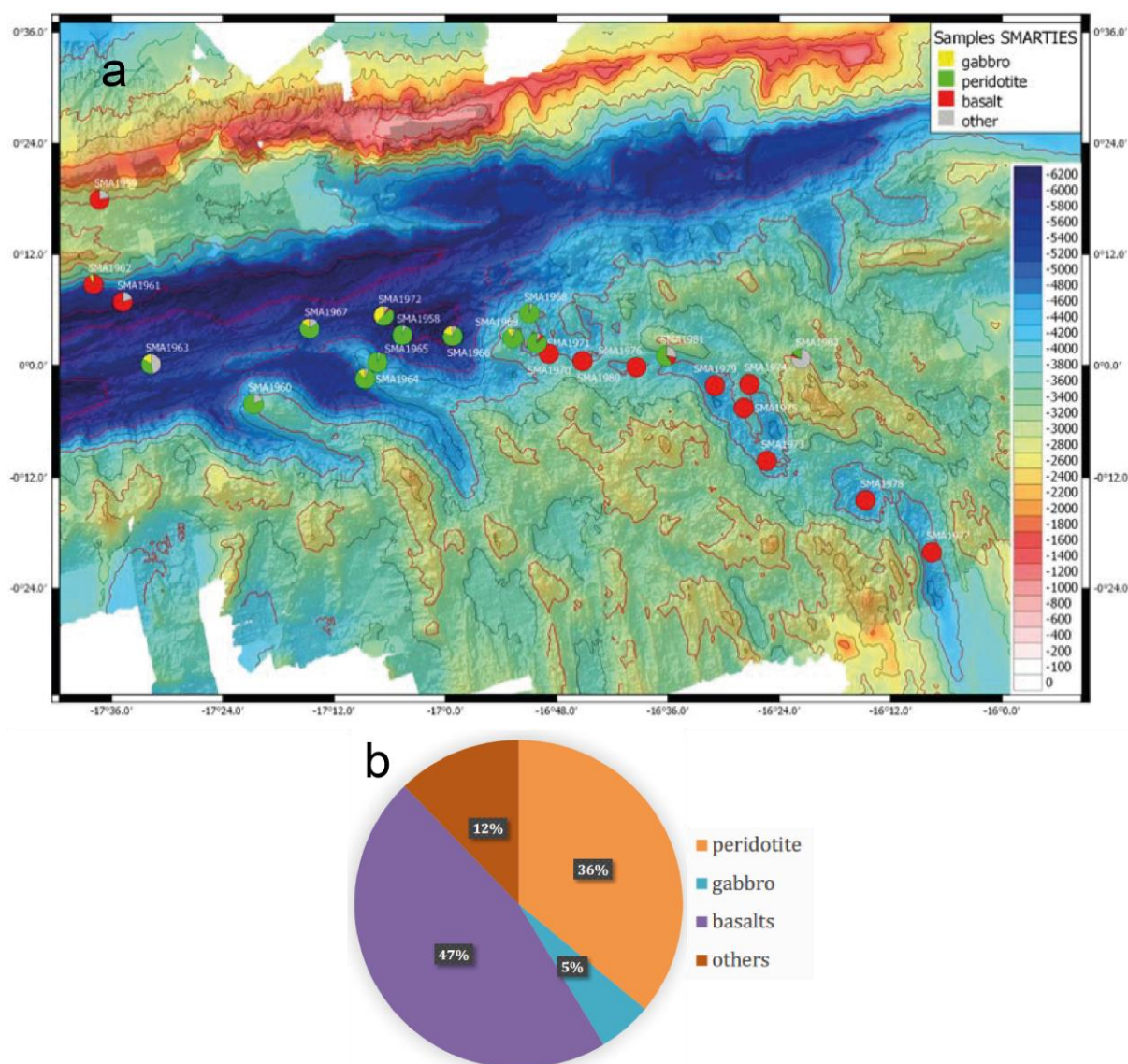


Figure 2.7: **a** Répartition de la nature des échantillons collectés dans chacune des plongées. **b** Compilation des données bathymétriques obtenues avec les campagnes SMARTIES et ILAB-SPARC,

résolution 150 m. **b** Répartition des lithologies des échantillons collectés lors de la campagne. Modifiés d'après Maia et al. (2019b).

La composition des verres basaltiques des échantillons collectés durant la campagne SMARTIES et certains issus de précédentes campagnes ont fait l'objet de récents travaux de thèse (Verhoest, 2022). Cette étude a mis en avant que la variabilité des compositions des basaltes, allant de N-MORB à E-MORB et jusqu'aux compositions alcalines, augmente avec la diminution de la température potentielle du manteau en se rapprochant de la transformante. Les basaltes alcalins ont des compositions similaires à celles observées au niveau des points chauds, ce qui est surprenant, compte tenu de l'éloignement de la zone par rapport aux point chauds connus. Les analyses des éléments majeurs et traces montrent que les basaltes sont issus de mélanges entre des liquides dérivés d'un manteau péridotitique appauvri et des liquides dérivés d'un matériel pyroxénitique à grenat contenant parfois de faibles quantités de phases riches en potassium (phlogopite) (Verhoest, 2022). Les données isotopiques montrent également le mélange de différents composants mantelliques type HIMU, EMII et de manteau ultra-appauvri.

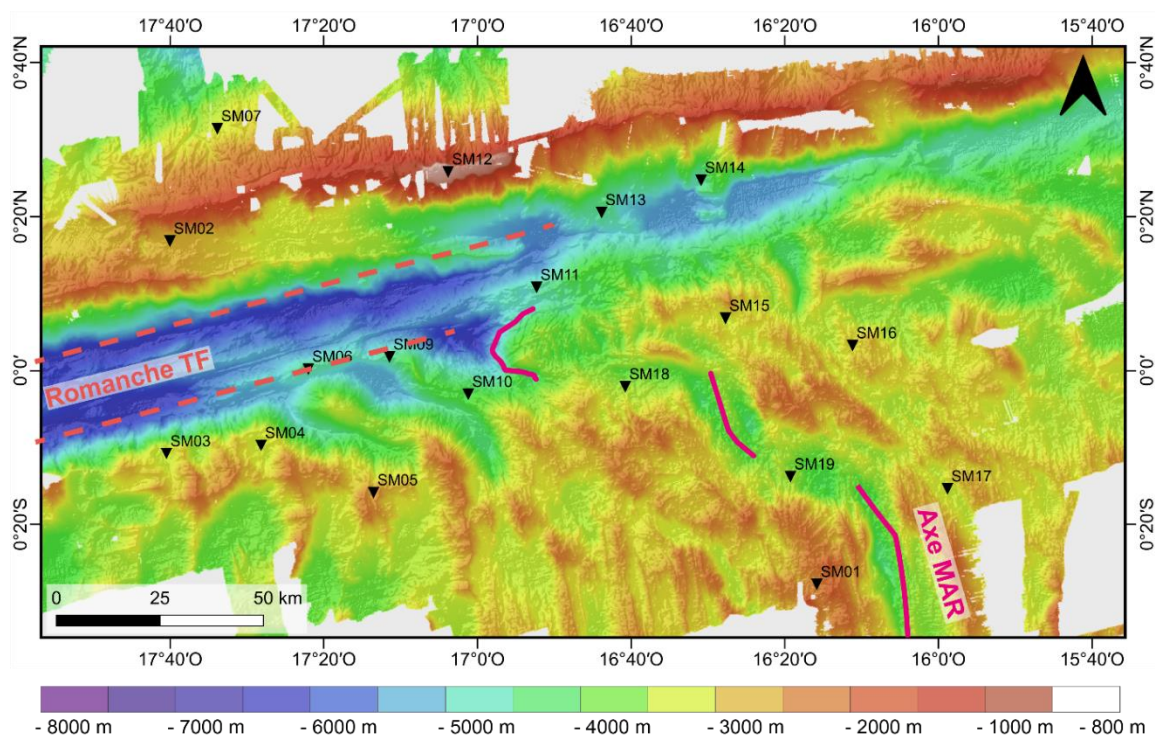


Figure 2.8 : Carte de localité des 19 OBS, représentés par les triangles noirs, déployés lors de la campagne SMARTIES. Les lignes roses représentent l'axe de la dorsale et les tirets rouges délimitent la faille transformante. Compilation des données bathymétriques obtenues avec les campagnes SMARTIES et ILAB-SPARC (Singh, 2018), résolution 20 m.

Par ailleurs, lors de la campagne, 19 OBS (ocean-bottom seismometer) ont été déployés pendant les cinq semaines de campagne sur la zone (Figure 2.8). L'objectif de ce déploiement était d'enregistrer la sismicité et micro-sismicité dans la faille transformante, à l'intersection et le long de l'axe. La micro-séismicité profonde enregistrée au niveau de la faille transformante a permis de mieux comprendre la structure thermique le long de la partie est de la Manche (Yu *et al.*, 2021). Les données de micro-séismicité sont toujours en cours d'étude, les résultats obtenus montrent l'enregistrement de séismes profonds (10-20 km), sous un segment de la dorsale à environ 30 km au sud de l'intersection. Ces microséismes pourraient traduire la présence de magma sous ce segment (Z. Yu, communication personnelle).

Chapitre III : Structure de la zone néo-volcanique et datations

III.1. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude morpho-structurale de la zone néo-volcanique de la dorsale Médio-Atlantique depuis son intersection avec la faille transformante de la Romanche jusqu'à ~120 km au sud. Il est présenté sous forme d'un article soumis à « Geophysical Research - Solid Earth ». Ce travail se base sur l'analyse de modèles numériques de terrain bathymétriques de 20 m de résolution, des mosaïques de réflectivité de 10 m de résolution et neuf vidéos de plongées Nautille. A partir de l'interprétation de ces différentes données trois types de cartes ont été réalisées :

- Des minutes de plongées intégrant les différents types de fond (coulées de lave, talus, sédiments), les structures tectoniques (failles, fractures) ainsi que les directions d'écoulement des coulées observés pendant les plongées.
- Des cartes géologiques à l'échelle des plongées. Elles intègrent les observations de plongées (type de fond, failles) ainsi que les données bathymétriques utilisées pour définir les édifices volcaniques (volcans, rides allongées, terrasses) et les failles et la réflectivité utilisée comme proxy de l'épaisseur de sédiments. L'épaisseur de sédiments décrites dans les plongées et estimée avec la réflectivité ont été utilisées comme proxy pour définir des âges relatifs de volcanisme.
- Des cartes géologiques à l'échelle des segments et discontinuités. Ces cartes combinent les données bathymétriques, de réflectivité et les observations de plongée. Comme pour les cartes à l'échelle des plongées, les édifices volcaniques, les failles et les âges relatifs du volcanisme sont représentés.

L'interprétation de ces cartes a servi de base pour la description et l'analyse de l'évolution de la structure de la zone néo-volcanique avec la distance à la faille transformante et dans le temps. Ces observations ont été complétées avec la quantification de la morphologie des volcans (hauteur, diamètres à la base et au sommet, surface à la base, volume) et la surface des rides allongées. Quatre échantillons de basaltes ont été datés par la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, afin d'apporter des limites sur la durée des épisodes volcaniques.

III.2. A deep dive into a ridge-transform fault intersection: volcano-tectonic relationships in an enhanced cold-edge effect at the Romanche Fracture Zone

Léa Grenet¹, Marcia Maia¹, Cédric Hamelin², Anne Briais¹, Hervé Guillou³, Vincent Scao³, Daniele Brunelli^{4,5}

¹*Geo-Ocean UMR6538, Ifremer, CNRS, UBO, UBS, Plouzané, France*

²*Independent scholar, marinegeosciences.com, Søndre Skogveien 7, 5055 Bergen, Norway*

³*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Bât 714, CEA-Orme des merisiers, RD 128, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France*

⁴*Università di Modena e Reggio Emilia, Modena, Italy*

⁵*Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, USA.*

Key points

- Due to the large offset of the Romanche Transform Fault the cold edge effect at the intersection with Mid-Atlantic Ridge extends over 80 km
- Despite the extreme cooling, volcanic structures are observed along the ridge axis as close as 10 km from the Ridge-Transform Intersection
- Orientation of faults and volcanic structures depends on the thickness lithosphere, the component of shear stress and local magma supply

III.2.1. Abstract

At mid-ocean ridges, the temperature of the mantle controls the magma supply, and influences the structure of the neo-volcanic areas. We present a study of the eastern intersection between the Romanche transform fault (TF) and the adjacent spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge. We focus on the construction of the axial domain, and the spatial and temporal volcano-tectonic interplays in the context of strong thermal gradient. We analyzed submersible dives videos, bathymetry and backscatter maps collected during the SMARTIES cruise, to produce geological maps and quantify the morphology of volcanoes and the density of seamounts. Selected basalt samples were dated by ⁴⁰Ar/³⁹Ar method to constrain the geological observations on volcanic

activity. First volcanic clusters are observed about 20 km of the ridge-transform intersection and are affected by faults 40–50° oblique to the spreading direction. Located at ~30 to 55 km from the TF, the first volcanic segment (RC2) displays a robust volcanic ridge and large volcanoes. It is affected by faults slightly oblique or normal to the spreading direction. The second volcanic segment, RC3, starting ~80 km from the Romanche TF, is orthogonal to spreading. The fault orientation varies from oblique to normal to spreading with increasing distance from the transform fault. This attests for the decrease of the transform-related shear stress component and the thinning of the axial lithosphere southward. Despite its proximity to the intersection, the segment RC2 displays more numerous, and larger seamounts than RC3 that might result from the thickness of the lithosphere.

III.2.2. Plain language summary

The oceanic crust forms at mid-ocean ridges by melting of the Earth's mantle. The structure of the ridges depends mainly on mantle temperature and quantity of magma produced. To better understand the construction modes of ridges and their evolution through time as function of the mantle temperature, we studied the first 120 km of the Mid-Atlantic Ridge axis from its eastern intersection with the Romanche transform fault. This area is characterized by a progressive decrease of the mantle temperature towards the transform fault. We mapped the structure of the seafloor by combining submersible dives videos, interpretation of bathymetry and backscatter maps collected during SMARTIES cruise, identification of volcanoes, faults and estimate of the sedimentary cover. To define the timing of volcanic events, samples of basalts were dated. Based on the bathymetric maps we show that the direction of faults changes, becoming more normal to spreading with the distance from the transform fault, due to mantle temperature variation. Despite the cold mantle, volcanic clusters are present near the transform fault. The volcanic segment closest to the transform fault appears to have larger and more numerous seamounts than the one located further away, possibly because the latter is less supply by magma.

Keywords

Mid-Atlantic Ridge; Romanche Transform Fault; neo-volcanic zone; cold mantle; volcano-tectonic processes; magma supply; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating.

III.2.3. Introduction

The building of the neo-volcanic zone (NVZ) composing the axis of the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge (MAR) (full spreading rate ~ 28 mm/yr in the study area; (DeMets & Merkouriev, 2019) has been the subject of numerous studies (Bideau et al., 1998; Briais et al., 2000; Brown & Karson, 1988; Gràcia et al., 1998; Karson et al., 1987; Kong et al., 1988; Parson et al., 1993; Searle et al., 2010; Sempéré et al., 1993; Smith & Cann, 1992; Yeo et al., 2013). These works build a picture of two competing processes at the ridge axis: 1) magmatic building, characterized by the construction of volcanoes and narrow volcanic ridges, and 2) tectonic extension, when the seafloor is affected by faults and fractures.

Transform faults (TF) intersect the Mid-Atlantic Ridge at the so-called ridge-transform intersections (RTI) (Allerton et al., 1995; E. Bonatti et al., 1996; Karson & Dick, 1983; Lawson et al., 1996; Mamaloukas-Frangoulis et al., 1991; OTTER et al., 1984). Fox and Gallo (1984) described the general characteristics of slow-spreading RTIs. They interpreted the RTI morphology to be controlled by the juxtaposition of an old, cold and thick lithosphere against the young, hot and thin lithosphere of the spreading ridge axis. Fox and Gallo (1984) suggest that, this contact could lead to the cooling of the mantle beneath the ridge axis and to the thickening of the axial lithosphere. At the vicinity of the transform fault, this "cold edge effect" has been suggested to limit the partial melting and the quantity of magma supply, resulting in a thinner basaltic crust (Fox & Gallo, 1984; Phipps Morgan & Forsyth, 1988). The thickening of the young lithosphere could lead to the formation of a weld between the upper mantle on either side of the transform, creating a shear couple between the two plates. This linkage would be the cause of the reorientation of the minimum horizontal stress from normal to oblique to the spreading direction approaching the transform fault (Fox & Gallo, 1984).

The Romanche transform fault offsets the MAR axis, in a sinistral way, by ~ 900 km, with a lithospheric age contrast of ~ 45 Myr at the intersections (Figure 1). Hence, a strong thermal cold-edge effect is expected (Bonatti et al., 1996; Ligi et al., 2005). Previous studies on the eastern intersection of the TF with the MAR showed an unusual pattern with a highly oblique en-echelon structure and a poorly defined NVZ from the RTI to ~ 30 km south of it (Bonatti et al., 1996). Low degrees of melting were estimated from the peridotites and basalts collected in this intersection and in the Equatorial MAR (Bonatti et al., 1993; Schilling et al., 1995). The axis of the MAR is

deeper in the Equatorial zone, and S-wave tomographic models suggest the presence of a high-velocity zone (i.e. low temperature) in the upper mantle in the Equatorial region (Zhang & Tanimoto, 1992). All these observations suggest that the upper mantle in the Equatorial MAR is cooler than in the rest of the MAR (Bonatti et al., 1993; Schilling et al., 1995). The Eastern Romanche Ridge Transform Intersection (ERRTI) is influenced by the combination of the strong cold-edge effect with a regional thermal minimum in the Equatorial Atlantic, both effects decreasing with the distance from the transform fault. At this spreading rate such a thermal setting results in extremely low melt rates and the decrease of the magma supply towards the transform fault (Bonatti et al., 1996; Ligi et al., 2005). It appears to have been a steady-state condition for a large part of the Romanche life span (Bonatti et al., 2001). Recent studies documented slightly thinner than normal, 8–70 Myr-old crust in the area (Mamaloukas-Frangoulis et al., 1991; Wang & Singh, 2022). However, the structure of the present-day NVZ was not described in detail and the impact of the thermal gradient on the mode of building of the axial domain is poorly known. This study brings new constraints on the interplays between volcanic and tectonics through space and time under a transitional melt regime, from nearly amagmatic at the RTI towards a more magmatic one away from the transform fault.

We interpreted bathymetric and backscatter data collected during the SMARTIES (Maia *et al.*, 2019a) and ILAB-SPARC (Singh, 2018) cruises, combined with observations from Nautilie submersible dives. The dives on the NVZ were performed during the SMARTIES cruise, and distributed along the axis from ~10 km south of the transform fault to ~80 km away from it (Figure 2). We estimated the along-axis variations of the magmatic supply from the structure of the axis, the size and shape of volcanic edifices and the fault orientation. Based on visual (dive videos) or echosounder (backscatter) assessment of sedimentary thickness we also determined a relative chronology of volcanic activities, confirmed by absolute dating of four basaltic samples.

III.2.4. Geological setting

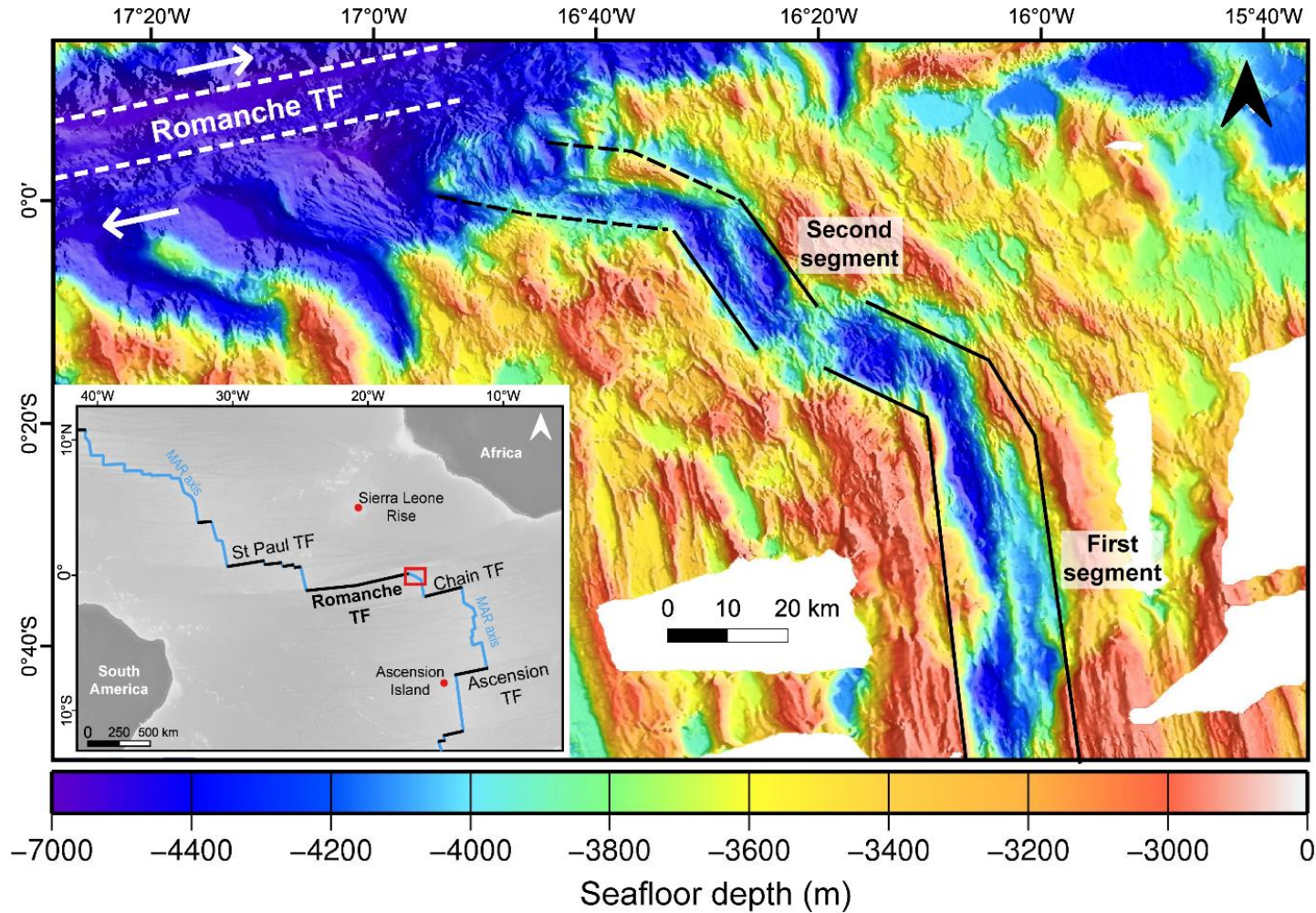


Figure 3.1: Bathymetric map of the ERRTI, combining swath bathymetry collected during the SMARTIES cruise and previous cruises, with a 150 m grid resolution. The segments described by Bonatti et al. (1996) are marked by black lines, and the diffuse ridge-transform intersection by the black dotted lines. Boundaries of the Romanche transform fault shear zone are highlighted by white dotted lines and the white arrows indicate the direction of plate motion. Inset: location of the Romanche TF and other main transform faults in the Equatorial Atlantic (black lines). The eastern intersection between the MAR (blue line) and the Romanche TF is delimited by the red rectangle. The red dots are hotspot locations from the literature. TF: Transform fault. Inset source: GEBCO 2022 Grid.

The Romanche transform fault, located in the Atlantic Ocean close to the Equator, is one of the longest transform faults in the world. The axis of the MAR offsets by the Romanche is not influenced by hotspots, the closest ones being the Sierra Leone hotspot in the north (~ 700 km, $20^{\circ}43'W$, $5^{\circ}00'N$) and the Ascension hotspot in the south (~ 900 km, $14^{\circ}22'W$, $7^{\circ}57'S$) (Figure 1). The Chain TF, located ~ 230 km south of Romanche, offsets the MAR axis by 300 km, or ~ 20 Myr. The super-segment of the MAR axis between the Romanche and Chain transform faults is composed of different segments. The southernmost segment, extending from the Chain TF to $0^{\circ}15'S$ has been described as a typical MAR segment displaying an active spreading center with recent volcanic constructions (Bonatti et al., 1996; Harmon et al., 2018). The orientation of this segment is $\sim N160-170^{\circ}E$ and its northern part shows directions $\sim N110-120^{\circ}E$ (Bonatti et al., 1996). A second segment was identified by Bonatti et al. (1996), located between $0^{\circ}10'S$ and the Equator, with an orientation of $\sim N160^{\circ}E$ (Figure 3.1). Then at the Equator, namely at 30 km south of the ridge-transform intersection, the axial valley disappears. The morphology of this intersection was poorly defined, since no deep active nodal basin or high inside corner were identified (Bonatti et al., 1996). Contrary to what was described near other Mid-Atlantic RTIs, no progressive deepening of the seafloor as the ridge approaches the transform fault has been observed. Based on a limited number of dredged samples, the 30 km-wide band was interpreted as consisting of serpentized mantle overlaid by a thin and discontinuous basaltic crust (Bonatti et al., 1996). These observations combined with the study of peridotites and basalts collected in this intersection suggest low degrees of melting, with a predominant amagmatic extension (Bonatti et al., 1996; Bonatti et al., 1993; Schilling et al., 1995).

Ligi et al. (2005, 2008) modeled the effect of mantle cooling for an offset similar to that of the Romanche, to estimate the extent of the cold-edge effect. They compared their results with the composition of basalts collected along the MAR from the Romanche TF to ~ 220 km to the south. The models suggest a strong decrease in the production of the basaltic crust as the transform approaches, with a range of 30–40 km from the TF without any partial melting, which is consistent with Bonatti et al. (1996) observations. This result is also consistent with that of a recent seismic survey by Gregory et al. (2021), located at ~ 60 km west from the RTI which highlighted the presence of a crust only 3.5–6 km thick to the south of the TF, and suggested the presence of gabbros and peridotite in the upper and lower crust. The ERRTI was surveyed with a network of ocean-bottom seismometers (OBS) installed during the

SMARTIES cruise. Velocity anomalies obtained from the OBS data show that in the RTI the mantle is weakly serpentinized and that at the axis of the MAR, the accretion is dominated by magmatism (Yu *et al.*, 2023).

III.2.5. Data acquisition and analysis methods

Two scales of observations are combined to describe the structure of the RTI and the volcanic axis: segment and outcrop scales. The general shape of the axial ridge, the faults and volcanic edifices can be derived from the segment-scale analysis, based on bathymetric and backscatter data. The morphology and size of volcanoes, as well as the density of seamounts can also be determined from those data (Magde & Smith, 1995; Mendel *et al.*, 1997; Smith *et al.*, 1995; Smith & Cann, 1992). Direct observations of the seafloor, using submersible dives allow us to describe the lithologies and the direction of local faults and fractures. The sediment cover observed during dives and/or estimated as a function of the backscatter intensity is a proxy of relative ages of the seafloor (Cann & Smith, 2005; Mitchell, 1993; Yeo *et al.*, 2016).

III.2.5.1. Bathymetry and backscatter data

Bathymetric data were collected during the SMARTIES cruise (Maia *et al.*, 2019a and 2019b), on board R/V *Pourquoi Pas ?*, with the multibeam echo sounder RESON 7150. The sounding parameters used were: the frequency of 12 kHz for the expected depth range including depths larger than 6000 m, with 630 beams (1°x1°) across a 120° opening, to optimize the cross-track resolution (~5–15 m for seafloor depths of 2000–6000 m). The vertical depth resolution of the echosounder is ~10 m at these depths. The ship speed varied from 10 knt for most of the profiles to 5 knt along some tracks, to ensure an improved resolution in areas where the submersible dives were planned. The bathymetric data were processed with the Globe software (IFREMER) and combined with bathymetry data acquired during the ILAB-SPARC cruise with the same sensor (Singh, 2018). These data were used to create grids of the Romanche RTI and the MAR axis south of it with a grid step down to 20 m (Figure 3.2 a).

Backscatter data were compiled into mosaics at 10 m resolution with SonarScope software (IFREMER). Backscatter mosaics are corrected for the incidence angle dependence related to the system directivity pattern. Reflectivity intensity depends on the incidence angle (topography), the surface roughness (micro-topography) and the nature of the seafloor (sediments, lava flows or scree) (Jackson *et al.*, 1986; Lurton *et al.*, 2015). The backscatter intensity is used as a proxy for the sediment thickness, and

thus for the relative age of the terrain. In our mosaics, high backscattering is shown in light gray, while low backscattering is shown in dark gray (Figure 3.2 b).

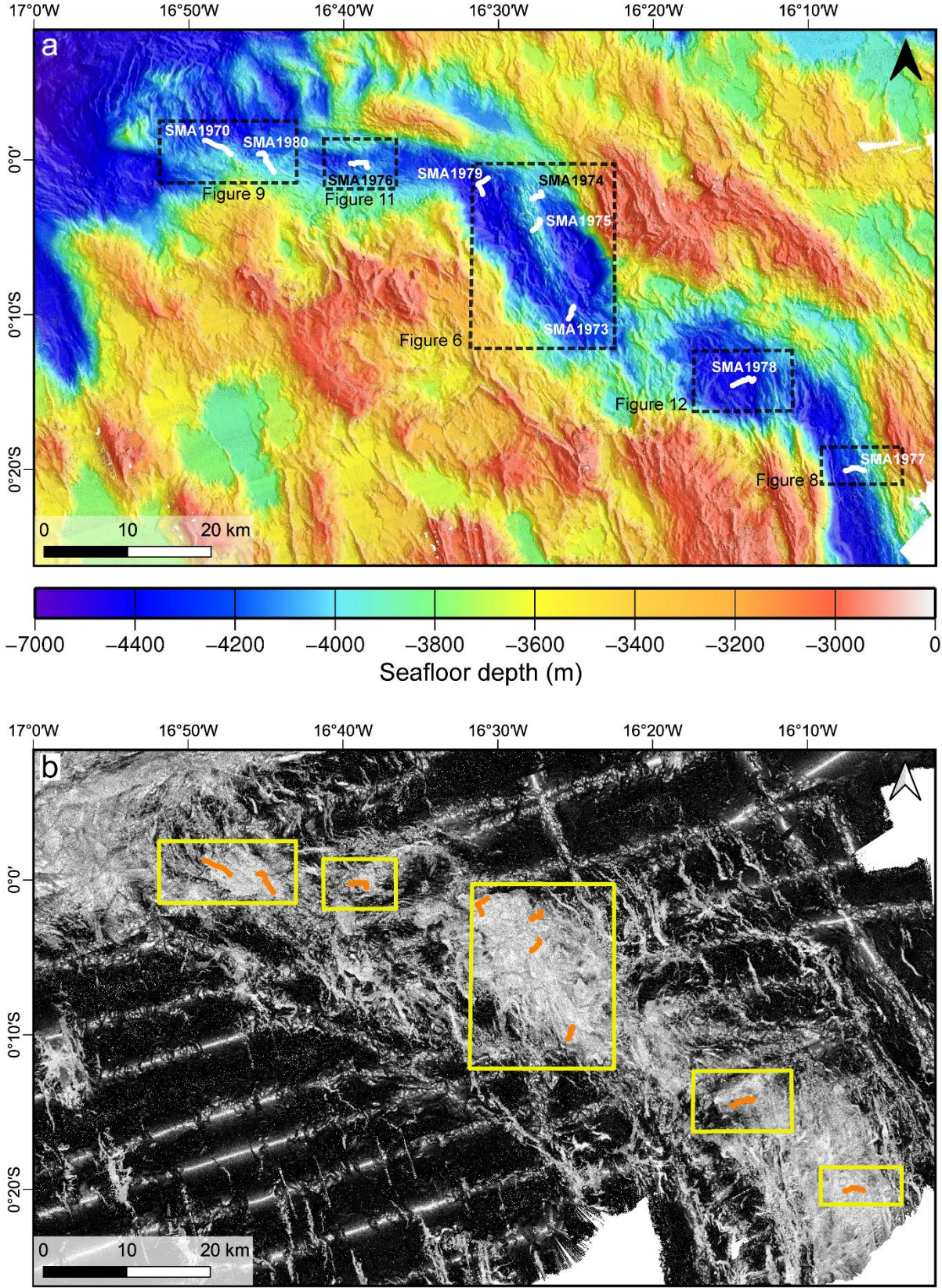


Figure 3.2: Bathymetry and backscatter mosaic of the neo-volcanic zone at the ERRTI. **a** Bathymetric map, combining swath bathymetry collected during the SMARTIES cruise and previous cruises, with a 20 m grid step. The white lines are the dives tracks analyzed in this study. The black dotted rectangles

correspond to the mapped areas, presented in the following sections. **b** Backscatter mosaic. High reflectivity intensity corresponds to light colors, and sedimented terrains with low backscatter intensity are dark.

III.2.5.2. Submersible videos and pictures

During the SMARTIES cruise, 25 dives were carried out with the manned submersible Nautille from the French Oceanographic Fleet, including nine dives located on axial volcanic areas from 10 km to about 80 km south to the Romanche transform fault (Figure 3.2). During the dives, videos were recorded with a fixed and a mobile camera and photographs were automatically taken every ten seconds. We corrected the dive navigation files, analyzed the videos, and logged the main observations for the nine dives with the Adélie Vidéo software developed by IFREMER (Supplementary material, text S1). Basalt samples were also collected during the dives and their glass composition was studied by Verhoest (2022).

III.2.5.3. Volcano-tectonic mapping

We produced maps of the segments and discontinuities from bathymetric and backscatter maps and minutes for each dive from outcrop observations. Combining these two scales, we were able to compare the general structure of the NVZ, with the distance from the Romanche transform fault, as well as variations of the size and shape of volcanic edifices.

III.2.5.3.1. Observations at segment scale

Volcanic features and faults were identified from bathymetric maps and backscatter mosaics and drawn using various tools of the Global Mapper software (Figure S1). These observations were then transferred to the QGIS software in order to build the geological maps. We defined four categories of volcanic constructions: volcanoes, hummocky areas, terraces and ridges (Figure S2).

- Volcanoes are individual edifices with conical, domed or flat-topped shape, sometimes with a collapsed crater. According to their size, they were named cones or seamounts. Seamounts have a diameter > 500 m and a height > 50 m (Searle et al., 2010; Smith et al., 1995). They are separated into two categories according to their morphology: if their surface is bulbous, they have a “hummocky” morphology, otherwise they have a “smooth” morphology (Smith et al., 1995).

- Hummocky areas have a rough topography and are defined as clusters of individual cones (Lawson et al., 1996; Magde & Smith, 1995; Murton & Parson, 1993; Parson et al., 1993; Smith et al., 1995).
- Volcanic terraces are near-circular, flat-topped edifices that have almost no relief on one side (Smith et al., 2002), observed at the border of ridges or plateaus.
- Ridges are elongated, narrow volcanic constructions, either consisting of coalesced cones or showing a crest shape. They are present all over the NVZ and are often parallel to each other (Lawson *et al.*, 1996).

We interpreted as steeply dipping faults the linear escarpments from 10 m to more than 300 m high. Fault scarps appear on backscatter mosaics as lines with high backscatter intensity (Figure S3). The active or recently active faults are the ones associated with talus consisting of blocks free of sediments. Due to their rough surface, talus appear as scrambled zones on backscatter maps (Figure S3).

Detachment faults are low-angle rotated normal faults whose smooth surface becomes nearly horizontal or domed away from the axis (Figure S3), sometimes presenting corrugations parallel to the spreading direction (Cann et al., 1997; Escartín et al., 2003).

III.2.5.3.2. Observations at outcrop scale

Based on submersible observations, the seafloor was divided into four main categories, namely: pillow lavas, talus, “pillow lavas and blocks” and sediments (Figure 3.3). At this scale, fissures and faults were also identified.

Pillow lava flows were the most frequently observed morphology on the seafloor. They are composed of connected lobes, whose shape varies from rounded to elongated and flattened. The flowing direction of the lobes was estimated from the videos, taking into account the navigation parameters of Nautila (heading) and camera parameters (pan and tilt) recorded on the videos.

Talus were observed at the base of fault scarps or in landslide areas consist of fragments of broken pillows with a prismatic shape, whose size vary from glass shards to meter-size blocks. We frequently observed a mix of fractured pillows still in place, surrounded by blocks (Figures 3.3 g-i).

Pillow lavas, talus, “pillow lavas and blocks” were further distinguished according to three levels of sedimentary cover (Figure 3.3): thin, moderate and thick (Colman et al.,

2012; Fox et al., 1988; Yeo & Searle, 2013). This classification allows us to compare the sediment thickness within and between dives from a same zone. When pillows were barely discernible and blocks sparsely present, the floor was considered "fully sedimented".

The observed sediment thickness is used as a proxy to define the relative age of the terrain. In the southernmost segment close to Chain TF, the sedimentation rate was estimated to be 5 mm/kyr for areas younger than 10 Myr (Agius et al., 2018). Based on this estimation, the "thin cover" corresponds roughly to ages between ~0 and 40 kyr, the "moderate cover" to ages between ~40 and 100 kyr and the "thick cover" corresponds to ages between ~100 and 150 kyr. The topology of the seafloor must be taken into account as sediments tend to accumulate at the base of slopes or on flat terrain rather than on steep slopes. The intensity and the direction of near-bottom currents can also locally influence the sediment thickness. However, over the majority of the area, we observed no ripples or drifts in sediments that could indicate that their deposition was affected by currents, which supports the use of sediment cover as a proxy of relative seafloor age. The summits of volcanic edifices, rarely covered by sediments due to stronger, localized currents, were exceptions. These observations were taken into account during mapping.

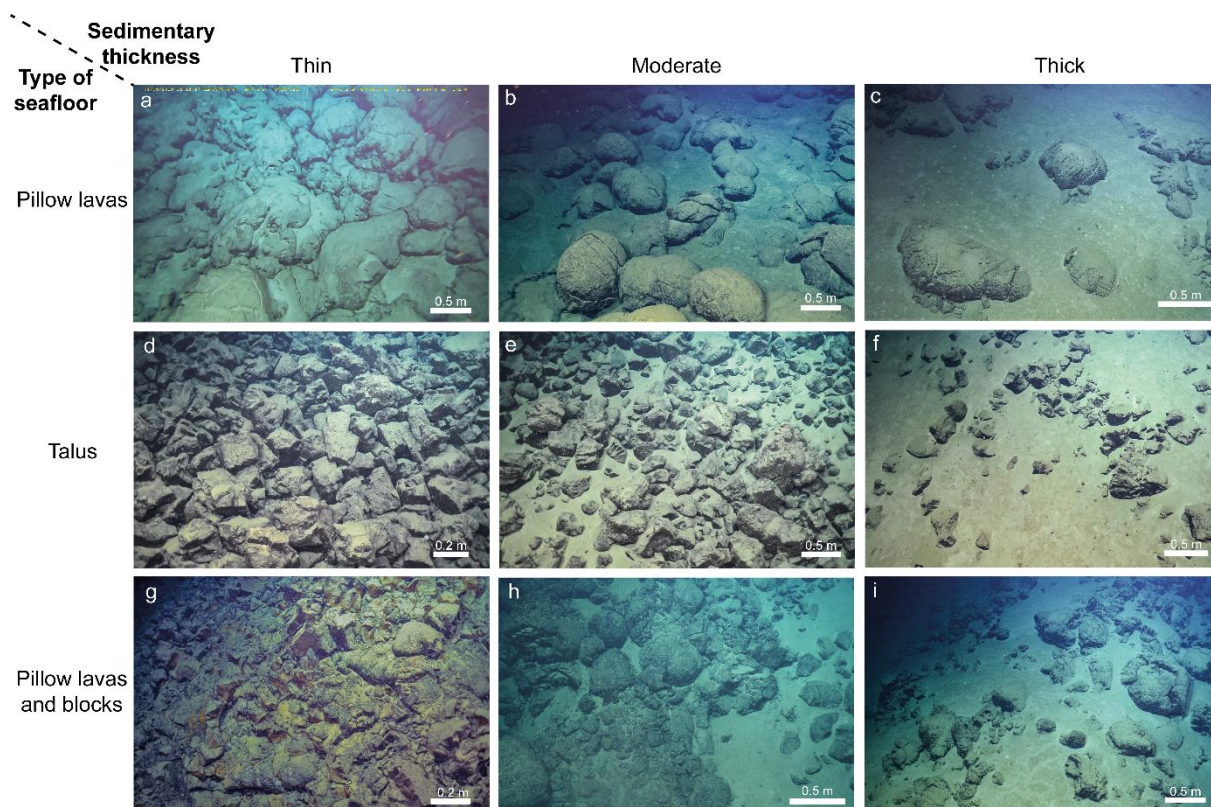


Figure 3.3: Photographs of the main types of seafloors (pillow lavas, talus and "pillow lavas and blocks") observed with various sedimentary thicknesses. Pillow lava flows are connected lobes, whose shape

varies from rounded to elongated. The blocks composing talus have a prismatic shape derived from the radial cooling joints of the pillows (Ballard and Moore, 1977; OTTER et al., 1984). The "pillow lavas and blocks" correspond to areas where pillow lavas and blocks are present in the same proportions. The "thin cover" corresponds to a light layer of sediments on pillows or blocks and small sediment pockets observed between pillows or blocks. A "moderate cover" is defined as a thicker sediment layer, with connected pockets, although pillows and blocks are still visible. A thick sediment blanket characterizes the "thick cover", where the flattest pillows are totally covered, the top of rounded pillows is still visible and few blocks appear between sediment ponds.

Some sheet flows were observed in fault scarps, interbedded with pillows. They appear as continuous layers, tens of centimetres to two meters thick, which are characterized by massive facies with linear fractures (Figure 3.4 a). Peridotite and gabbro outcrops have also been observed during dive SMA1976 (Figures 3.2 a and 3.4 b-c). Thick layers of compacted sediments were observed in this dive and dive SMA1978 located 50 km south. These layers are characterized by the superposition of thin flat linear layers with white to ochre colors (Figure 3.4 d).

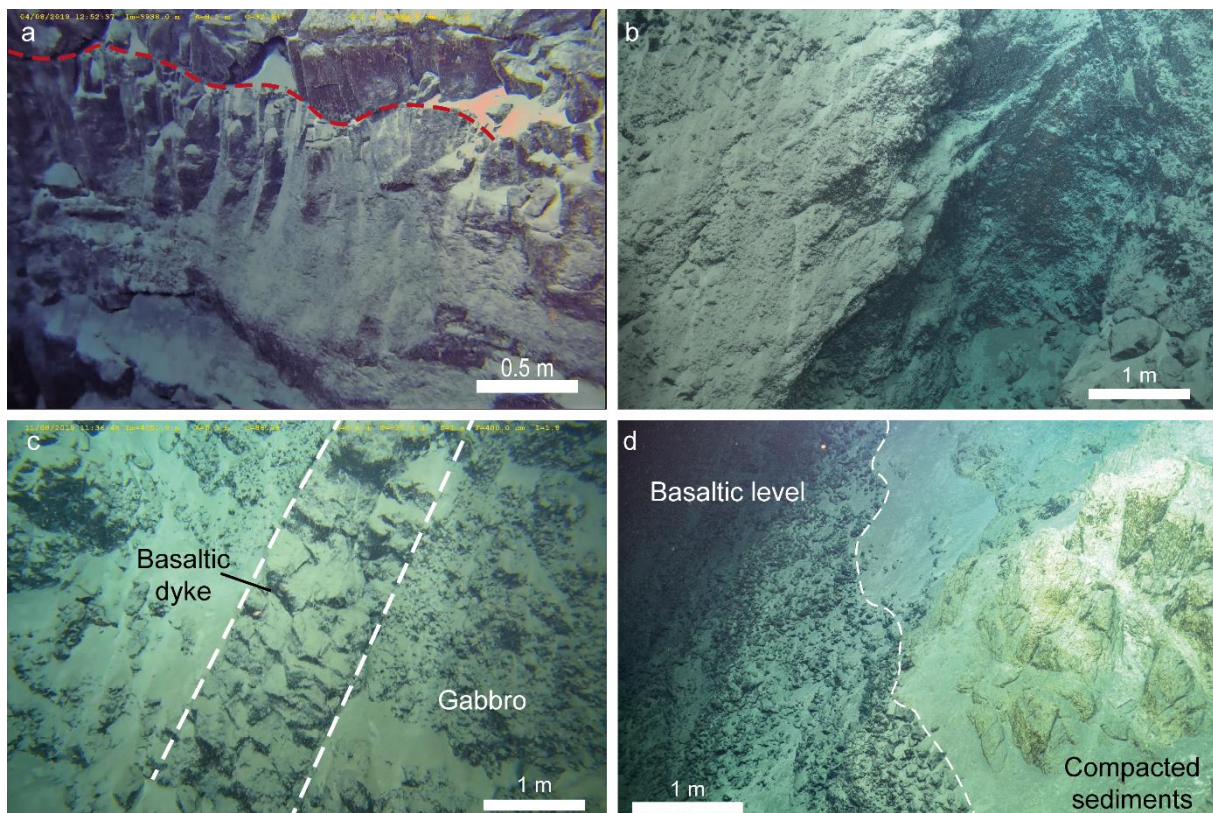


Figure 3.4: Rock types other than pillow lava flows. **a** sheet flow layer (under the red dotted line) overlaid by pillows. **b** Massive peridotite exposed in a fault scarp. **c** gabbro with a granular texture cut by a basaltic dike (delimited by dashed lines). **d** basaltic level (to the left of the dashed line) overlaid by a compacted sediment layer (to the right of the dashed line).

Faults and fissures are present all over the study area. (Figures 3.5 a-b). Fissures containing pillows and blocks covered by a thin sediment layer were interpreted to be recent features. If they were covered by sediments, they were considered to be older.

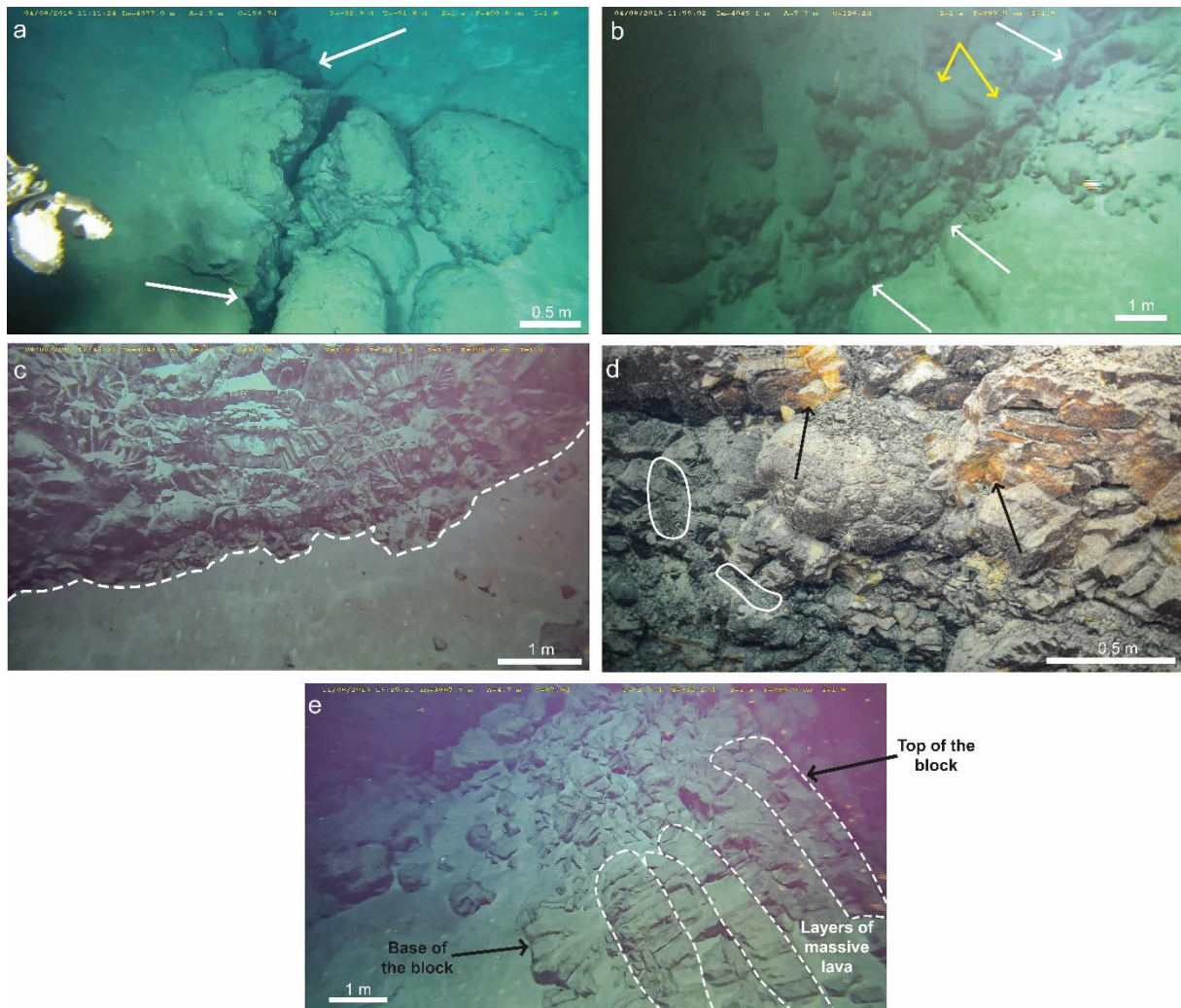


Figure 3.5: Structural features observed during dives. a thin fissure cutting pillows (white arrows), b large fissure (white arrows) cutting pillows and recovered by intact pillows (yellow arrows), c fault scarp moderately covered by sediments, exposing sector of pillows, the foot of the scarp (delimited by the dashed line) is fully sedimented, d fault scarp without sediment, exposing sections of pillows coated by orange iron hydroxide (black arrows); accumulation of glass shards are present between pillows (white circles), e sheet flows tilted $\sim 90^\circ$ (white dashed lines) and pillows.

At the outcrop scale, fault scarps form sub-vertical sections across the volcanic constructions, exposing truncated pillows and rare sheet flows. Fault surfaces were systematically investigated to estimate the relative age of the scarps. The old fault scarps are generally slightly or moderately covered by sediments and expose pillow sections covered by a manganese crust (Figure 3.5 c), while younger fault scarps are free of sediments, expose broken pillows coated by iron hydroxides characterized by the orange patina, and glass shards accumulations between pillows (Figure 3.5 d). As

the iron hydroxide coating develops quickly after basalt exposition to seawater (Alt et al., 1986; Honnorez et al., 1978; Pichler et al., 1999), this alteration suggests a recent fault activity. Few grabens were observed, and their central block was always covered by sediments. We also noticed the presence of a 90°-tilted block (dive SMA1976, figure 5e).

III.2.5.3.3. Geological maps

We compiled observations into morpho-structural maps where we distinguish five different relative volcanic ages based on the intensity of the backscatter and the sediment thickness observed during the dives. The five types of volcanic seafloor are defined as: very recent (highest backscatter intensity), recent, sub-recent, sub-old and old volcanism (low backscatter intensity) (Figure S4). The classification of relative volcanic age is common to every mapped zone. Maps also include sedimented areas, talus zones, fault planes and detachment surfaces.

III.2.5.4. Morphology measurements

Morphologies of volcanic edifices (diameter, height, height-to-basal diameter ratio and volume) have been interpreted in terms of eruption dynamics and magma input. Smith and Cann (1992) proposed that volcanoes formed at high eruption rates are flatter than volcanoes built from eruptions with a lower eruption rate. The height-to-basal diameter ratio and the flatness were hence used as proxies for the average eruption rate while the size of edifices and density of seamounts were used to infer the magma supply (Cochran, 2008; Magde & Smith, 1995; Mendel et al., 1997; Smith & Cann, 1992).

Volcanic edifices identified on bathymetric grids were measured with Global Mapper software tools to quantify their morphological parameters, surface and volume. Two perpendicular profiles were traced on each volcano. Edifice height, top and base diameters were measured and averaged on both profiles. All edifices with a height <20 m were considered too close to the vertical depth resolution and were not included in the analyses. The shape of the edifice is defined based on two parameters: the height-to-basal diameter ratio and the flatness (diameter top/basal diameter). The boundaries of edifices were used to obtain their volume (Geissler et al., 2020).

III.2.5.5. Geochronology: Selection criteria and sample preparation

To provide more quantitative constraints on the periodicity of volcanic activity we selected four samples for dating. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mid-ocean ridge basalts (MORB) is challenging (Guillou et al., 2017) because several factors limit the effectiveness of the K-Ar radiometric clock (i.e., the low K contents of MORB, the small decay constant

of ^{40}K , the likely retention of mantle-derived non-atmospheric ^{40}Ar , as well as low- and/or high-temperature alteration). Nevertheless, several studies (Duncan & Hogan, 1994; Guillou et al., 2017; Jicha et al., 2012; Fred Jourdan et al., 2012; Sharp & Renne, 2005; Turrin et al., 2008) have demonstrated that the dating of low radiogenic ^{40}Ar ($^{40}\text{Ar}^*$) samples is no longer out of reach. Small amounts of $^{40}\text{Ar}^*$ can be accurately resolved from the predominantly atmospheric ^{40}Ar in young and weakly potassic samples.

During the sample selection, glassy samples were avoided because they possibly bear argon excess caused by rapid quenching under high hydrostatic pressure conditions. Accordingly, we selected sample pieces at least 4 cm away from the glassy rims of the pillow lavas. Another concern is partial alteration by seawater and hydrothermal activity that may result in gain or leaching of K with dramatic effects on the reliability of the derived K-Ar clock ages. We have used major elements analyses to estimate the degree of alteration (Table S1). The loss-on-ignition values (L.O.I.) of the four selected samples range from -0.43 to 0.97 %, suggesting that they are essentially unaltered. We also used the alteration index (A.I.) of Baksi (2007) which is based on ^{36}Ar contents to evaluate the freshness of the samples (Supplementary material text S12). The last parameter to consider is the K content of the sample. While MORBs usually range very low in K (<0.2 wt %), the K contents of the four dated samples range from 0.41 to 1.46 wt %, thus favouring the experimental conditions, because expected to develop a greatest amount of $^{40}\text{Ar}^*$.

After macroscopic and microscopic inspections, groundmass from fresh samples was prepared following method of Guillou *et al.* (2017). The samples were crushed and sieved to 0.250-0.125 mm size fractions and ultrasonically washed in acetic acid (1N) during one-hour at a temperature of 60 °C, to remove any secondary mineral phases. Phenocrysts and xenocrysts, which are potential carriers of extraneous ^{40}Ar (including excess and inherited components) were eliminated using magnetic, and visual handpicking separation.

III.2.6. Results

III.2.6.1. General structure of the super-segment between the Romanche and Chain transform faults

The super-segment between Romanche and Chain transform faults has been reinterpreted to be composed of four ridge segments, which display large volcano-tectonic variability. The second-order ridge segments are separated by non-transform

ridge axis discontinuities (NTD), offsetting the segments by ~5 to 35 km. We have named those segments RC1 to RC4 from north to south (for Romanche to Chain) respectively (Figure 3.6). The SMARTIES cruise explored in depth the eastern part of the Romanche transform fault and the adjacent first three Mid-Atlantic Ridge second-order segments to the south.

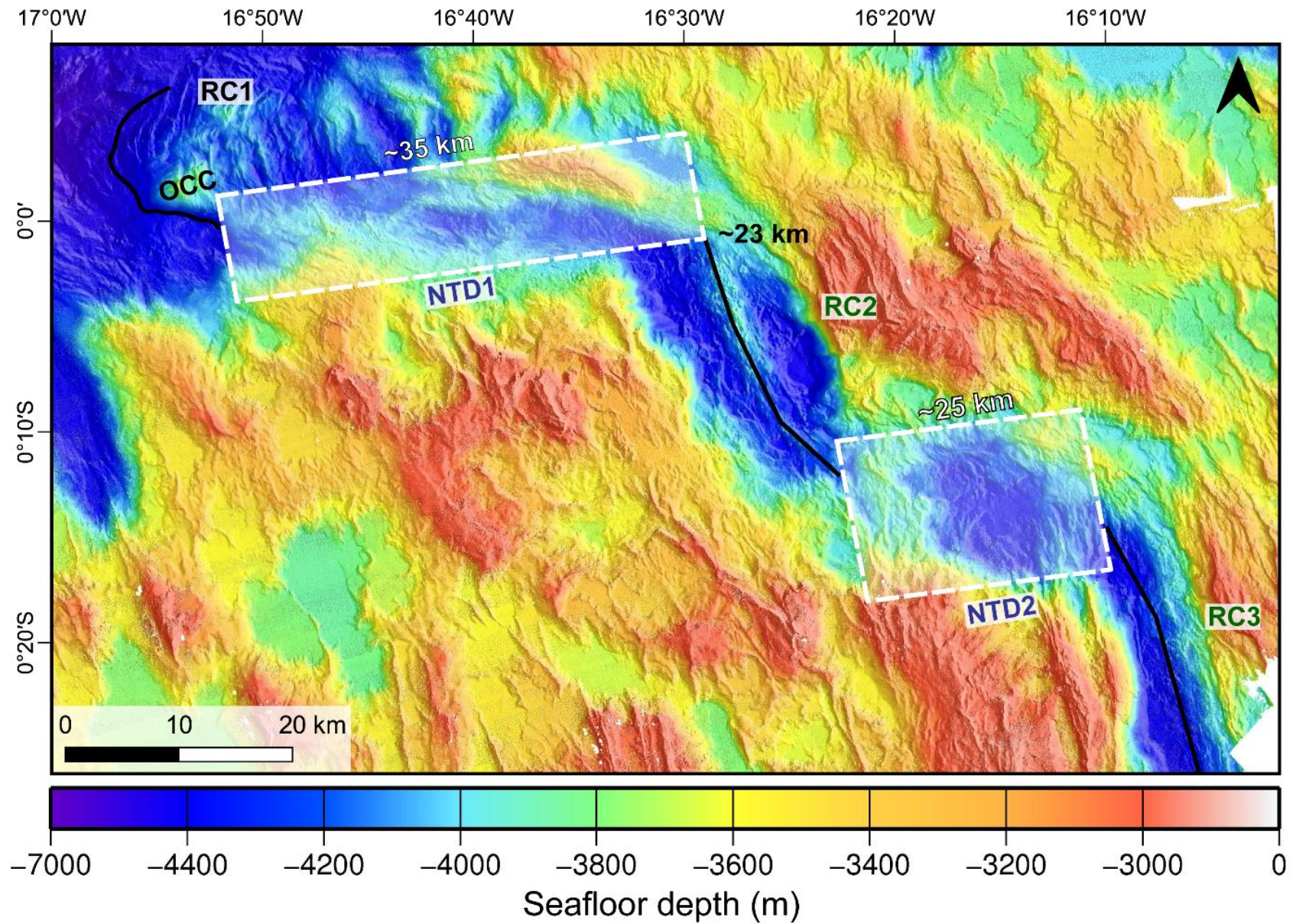


Figure 3.6: Bathymetric map of the MAR axis at the ERRTI, from a 20 m-resolution bathymetry grid. The MAR axis is structured into four segments RC 1 to 4, offset by three non-transform discontinuities (NTD 1 to 3). The ridge axis is represented by thick black lines and the discontinuities by the white boxes.

The first segment RC1 (~20 km long) corresponds to the axis abutting the transform fault wall. The north-western part of the segment is bounded at its west side by a deep, heavily sedimented nodal basin. The present plate boundary is located at the termination of a large Oceanic Core Complex (OCC), which extends to the eastern flank in a faulted OCC dome (Figure 3.6). The segment RC1 appears to be dominated by tectonic processes and presents no clear trace of recent volcanic activity. NTD1 is a ~35 km, left stepping offset generally oriented N76°E. It displays oblique normal faults, marking a transtensive tectonic context. It is bounded to the east by a peridotite ridge. Segment RC2, ~23 km long, has its northern tip located ~30 km south of the Romanche transform fault, and has a well-defined axial valley oriented ~N150°E. It is a magmatic segment with a robust axial volcanic ridge at its centre, composed of numerous volcanic edifices and standing out up to ~550 m above the valley floor. NTD2 offsets the segments RC2 and RC3 by ~25 km. It comprises a deep oblique basin. Segment RC3 is a 50 km-long magmatic segment, orthogonal to the spreading direction. The axial valley is asymmetric, bounded to the west by a detachment fault. Segments RC3 and RC4 are offset by a small NTD.

This study is focused on the volcano-tectonic characteristics of the axial domain from NTD1 to segment RC3, forming a ~120 km long section of the MAR south of the Romanche-MAR RTI (Figure 3.6). The main focus of the paper is the study based on video description and mapping, is the interaction between volcanism and tectonics. As no clear volcanic feature was observed in RC1, it will not be discussed in this paper. In the following sections, we summarize the observations made in the volcanic segments, then in the discontinuities, the morphology of seamounts and the ages obtained on four samples.

III.2.6.2. Segment RC2

The axial domain of segment RC2 corresponds to a valley delimited by large normal faults, with a robust volcanic ridge in the centre (Figure 3.7). The axial valley is bounded to the east by N120–140°E-trending normal faults and to the west by N120 to N160°E-trending normal faults cut by gullies with talus.

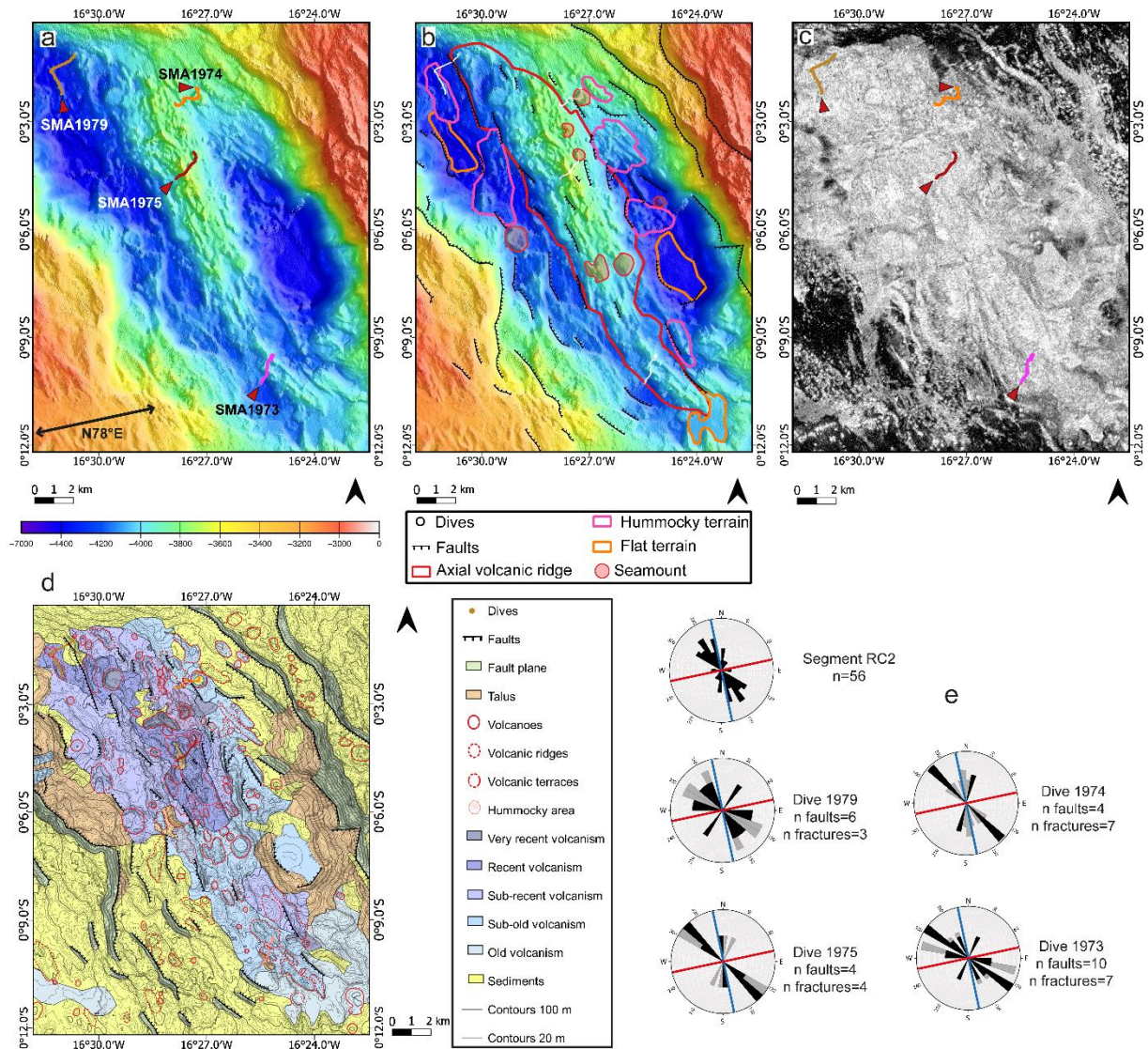


Figure 3.7: Multibeam bathymetry (a and b), backscatter (c) and structural (d) maps of segment RC2. a Bathymetric map including the tracks of the dives SMA1979, SMA1974, SMA1975 and SMA1973. The double arrow indicates the spreading direction. **b** Main volcano-tectonic features shown on bathymetric map including axial volcanic ridge (red line), hummocky (pink line) and flat (orange line) terrains, seamounts (red surfaces) and faults. **c** Backscatter mosaic shown with high intensity with light tones, **d** Structural map, **e** Rose diagrams of faults and fissures orientations at regional scale (top) and for each dive (bottom four diagrams). Faults orientations are in black, fissures in light gray, *n* is the number of faults or fractures. The red line represents the spreading direction and the blue line the direction normal to spreading.

The segment shows more recent and more robust volcanic constructions to the north and west of the axial valley. These variations also coincide with various tectonic structure orientations. The northern section of the main volcanic ridge is ~12 km wide and oriented N150°E, while the south is narrower (~4 km) and trends N130°E. This ridge comprises smaller elongated ridges, small cones, seamounts and terraces.

the east side of the valley, volcanic edifice alignments and faults affecting the axial valley trend N130–150°E, whereas to the west the main ridge, the volcanic structures

and the faults trend N160°E. In the eastern and southern parts of the valley, the reflectivity intensity is low, suggesting a thicker sedimentary cover. On the contrary, the presence of some patches of high backscatter intensity in the northwestern side of the valley attests for very recent volcanic activity (Figure 3.7 d).

Pillow lava flows dominate the volcanic morphology in segment RC2, with few sheet flows only visible within some fault scarps. Analysis of seafloor observations confirm the contrasts in volcanic activity and tectonics observed at the segment scale. The northwestern and northeastern parts of the ridge were explored respectively during the dive SMA1979 (16°31'W, 0°01'S, figure S5) and the dive SMA1974 (16°27'W, 0°02'S, figure S6). The central portion of the ridge was observed during the dive SMA1975 (16°27'W, 0°04'S, Figure 3.8) and its southern part during the dive SMA1973 (16°25'W, 0°09'S, figure S8). The eastern and southern sides of the segment appear to be covered by thicker sediments than the northern and central parts, confirming backscatter observations (Figure 3.7 c). The presence of iron hydroxide and glass shards on some fault scarps explored during dives SMA1979 and SMA1975 suggest that the tectonic activity is recent (cf. section III.2.5.3.2, § 6). In the dives, the observed faults and fractures have orientations varying between N120–150°E. In dives SMA1979 and SMA1973, located near the segment tips, some faults have an east-west direction (Figure 3.7 e).

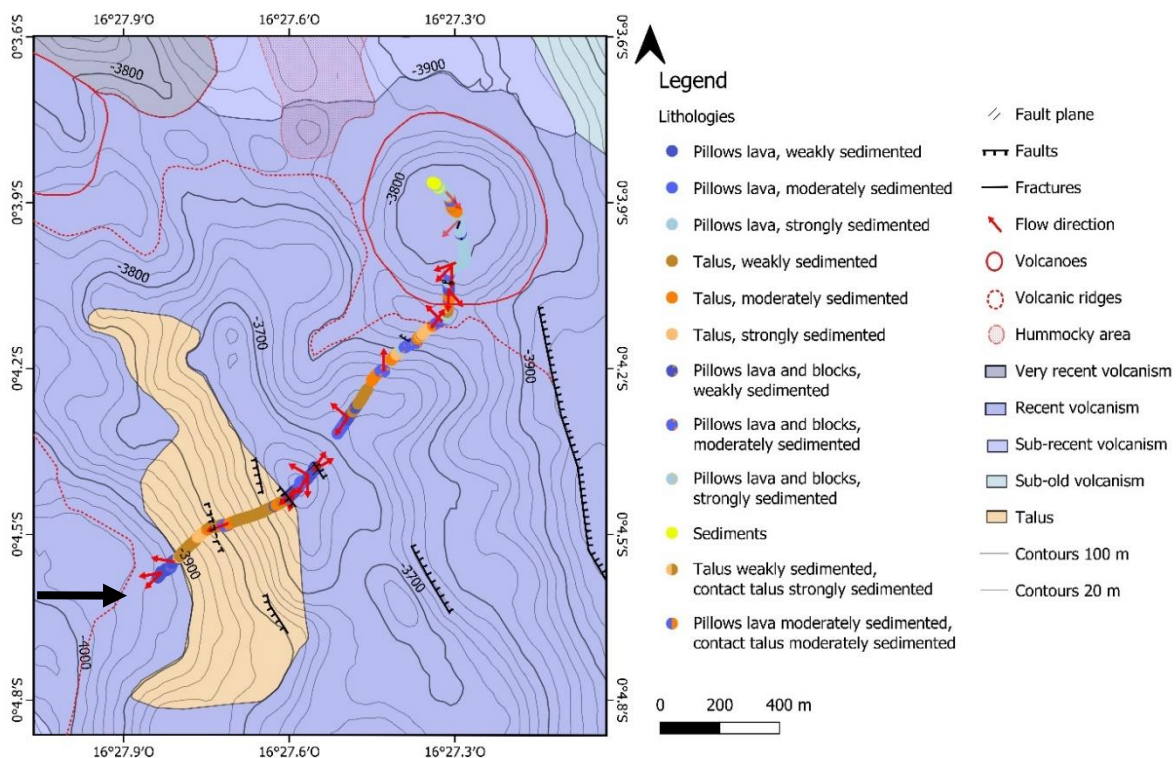


Figure 3.8: Geological map of dive SMA1975. This dive explored a narrow ridge with a large talus and

a flat-top seamount. The area is generally slightly covered by sediments. The black arrow indicates the start of the dive.

III.2.6.3. Segment RC3

Segment RC3 is a 50 km-long segment. Its axial valley is asymmetric, bounded to the west by a detachment fault with possibly a talus at its base, while the eastern side is affected by a series of N160°E inward-facing normal faults (Figures 3.2, 3.6, 3.9). The western side of the axial valley is deeper than the eastern one.

Elongated ridges, cones, hummocky terrains, seamounts and terraces constitute the neo-volcanic ridge (Figure 3.9). Some parts of the seafloor are smooth, without visible edifices, and possibly covered by lava flows. The backscatter intensity suggests that the western part of the valley floor is slightly younger than the eastern portion, an observation which was confirmed during the dive SMA1977 (16°6.9'W, 0°20.0'S) (Figure S9). Poorly-sedimented pillow lava flows were observed during the dive, with only a thin sheet flow exposed in a fault scarp. The tectonic activity appears to be recent, with numerous fault scarps coated by iron hydroxide and displaying fresh broken up glass shards (cf. section III.2.5.3.2, § 6). In addition, tectonic and volcanic events alternate over a short period as attested by pillows locally flowing over the fault scarps from the summit of the volcanoes. The observed faults have two main orientations, one ~east-west, as observed in dives near the segment RC2 tips, and the other 160-180°E (Figure 3.9 d).

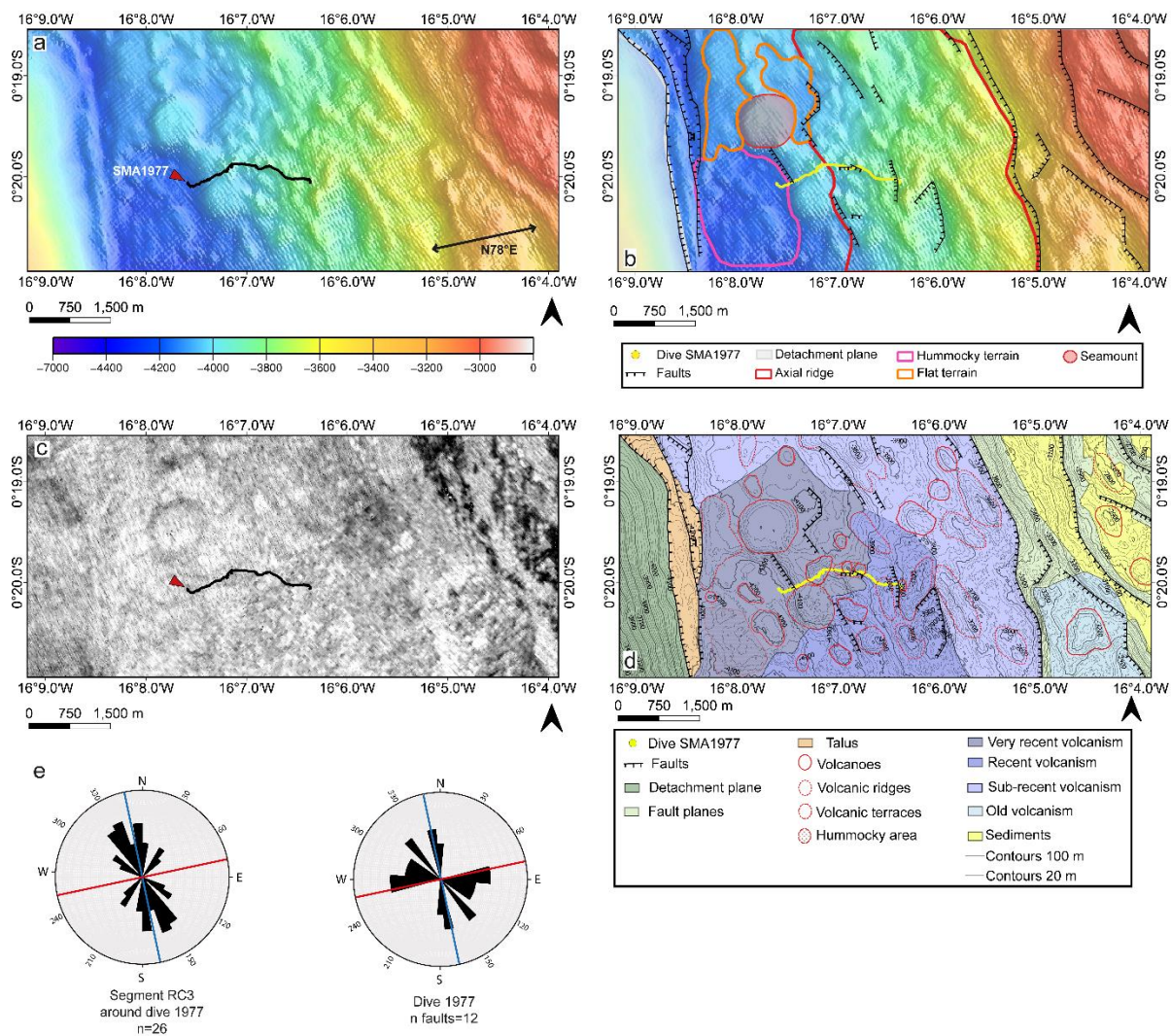


Figure 3.9: Multibeam bathymetry (a and b), backscatter (c) and structural (d) maps of the northern part of the segment RC3. b The grey polygon represents the detachment surface. e Rose diagrams of faults orientations at regional scale (left) and along the path of the dive (right), n is number of faults. Faults, red and blue lines, as Figure 7.

III.2.6.4. Non-transform discontinuity 1

The NTD1 (16°51.6'W-16°31.2'W), is the transtensive discontinuity marking the boundary between the amagmatic segment RC1 and the magmatic segment RC2. It is delimited at its northeast part by an oblique peridotite ridge trending ~N105°E and at its southern part by a gentle slope. This discontinuity hosts the first volcanic edifices away from the RTI, with five clusters of volcanoes and some rare narrow ridges, aligned in two directions, N90°–110°E and N140–150°E (Figures 3.10-3.12). Although the NTD is clearly a transtensive geological feature, only normal faults are observed with an east-west direction and a direction oblique to the spreading (N120–140°E).

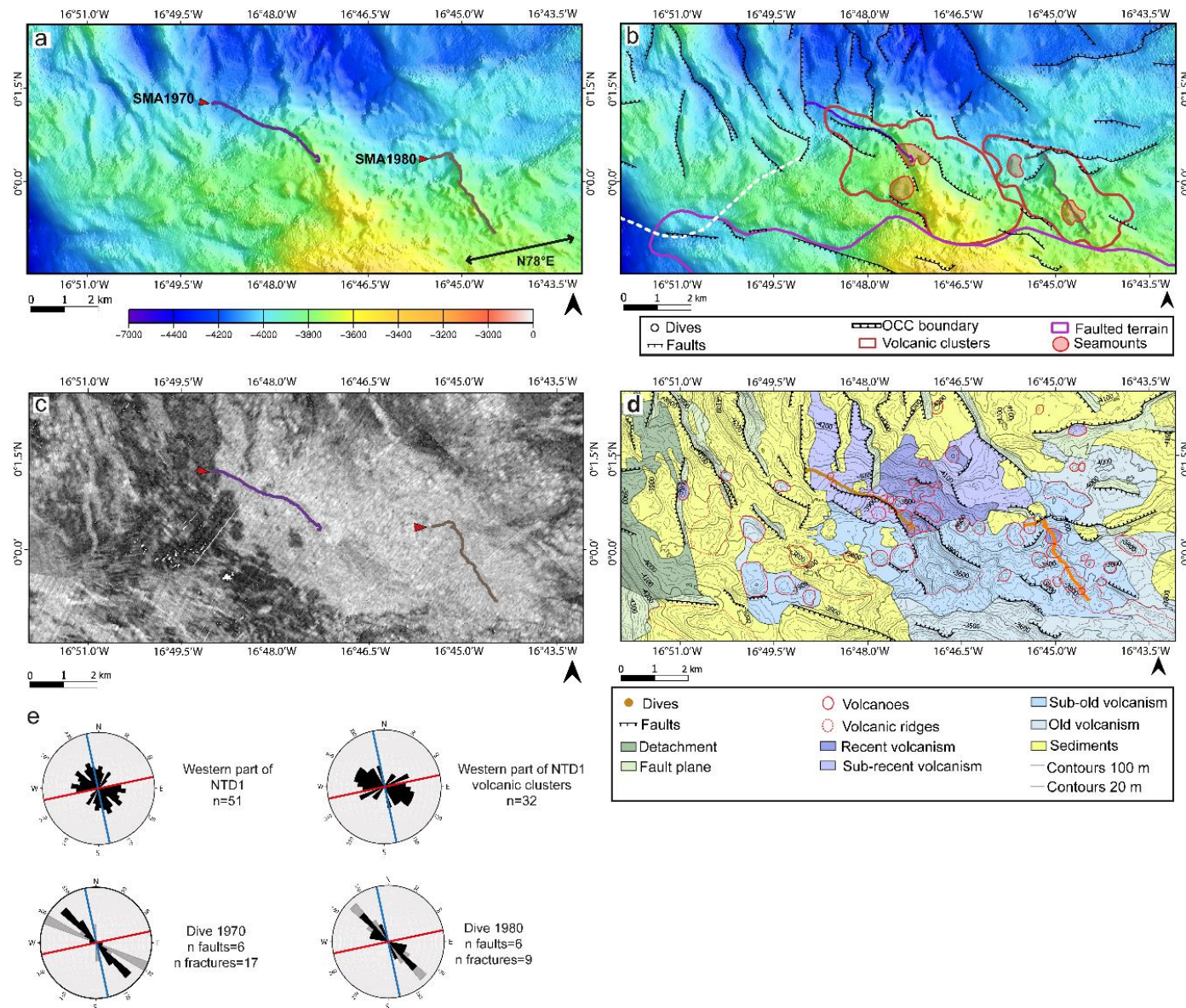


Figure 3.10: Multibeam bathymetry (**a** and **b**), backscatter (**c**) and structural (**d**) maps of the western part of NTD1. **b** The red line represents the boundary of volcanic clusters and the purple one that of faulted area. **e** Rose diagrams of faults (black) and fractures (light gray) orientations at regional scale (top) and along the two dives (bottom), n is the number of faults or fractures. Red and blue lines, as in Figure 8

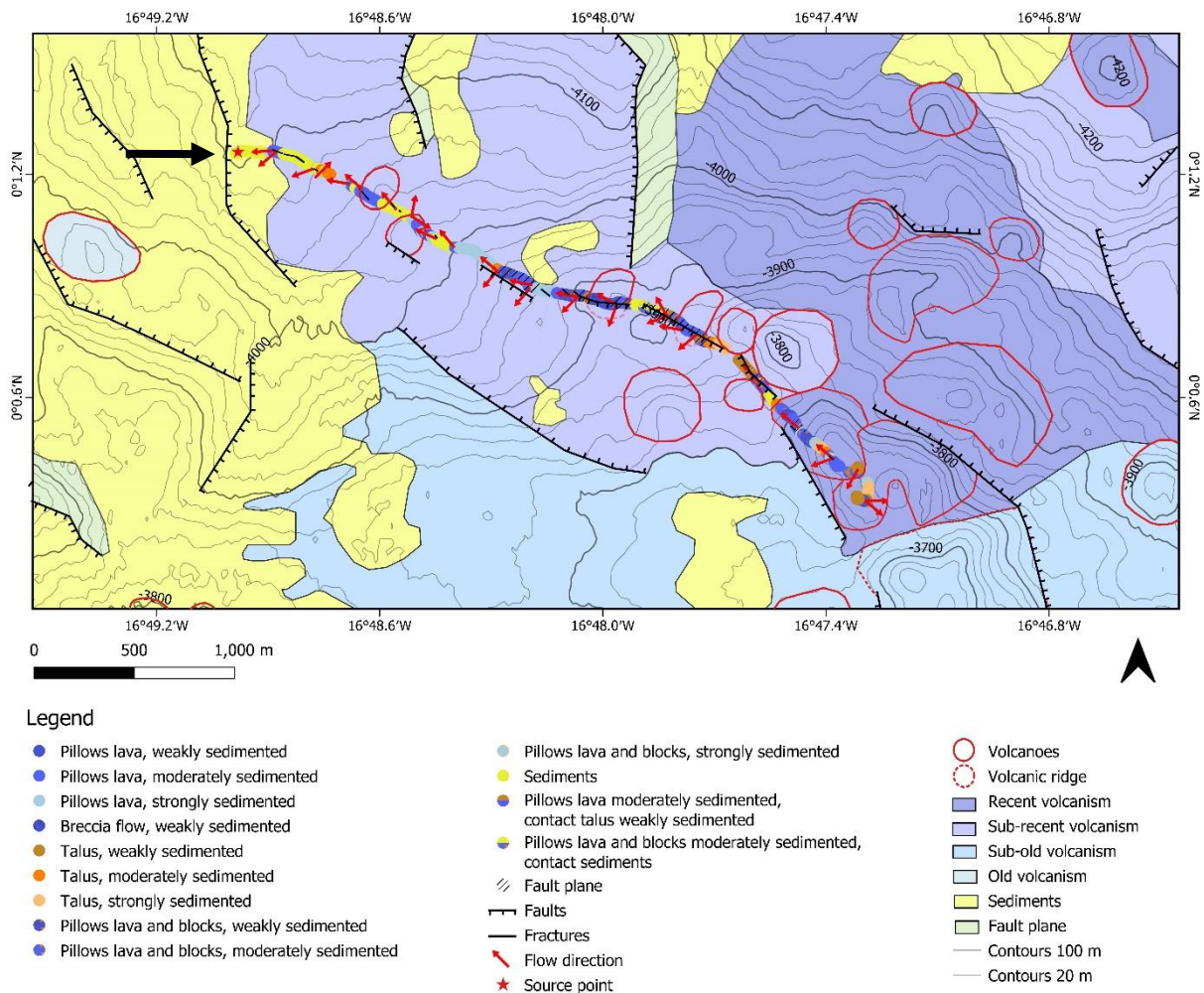


Figure 3.11: Geological map of the dive SMA1970. The start of the dive is marked by the black arrow. A sequence of small cones and a seamount were explored during the dive. Sediment coverage decreases along the dive track suggesting younger terrains to the southeast.

The dives explored three volcanic clusters, two in the western part of NTD1 (Figure 10): dive SMA1970 (16°48.59'W-16°47.19'W, Figure 3.11) and dive SMA1980 (16°45.29'W-16°44.28'W, figure S11), and one in the eastern part of the discontinuity (dive SMA1976, 16°39.33'W-16°38.26'W, figures 3.12 and S12). These three dives mostly explored volcanoes and a few narrow ridges. The main observed lava type was pillow lavas, although thin sheet flows were also observed in fault scarps (dive SMA1970), and at the summit of two cones (dive SMA1976). During the dive SMA1976, peridotite and gabbro were observed in a fault scarp (Figures 3.4 b-c). This is the only direct observation of ultramafic rocks on the floor of the axial domain, outside of RC1. The volcanic activity seems to be more recent toward the ends of the dives SMA1970 and SMA1976. The thin sediment cover present on some fault scarps and fractures suggests relatively recent tectonic activity. In the western part of NTD1, the faults and fractures are mostly oblique to the spreading direction (N110–140°E trend)

(Figure 3.10 e). Some faults, observed at the end of the dive SMA1970, are slightly oblique to the spreading, with orientations of N130–170°E (Figure 3.11). In the eastern part of the discontinuity, faults have mainly N80–110°E orientations (Figure 3.12 e). Along the track of dive SMA1976, two families of secondary faults are present, one with N120–150°E orientations and the other with N160–195°E orientations.

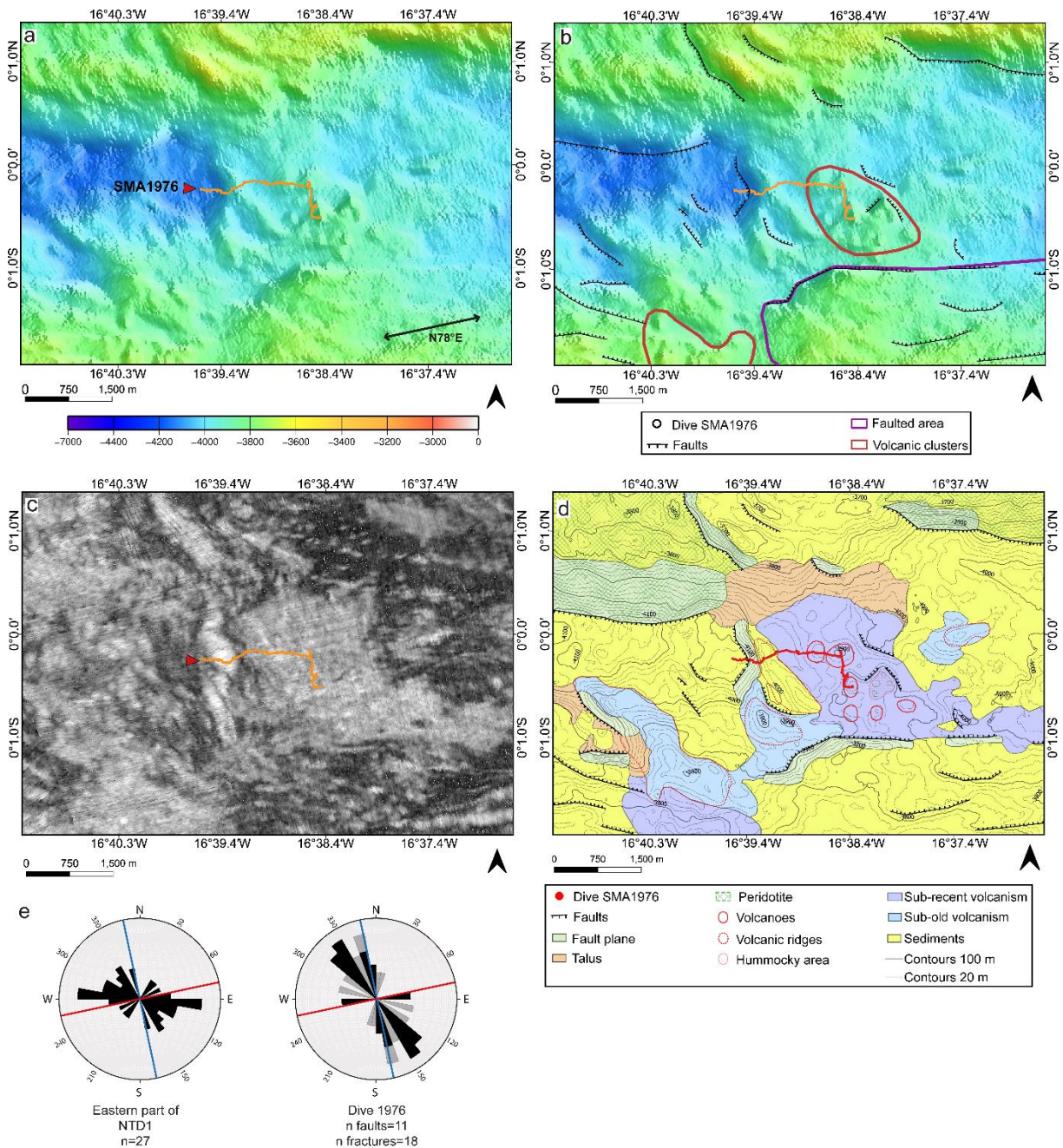


Figure 3.12: Multibeam bathymetry (a and b), backscatter (c) and structural (d) maps of the eastern part of NTD1. The red line in b represents the boundary of volcanic clusters. e Rose diagrams of faults (black) and fractures (light gray) orientations at regional scale (left) and along the dive (right), n is the number of faults or fractures. Red and blue lines as in Figure 8.

III.2.6.5. Non-transform discontinuity 2

The N110°E NTD2 displays a deep, oblique basin in its centre, bounded to the east by volcanic ridges trending N150–160°E with terraces and to the west by N120°E and N150–160°E structures (Figure 3.13). The area is affected by a small number of faults, mainly oriented N150–180°E, heavily covered by sediments (Figure 3.13 b and d). The exploration of the basin during the dive SMA1978 (Figure S13) shows that the outcrops of pillows are small and sparse, separated by large sedimented areas. Pillow lava flows were observed, with rare sheet flows and a layer of compacted sediments exposed in a fault scarp. Fractures have mainly N160–170°E directions, although some fractures and the two faults observed have N120–135°E orientations.

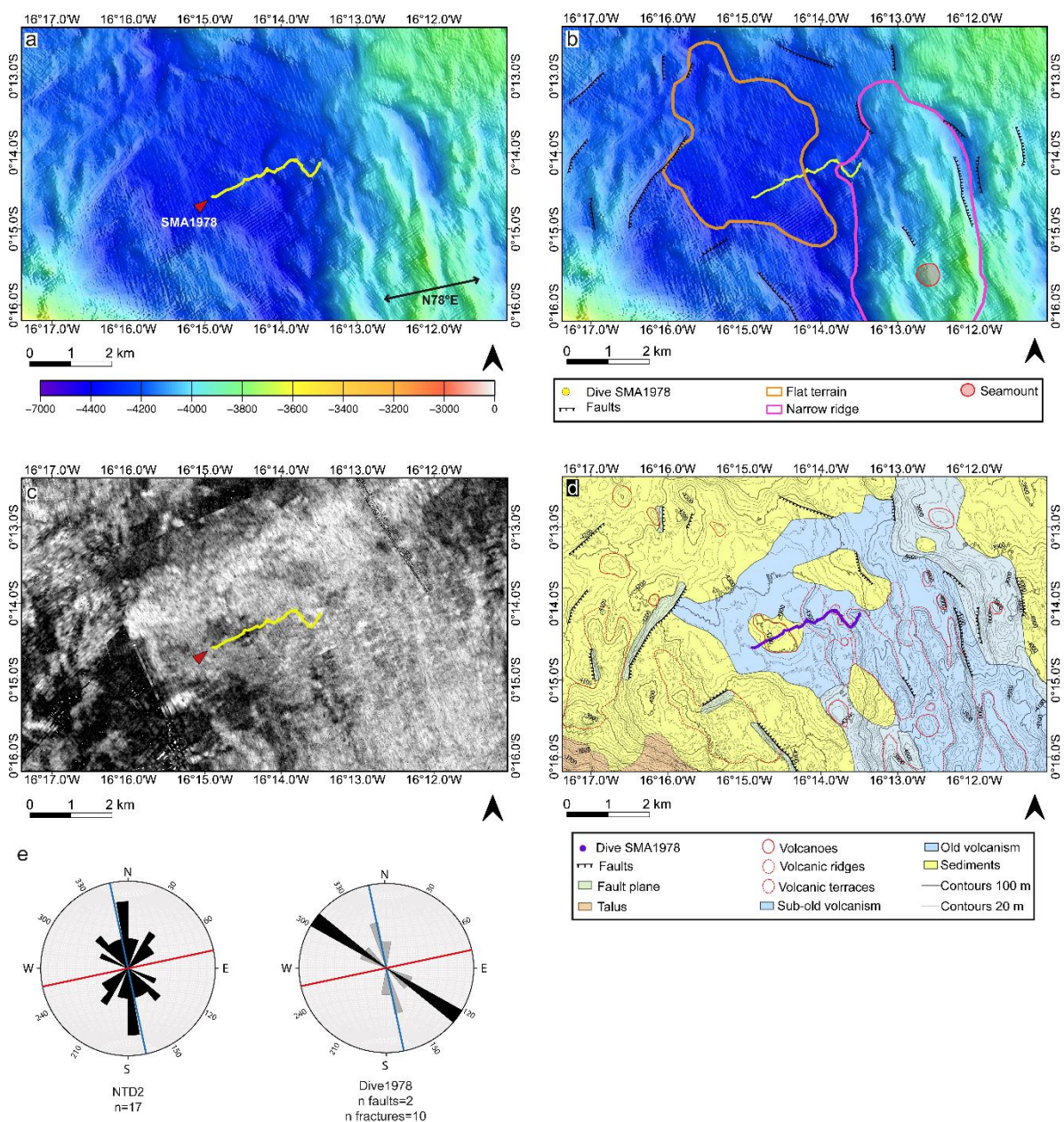


Figure 3.13: Multibeam bathymetry (a and b), backscatter (c) and structural (d) maps of the eastern part of NTD1. The pink line in b represents the boundary of an area composed by narrow volcanic ridges. e

Rose diagrams of faults (black) and fractures (light gray) orientations at regional scale (left) and along the dive (right), n is the number of faults or fractures. Red and blue lines as in Figure 8.

III.2.6.6. Quantitative analysis of the volcanic edifices morphology

Shape parameters were measured for 129 volcanoes (Figures 3.14 and 3.15). The diameter of the base varies between 161 m and 1199 m, the height between 21 m and 132 m. The height-to-basal diameter ratio varies between 0.04 (flat volcano) and 0.34 (conical). The flatness of volcanoes is between 0.18 (conical) and 0.79 (flat-top).

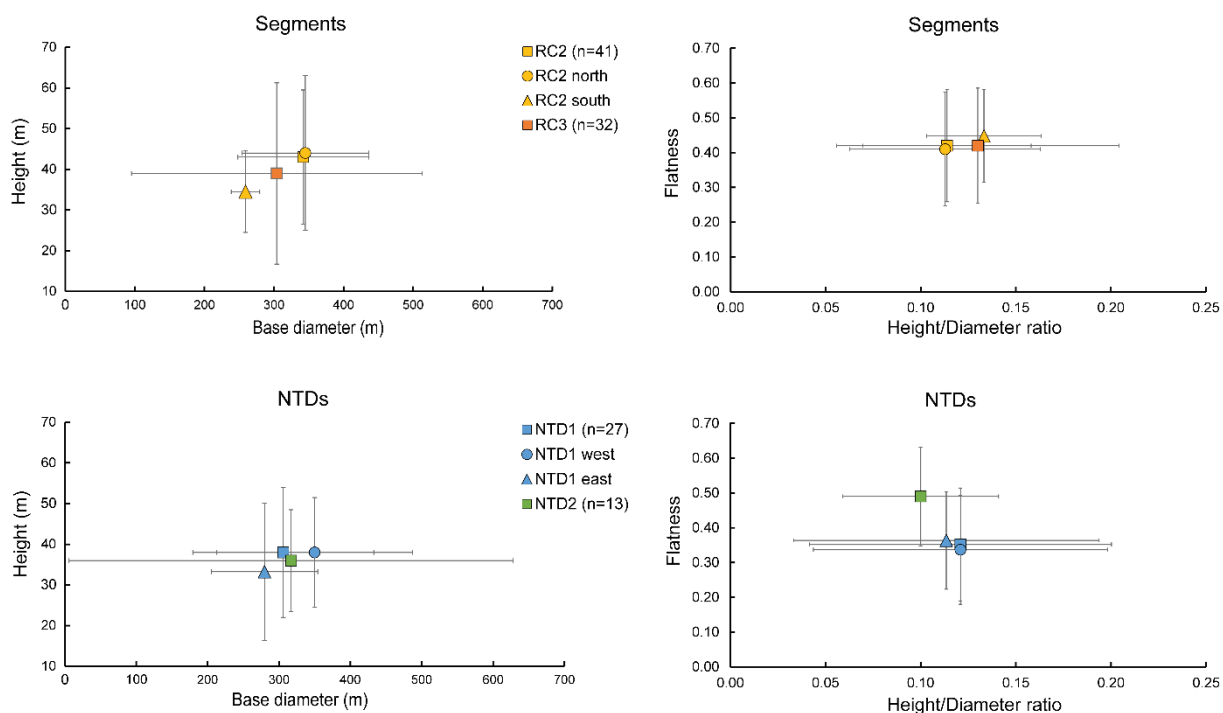


Figure 3.14: Median morphology parameters of cones for each segment and discontinuity. The bars are interquartile range. n is the number of cones counted.

Morphological parameters of cones do not show significant variations across the area. The cones in NTD1 are generally more conical than in the rest of the study area (Figure 14). Slightly higher edifices are observed in the north of RC2 while the smallest are located in its southern part (Figure 3.14).

Seamounts (namely volcanoes with a diameter > 500 m and a height > 50 m) show more morphological variability. The flatness is consistent with the shape of the cones, since seamounts are more conical in NTD1 (Figure 3.15). Seamounts are taller and more voluminous for the ridge segments than for discontinuities and those of RC2 tend to be the tallest (Figure 3.15). The density of seamounts the highest in the western part of this discontinuity and is slightly higher in RC2 than in RC3 (Table 3.1).

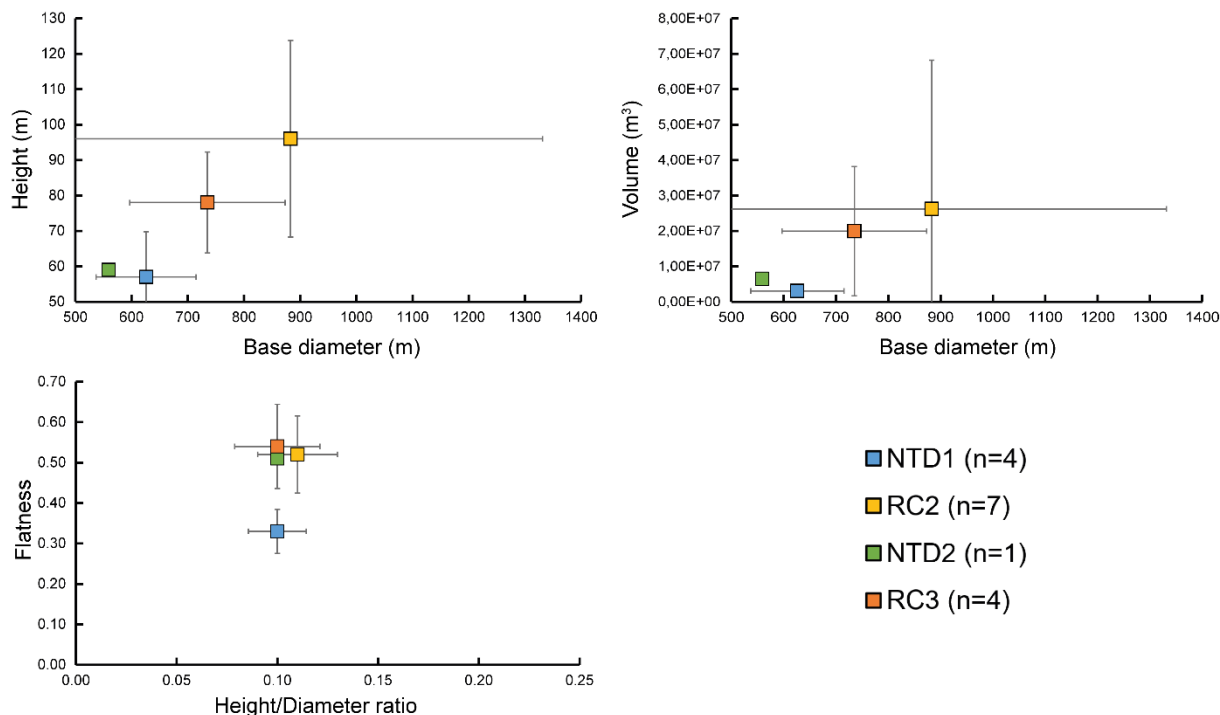


Figure 3.15: Median morphology parameters of seamounts for each segment and discontinuity. The bars are interquartile range. *n* is the number of seamounts counted.

Table 3.1: Summary of the seamount characteristics in the neo-volcanic zones of NTD1, RC2 and RC3.

	NTD1 western part	RC2	RC3
NVZ surface (km²)	40	161	152
Number of seamounts	4	7	4
Number of seamount / 100 km²	10.0	4.3	2.6

III.2.6.7. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages

The step-heating experiments (Figures S14 and S15) conducted on the four samples allow the calculation of plateau age with 78.7 % to 100.0 % of total gas released (Tables 3.2). This is evidence that the K-Ar clock of these samples was not disturbed and that the calculated ages are reliable. There is also no evidence for ⁴⁰Ar* excess or mass fractionation, as the ⁴⁰Ar/³⁶Ar intercept values calculated for the four inverse isochrons (Figures S14 and S15, Table 3.2) are, within uncertainties, close to the current atmospheric value.

According to the L.O.I. values all samples are considered unaltered, this observation is confirmed when considering A.I. values. In samples SMA1970-192, SMA1970-200 and SMA1974-279, the A.I. values of the steps defining the plateaus vary from one to two times the threshold value. Therefore, we consider that the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates calculated from the step-heating experiments (Table 3.2) are reliable and geologically significant, corresponding to the eruption ages.

Table 3.2: Summary of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from incremental heating experiments on groundmass splits. Ages calculated relative Acs-2 at 1.1891 Ma (Niespolo et al., 2017) and the total ^{40}K decay constant of Renne et al. (2011) Renne et al. (2011). Plateau ages, isochron regressions, probability of fit estimates as well as all errors were calculated using ArArCalc (Koppers, 2002) and following the criteria defined in Schaen et al. (2021). ⁽¹⁾ Full external error, included sources of systematic error: $^{40}\text{K}(ec,p)^{40}\text{Ar}$ and $^{40}\text{K}(\beta^-, n)^{40}\text{Ca}$ decay constants, the $^{40}\text{K}/\text{K}$ abundance ratio, the measurement of the primary K–Ar standard and the subsequent calibrations of the secondary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards (Koppers, 2002). F: Spreading factor of Jourdan et al. (2009).

Samples		SMA1970-192	SMA1970-200	SMA1974-279	SMA1976-318
Lab file #.		FG-3064 to FG-3075	FG-3074 to FG-3083	FG-3044 to FG-3053	FG-3054 to FG-3063
wt. (mg)		135	142	148	143
K/Ca (total)		0.085	0.054	0.250	0.193
Total Fusion Age (kyr)		93.3 ± 26.8	76.6 ± 32.0	117 ± 13.1	53.7 ± 23.9
Age Spectrum	Increments used (°C)	600-1171	602-1167	605-1023	668-1168
	^{39}Ar (%)	100.0	100.0	78.7	98.4
	Age ± 1 $\sigma^{(1)}$ (kyr)	83.1 ± 19.8	56.1 ± 27.4	135.3 ± 11.1	63.0 ± 17.4
	MSWD	0.10	0.23	0.31	0.01
Isochron Analysis	n/N	10 of 10	10 of 10	8 of 10	9 of 10
	MSWD	0.16	0.04	0.46	0.02
	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ± 1 σ intercept	299.0 ± 0.7	300.5 ± 1.2	297.7 ± 0.9	298.1 ± 0.8
	Age ± 1 $\sigma^{(1)}$ (kyr)	69.6 ± 25.3	-	149.9 ± 18.3	74.6 ± 25.2
	F Spreading Factor	1.1 %	-	3.7 %	1.4 %

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages of the four samples (Figures S14 and S15) show that the volcanic activity is recent. In the western part of NTD1 (dive SMA1970) the two ages obtained for SMA1970-192 and SMA1970-200 are respectively 83.1 ± 19.8 kyr and 56.1 ± 27.4 kyr. These results suggest that the volcanic activity is slightly younger toward the south, which is consistent with the decrease of the sediment thickness observed during the dive.

The sample SMA1976-318 collected in the eastern part of the NTD1 (dive SMA1976), dated at 64.0 ± 17.6 kyr, appears to be contemporaneous with samples collected in the western part of NTD1.

The sample SMA1974-279, collected in the eastern part of the segment RC2 (dive SMA1974) with an age of 136.5 ± 11.1 kyr, is older than those collected in NTD1.

These ages are relatively consistent with both visual and backscatter observations. The sample SMA1970-192 was collected in a highly sedimented fracture, located in a flat area. The ages obtained, lower than 100 kyr, is slightly lower to age expected for a thick cover. The ages obtained for the samples SMA1976-318 and SMA1974-279 are more suitable with the age estimated from the sediment cover. The volcano where SMA1976-318 was collected is moderately covered, while those where SMA1974-279 is highly covered by sediments. The sample SMA1970-200 was collected on a wall fault, hence it is not possible to estimate an age from the sediment cover.

III.2.7. Discussion

III.2.7.1. Changes in the tectonic style with distance from the Romanche transform fault

The fault orientation changes along the ridge axis with distance to the Romanche TF. Along the ridge segments, faults trending oblique to normal to the spreading direction are observed up to more than 50 km from the ERRTI. The obliquity varies between $\sim 0^\circ$ and 30° in segment RC2 to zero in the RC3 segment. These trend variations reflect a rotation of the stress field, with a component of shear stress approaching the transform fault, as developed in Fox and Gallo (1984). In their model, slow-spreading RTIs are characterized by the presence of oblique faults due to the shear stress induced by the welding between the upper mantle beneath the ridge axis and the lithosphere across the transform fault. Similar faults obliquity were observed at other RTIs along the MAR (Karson & Dick, 1983; OTTER et al., 1984; Lawson et al., 1996; Mamaloukas-Frangoulis et al., 1991). Fox and Gallo (1984) show that the distance to which the

inferred shear stress effect can be observed increases with the size of the mantle weld, which in turn depends on the thickness of the truncating lithosphere, or the age offset. Oblique structures typically disappear ~30 km from the RTI. The observed distribution of the oblique faults in our study area suggests that the influence of the shear stress field extends up to 50 km from the ERRTI. This large extent is consistent with the very large offset of the Romanche TF and the likely large thickness of the weld region. The mantle thermal setting inferred from a 3D mantle flow by Ligi *et al.* (2005), predicts that the cold-edge effect extends as far as 80 km from the RTI with a progressive increase of the lithospheric thickness toward the FZ. A thicker lithosphere in segment RC2 than in segment RC3 may be an additional component to the observed fault obliquity of segment RC2.

The NTD1, closest to the TF, is a wide NTD but not a TF despite a relatively large offset (~35 km). The faults observed in NTD1 are 20–50° oblique to the direction of spreading and to the transform fault (Figures 3.12 and 3.13). These fault orientations are characteristic of discontinuities where the shear stress component dominates with respect to the extensional stress (Fox & Gallo, 1984; Grindlay & Fox, 1993), forming oblique shear zones in the nomenclature of Grindlay *et al.* (1991). The thickness of the brittle lithosphere has been shown to influence the width of the NTDs (Gomez *et al.*, 2006; Mauduit & Dauteuil, 1996), explaining the large width and the orientation of NTD1, sub-parallel to the Romanche TF (Figure 3.16).

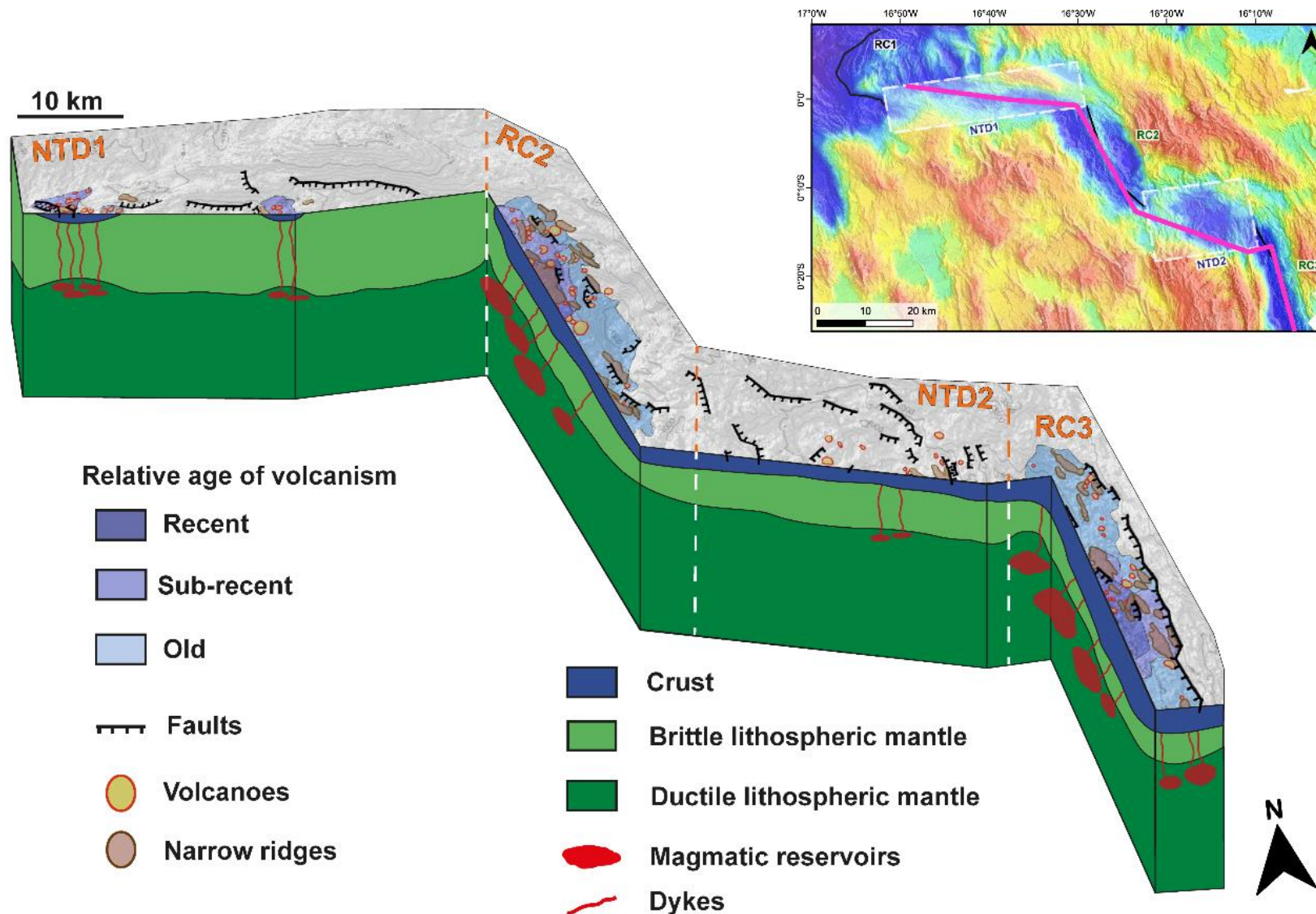


Figure 3.16: 3D sketch illustrating the possible magmatic supply the study area from RC2 to RC3. In both segments, the seafloor is composed by the basaltic crust and the segments seem to be fed by magmatic reservoirs through dykes. In the NTD1, the basaltic crust is sparse and thin, the volcanic clusters were fed from small magmatic reservoirs. The brittle lithosphere beneath NTD1 is thick. The thickness of the crust and lithosphere are indicative, the vertical scale is poorly constrained by geophysical observations. Top right: bathymetric map of the neo-volcanic zone, the pink line corresponds to the section trace.

At a smaller scale, in dives located close to the extremities of segments RC2 and RC3, we observed oblique faults (Figures 3.7 e and 3.9 e). As explained above, this trend could reflect the interaction between the extensional stress and discontinuity shear stresses (Grindlay & Fox, 1993), the faults oblique to the spreading accommodating the shear stress near the discontinuities (Gomez et al., 2006; Spencer et al., 1997). These oblique faults may also be “hook-shaped” relays between larger normal faults (Searle et al., 1998a). This linkage process can occur during fault growth, forming sections of faults locally oblique to spreading (Acocella et al., 2000; Peacock & Sanderson, 1991).

III.2.7.2. Variations in the volcanic constructions along the axial domain

Previous studies predicted a regional decrease of the melt production towards the transform fault, with a ~30 km-long band where the basaltic crust would be nearly absent (Bonatti et al., 1996; Bonatti et al., 2001; Ligi et al., 2005). While no volcanism was observed in RC1, we observed volcanic clusters in NTD1, only 10 km away from the TF, showing that small amounts of melt are produced in this area. Further south, RC2 and RC3 have well-defined axial volcanic ridges with recent lava flows, large seamounts, cones and narrow ridges. In this section, we use the flow morphologies, as well as the size and density of seamounts along the neo-volcanic zone to discuss the along-axis magma supply and the formation of the volcanic constructions.

Laboratory experiments suggest that lava flows morphology depends on the variation of lava physical parameters during the volcanic event, namely the rate of cooling relative to the rate extrusion (Fink & Griffiths, 1992; Griffiths & Fink, 1992). According to the experiments, pillow lavas tend to form at lower eruption rate and higher viscosity, while sheet and lobate flows require higher extrusion rates (Gregg & Fink, 1995). The landscapes in our study area are heavily dominated by pillow lavas with only rare instances of sheet lava flows. It suggests that the effusion rates along this section of the MAR are generally low. The rare sheet flows observed could result from local variations of eruption parameters (effusion rate, lava viscosity, cooling rate or slope) along the flow path. We also note that the steepness of the slope and the proximity to an emission point influence the morphology of pillows (Gregg & Fink, 2000). Dives explored mostly steep slopes to avoid a high sedimentary cover, and the choice of the dive tracks possibly created an observation bias, leading us to underestimate the abundance of sheet flows in the area.

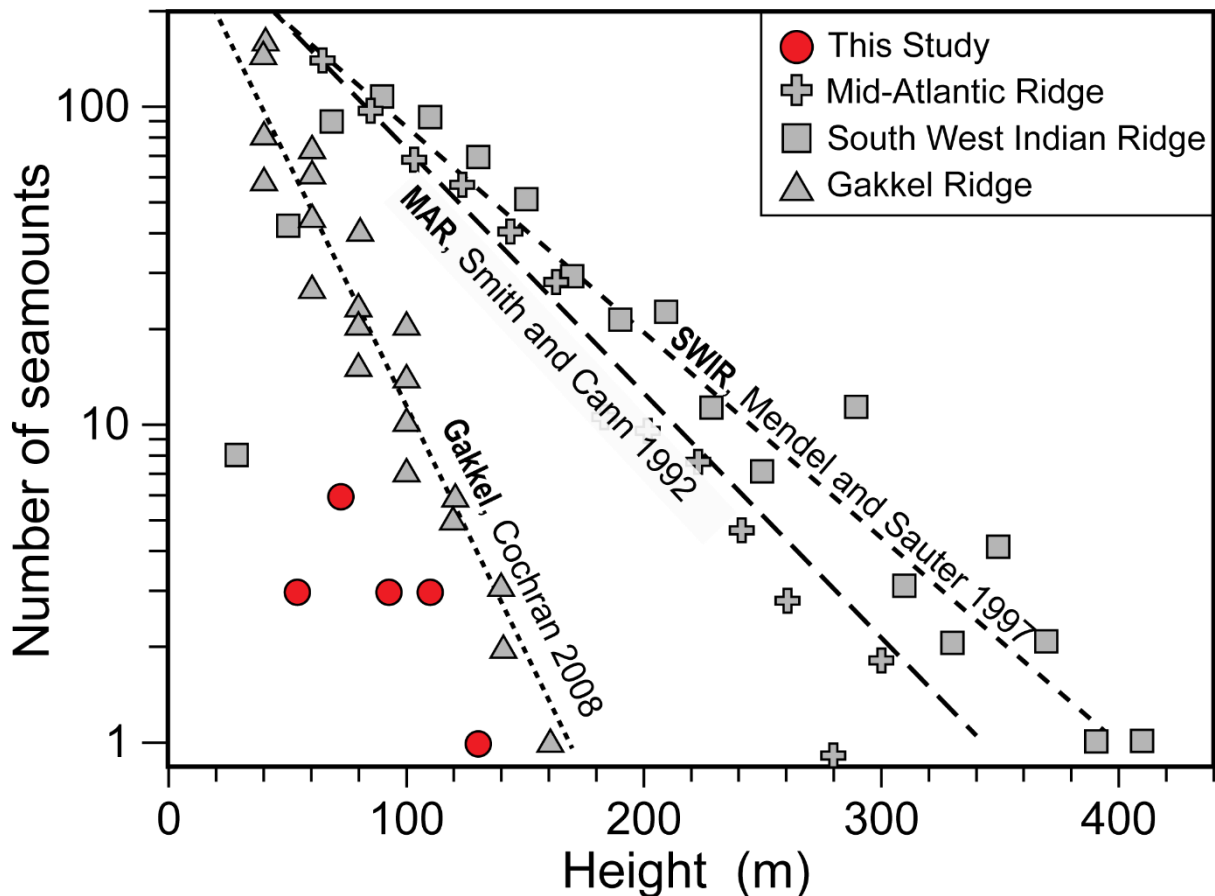


Figure 3.17: Cumulative count of seamounts as a function of height, in 20 m-wide bins, in RC2 and RC3 segments (this study) compared to previous studies. SWIR: Southwest Indian Ridge.

To further refine the picture of the volcanic styles along axis, we compared the seamount morphometric parameters to segments of other ridges described in previous studies (Figure 3.17). We included poorly magmatic segments of the Gakkel Ridge and of the SWIR (respectively, Cochran, 2008; Mendel and Sauter, 1997) and moderately magmatic parts of the MAR (Smith and Cann 1992; Smith *et al.*, 1995). The range in heights obtained in RC2 and RC3 (62–132 m) is similar to those described in Gakkel Ridge (50–160 m), but smaller than those observed in the SWIR (60–512 m) and in the MAR (50–650 m, Smith and Cann 1992) (Figure 3.17).

The density of seamounts in the segment RC2 (~4.3 per 100 km²) is similar to the lowest values observed in some MAR segments (~4.6–4.9 per 100 km², Smith and Cann 1992) and in the Western Volcanic Zone of Gakkel Ridge (~5.2 per 100 km², Cochran, 2008). The estimated density in the segment RC3 (~2.6 per 100 km²) is similar to the lowest observed in the Western Volcanic Zone of Gakkel Ridge (~2.4 per 100 km²). The small size and the low density of seamounts described in the segments RC2 and RC3 is comparable to those observed in Gakkel Ridge and smaller than those

of the MAR and SWIR segments. That could be a result of lower magmatic supply (Cochran, 2008; Mendel and Sauter, 1997), linked to the cold-edge effect and the low mantle temperature in our study area. The lower magmatic supply in these segments is consistent with the thickness of the oceanic crust (3.5–6 km) obtained by Gregory et al. (2021), which is thinner than in other MAR segments.

We infer a laterally changing eruption rate and magma supply in segment RC2. The eastern and the southern parts of the segment are composed of narrow, short volcanic ridges, cones, and rare seamounts, whereas the northwestern extremity is built by the accumulation of cones, narrow ridges and seamounts (Figure 3.7). The near absence of seamounts and the presence of few small cones in the eastern and southern parts suggest these parts are less magmatic than the northwestern part. The magma supply also appears to vary with time. We interpret the eastern and the southern parts of RC2 to be older terrains, while the northwestern portion appears to be younger, with recent pillow lava flows and a thin sediment cover. The variation in the distribution and size of volcanoes over space and time suggests the current migration of the volcanic activity toward the northwest, linked to the increase of magma supply.

Volcanism is not limited to the ridge segments and was observed, albeit to a lesser degree, within non-transform discontinuities. In NTD2, the edifices are mostly narrow volcanic ridges and few volcanoes are present, while in NTD1 volcanoes form clusters and volcanic ridges are rare (Figures 3.10, 3.12 and 3.13). Smith *et al.* (1995) highlight that, for a high effusion rate, volcanoes will preferentially pour out laterally instead of growing up vertically. In that case, they will have a low height-to-basal diameter ratio and a smooth texture. The morphology and size of the volcanoes in both discontinuities indicate that eruption rates were generally low and in NTD1 the edifices are likely built with lower eruption rates than those of NTD2.

III.2.7.3. Relationships between tectonics and volcanism

Understanding the processes generating the oceanic crust in this area requires to evaluate how volcanic and tectonic events interact as a function of the distance from Romanche TF. Non-transform discontinuities are key geological objects in this context, accommodating the strike-slip stresses due to axial offsets. Along our studied area, NTD1 and 2 are telling contrasting stories. NTD2 has a structure like other NTDs observed along the MAR, with a central basin approximately 40-50° to the ridge axis direction, affected by faults normal to the spreading direction (Grindlay et al., 1991;

Grindlay & Fox, 1993). In this type of discontinuity and in oblique shear zone discontinuities, volcanism tends to form narrow or hummocky ridges (Briais et al., 2000; Gràcia et al., 1997; Spencer et al., 1997). NTD1 displays a different picture, with sparse narrow ridges and characteristic clusters of individual volcanoes. Similar volcanic centers with cones have been described in inter-segments of the Southwest Indian Ridge (Cannat et al., 2008). They are associated with faults oblique and normal to the spreading, consistent with an interaction between extension and shear stress. The seamounts present in the western part of NTD1 are significantly smaller than those of both volcanic segments (Figure 3.15), which is not surprising since in most discontinuities, volcanism is subdued (Grindlay et al., 1991; Lin et al., 1990; Spencer et al., 1997). However, the density of seamounts observed in NTD1 is higher than in RC segments (~10 per 100 km²). In sections poorly supplied by magma, faults tend to be short and form an en-echelon pattern (Gomez *et al.*, 2006). We observe a similar structure in NTD1 favoring the formation of lines of volcanoes with a conical shape. In addition, en-echelon structures can restrict the size of magma reservoirs, and small magma bodies preferentially generate individual seamounts rather than ridges (Behn et al., 2004). We interpret the volcanic clusters of NTD1 to result from small quantities of magma being erupted over a short time period. NTD1 thus appears to be close to a leaky transform.

According to Fox and Gallo (1984) model, the cold edge effect decreases with the distance from the TF, hence we can expect that RC2 will be less supply by magma than RC3. Ligi et al. (2005) model predicts the progressive increase of the thickness crust and fusion rate predicted with the distance from the TF, that also suggests RC2 is magmatically less robust than RC3. However, RC2 appears more supply than expected with its well-defined axial valley and contains the biggest volcanoes of the area. The size and seamounts density observed in RC2 could be linked to the larger thickness of the lithosphere. In the frame of a thick axial lithosphere, eruptions are expected to be more voluminous but also less frequent. The thickness of the lithosphere limits the magma percolation upwards, that necessities the accumulation of larger volumes of magma prior to eruption.

From another point of view, the lower density and size of seamounts currently observed in the segment RC3 compared to RC2 could be partly due to a lower magma supply in RC3 leading to the formation of smaller volcanic edifices and the development of a detachment fault. The detachment in RC3, points a colder and thicker lithosphere and

a low magma supply than that of normal symmetric segments (Behn & Ito, 2008; Buck et al., 2005; Escartín et al., 2008; Olive & Dublanchet, 2020), while in RC2 no detachment fault was observed.

These observations are only a snapshot of both segments and possibly do not reflect the past building modes of the segments. In addition, based on the segments morphology and seamounts distribution it is difficult to define which segment is magmatically more robust. The seamounts height for instance, depends on numerous parameters (the depth of the reservoir or lithosphere thickness, the volume of available magma and the eruption duration) (Smith & Cann, 1992; Wilson et al., 1992; Mitchell, 2001). Defining which segment is magmatically more robust would require estimating the crustal thickness of each segment using high-resolution seismic reflection and refraction profiles. It would also require a morphological study of the entire segment RC3, which is currently not possible due to lack of good resolution bathymetry.

Fluctuations in magmatic supply can also locally influence fault directions. According to Cannat *et al.* (2008), higher melt supply leads to the reorientation of the ridge by modifying the rheology of the axial lithosphere. In the younger northwestern part of RC2, volcanoes are more numerous and voluminous than in the eastern and southern terrains (Figure 3.7). This increase of magma supply in the more recent terrain of the segment is concomitant with an observed change of faults direction. In the northwestern part, faults and volcanic alignments are orthogonal to the spreading direction (\sim N150–160°E), while in the oldest terrains, they are oblique (\sim N130–140°E) (Figure 7). This variation in fault orientation and volcanic alignments is interpreted as a consequence of the current higher magmatic supply in the northwestern part of the segment, leading to the reorientation of the stress field and forming faults that are normal to the spreading direction. Variable fault directions in NTD1 may also be related to magmatism. The presence of peridotite and the distribution of volcanic terrains as clusters of volcanoes in NTD1 suggest a thin and discontinuous basaltic crust (Bonatti *et al.*, 1996) (Figure 3.16). In this area, dominated by shear stress, we observed small faults and fractures in the volcanic clusters, whose orientation (N130–140°E) is less oblique to spreading, and others which are orthogonal to spreading (N150–160°E) (Figures 3.10 and 3.12). This suggests that when magma is present, even in limited volume, the changes in the rheology of the lithosphere are sufficient to affect faults orientation.

III.2.8. Conclusion

From submarine dive videos, bathymetric and reflectivity data, we described the neo-volcanic zone of the MAR from the eastern intersection between the Romanche Transform Fault to ~120 km south. Our new geological maps present the interpreted volcanic and tectonic structures, together with relative age of lava flow based on sediment thickness. These first order observations were completed by the quantification of volcanoes morphology and by geochronological data.

We notice a progressive change of the fault directions with the distance from the Romanche TF, from oblique in NTD1, to normal in the segment RC3. This is also reflected in the general direction of the segment RC2 slightly oblique to the spreading, compared to the segment RC3. This progressive evolution could be a combination of the decrease of both the shear stress and the lithosphere thickness with distance from the transform fault.

Small amounts of magma are produced beneath the NTD1, leading to the formation of volcanic clusters. They seem to erupt from small size and short-lived magmatic reservoirs. The en-echelon structure of the discontinuity favors the formation of aligned cones and seamounts instead of narrow ridges.

The seamount population in RC2 and RC3 suggests that both segments are magmatically less robust than regular magmatic MAR segments. The observation of higher size and density of seamounts in RC2 than RC3 could be either due to the presence of the detachment faults in RC3 or due to the thick lithosphere beneath RC2, larger volumes of magma accumulate before piercing the lithosphere, leading to rare but voluminous eruptions.

In the NTD1 and the segment RC2, strongly affected by the shear stresses induced by the Romanche transform fault, the faults and volcanic alignments have mostly an orientation oblique to spreading. In volcanic clusters of NTD1 and in the youngest parts of the segment RC2, areas where magma supply is high, we observed faults and fractures less oblique and some orthogonal to the spreading. The local increase of magma supply influences the stress by modifying the rheology of the axial lithosphere, allowing the reorientation of faults.

Acknowledgments

The ship time for the SMARTIES cruise (Maia *et al.*, 2019, <https://doi.org/10.17600/18001107>) was granted by the TGIR French Oceanographic

Fleet. Bathymetry, backscatter and video images processing and analyzes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating received CNRS-INSU financial support through TelluS program, "Campagnes à la mer". L.G was supported by Région Bretagne (France). Publication fees funded by Université de Bretagne Occidentale through the COUPERIN Consortium. We are grateful to Captain P. Moimeaux and his crew from R/V *Pourquoi Pas ?*, to X. Placaud and the Nautilé team and to the SMARTIES science party for their help on acquiring and processing the data presented here. We thank J-P. Oldra and P. Nonnotte for their help in sample preparation and C. Liorzou for major element analysis.

Open Research

Bathymetry grids and backscatter mosaics along the axis of the Mid-Atlantic Ridge south of the Romanche transform fault used for this work are available via SEANOE archive website at Grenet et. al., (2023) <https://doi.org/10.17882/95890>. Videos from the Nautilé fixed and mobile cameras on the neo volcanic zone described in this study are available in SEANOE website at Maia et. al., (2023) <https://doi.org/10.17882/95946>. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and major elements composition of basalts analyzed in this study are available in SEANOE website at Grenet et. al., (2023) <https://doi.org/10.17882/95914>.

III.3. Conclusion

A partir de données de la campagne SMARTIES, nous avons pu réaliser une cartographie détaillée de portions de la zone néo-volcanique comprises entre la NTD1 et la partie nord du segment RC3, située entre la faille transformante de la Romanche et la dorsale Médio-Atlantique. Les âges des basaltes, montrent que le volcanisme proche de la faille transformante est relativement récent (moins de 150 ka). En combinant la cartographie avec la morphologie des volcans et les datations nous avons pu mettre en évidence :

- Une variation progressive de l'orientation des failles et des segments volcaniques avec la distance à la transformante, passant d'oblique à l'extension dans NTD1 à orthogonal dans RC3. Cette variation est possiblement corrélée à la diminution de la contrainte cisailante et de l'épaisseur de la lithosphère avec la distance à la faille transformante.
- La présence d'édifices volcaniques récents dans la NTD1, malgré sa proximité à la faille transformante.

- La présence d'un plus grand nombre et de plus grands monts sous-marins dans le segment RC2 que dans le segment RC3. Le segment RC2 semble actuellement plus approvisionné en magma que le segment RC3, ce qui peut être dû à la fusion d'un manteau fertile sous RC2. Cela peut être également lié à l'épaisseur de la lithosphère, plus importante sous RC2. Dans ce cas, l'accumulation d'un plus grand volume de magma serait nécessaire pour atteindre la surface, engendrant des éruptions de plus grand volume, mais moins fréquentes.
- L'apport magmatique, même en petite quantité, est suffisant pour modifier la rhéologie de la lithosphère et entraîner une modification de l'orientation des failles. Ce processus est notamment observable au niveau des groupes de volcans de la NTD1 et dans la partie nord-ouest de RC2 où des failles quasiment normales à l'extension sont présentes.

Chapitre IV : Du réservoir magmatique au plancher océanique : dynamiques de stockage et d'ascension de magmas

IV.1. Introduction

Ce chapitre, présenté sous forme d'article, porte sur l'étude pétrologique et géochimique d'échantillons de basaltes collectés au cours d'une même plongée (SMA1974), localisée dans la partie nord-ouest du segment RC2 (Figure 4.1). Lors de cette plongée, quatre édifices volcaniques ont été explorés : un mont sous-marin, un cône, une ride allongée et le flanc est de la ride volcanique axiale. Les compositions en éléments majeurs obtenus par Verhoest (2022) et dans le cadre de cette thèse ont révélé que chacun des édifices est caractérisé par une composition géochimique propre. La nature de ces quatre groupes d'échantillons, définis à partir de leur contexte géologique, varie entre basaltes tholéïtiques et alcalins. Les compositions en éléments traces suivent la même tendance. A partir de la composition en éléments majeurs et traces du verre et de la roche totale, la composition de la source des échantillons a été étudiée.

Deux échantillons alcalins de la plongée ont été collectés sur le cône. Ils sont riches en potassium (plus de 1,3 wt %), et composés de phénocristaux de clinopyroxènes automorphes et maclés. Du fait de leur sensibilité aux variations de pression, température, teneur en eau et composition du magma, les clinopyroxènes sont très utilisés en géothermobarométrie et en tant que traceurs de processus pré-éruptifs (mélange de magmas, conditions de stockage et d'ascension). Ces échantillons sont également caractérisés par des phénocristaux d'olivines squelettiques, par une faible proportion de plagioclases et par la présence de microphénocristaux d'amphiboles et de biotites. Les analyses en éléments majeurs et traces des clinopyroxènes et en éléments majeurs des autres espèces minérales ont été utilisées afin de retracer l'histoire des échantillons, depuis le début de cristallisation en profondeur jusqu'à leur cristallisation en surface pendant l'éruption.

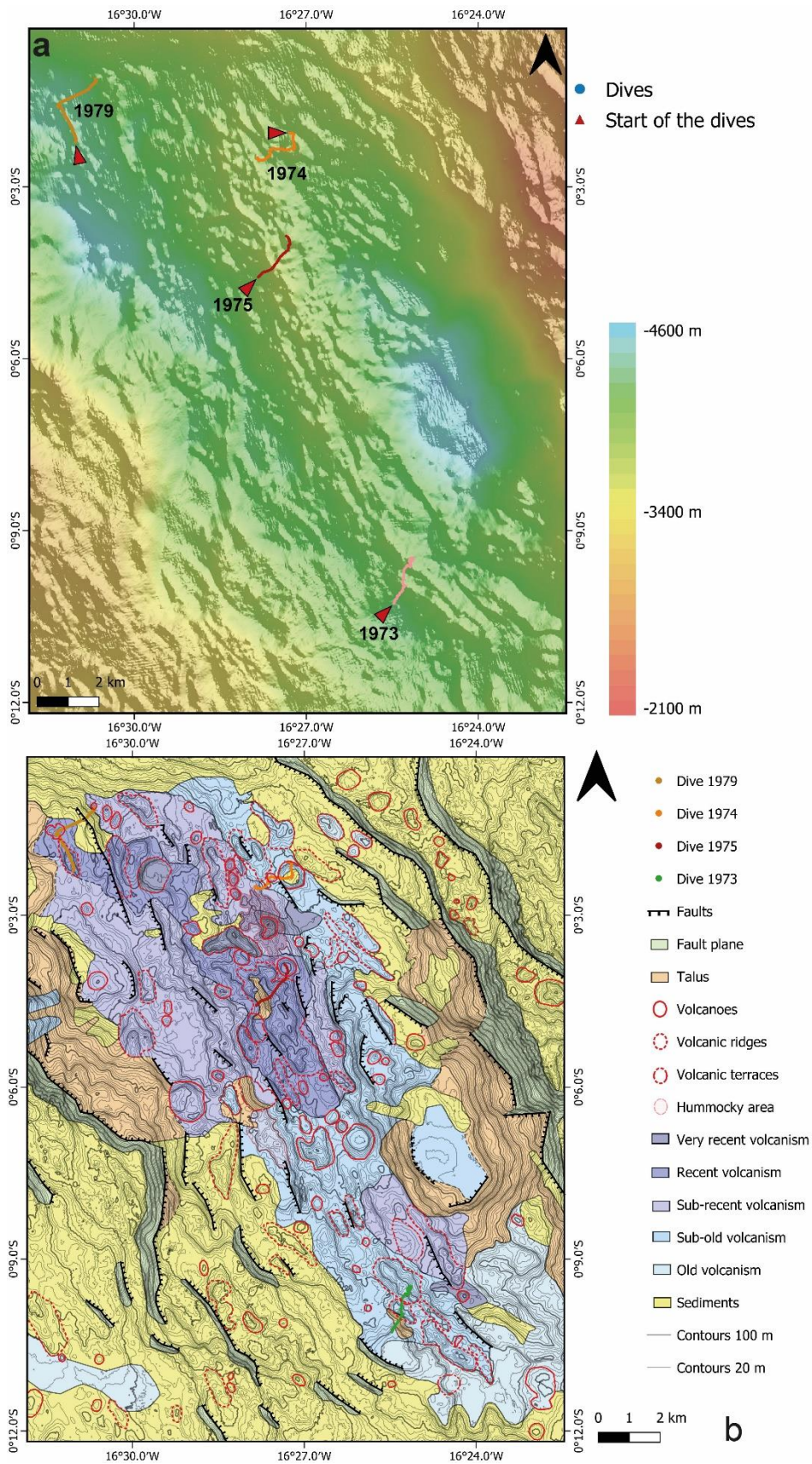


Figure 4.1 : **a** Carte bathymétrique du segment RC2 avec la localisation des plongées. **b** Carte géologique structurale du segment RC2 basée sur l'interprétation des observations à l'affleurement et de la bathymétrie et de la réflectivité.

IV.2. Article en préparation

IV.2.1. Abstract

Compositional and petrological variations of the mid-oceanic ridge basalt (MORB) observed in the global mid-oceanic ridge system are attributed to a range of parameters and processes. The heterogeneous composition of the mantle and the melting conditions generate a first degree of variability of the primary melts, which may be erased or preserved during the storage and eruption processes, depending on the degrees of differentiation and homogenization of the magmas. Here we are interested in a peculiar suite of basalt samples ranging from tholeiitic to alkaline, collected over a single submarine dive located near the eastern intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Romanche Transform Fault. While geochemical variations along this dive are extreme, they are coherent with geological features.

We report the finding of unusual K-rich oceanic basalts in this region ($K_2O > 1.3$ wt %). Based on geochemical modelling of whole rock composition, those lava are produced by 3 to 10 % of partial melting of an amphibole bearing lherzolite at the spinel-garnet transition. We conducted a detailed petrological and in-situ geochemical study of clinopyroxene phenocrysts from these samples. We found that they are the result of relatively slow crystallization at low degree of undercooling, in an actively convective reservoir, with few replenishment events. In-situ analyses also allow for geothermobarometry calculations, which indicate a deep magma reservoir (2.81 ± 1.17 kbar, approximately 10 km depth below seafloor). Melt accumulation at this depth is coherent with observed micro-earthquakes (10-20 km depth) detected by Z. Yu (personal communication). We argue that this could be the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary under this ridge segment.

The high-water content re-calculated in the initial melts ($\sim 2.05 \pm 0.36$ wt %) likely explain the absence of olivine and plagioclase nucleation in the reservoir. During the ascent of the magma, decompression and degassing occurred, allowing the rapid growth of skeletal olivines. Near the surface, part of the magma raised quickly and quenched, while another part raised slowly and degassed, allowing the crystallization of plagioclase microliths. Our high-resolution geological and geochemical approach highlights the need to carefully consider the geological settings when sampling oceanic basalts for geochemical studies.

IV.2.2. Introduction

The chemical variability of primitive MORBs (mid-oceanic ridge basalt) and OIBs (ocean island basalt) results in part from the variability of melting processes and mantle sources (Gast, 1968; Hofmann and White, 1982). However, those variabilities are usually erased by mixing processes during the storage and transport and by fractional crystallization (O'Hara, 1977; Walker et al., 1979; Sims et al., 2002; Rubin and Sinton, 2007; Maclennan, 2008; Coogan and O'Hara, 2015; Shorttle, 2015). As a result, erupted basalts are more homogenous than the primary melts (Rubin et al., 2009). This effect is particularly observed in areas of high magma supply (Rubin and Sinton, 2007; Colman et al., 2016). The long-lived and large, shallow magmatic lenses promote the homogenization of parental magma composition by frequent magmatic injections and a high degree of differentiation (Rubin and Sinton, 2007; Colman et al., 2016). At lower magma supply, reservoirs are deeper, smaller, poorly connected and the magma inputs are less frequent than in higher magma supply contexts. In this context, the erupted basalts are less differentiated, but the source heterogeneities are more preserved. The presence of these heterogeneities at the global scale are well known. However their spatial and temporal distribution at a local scale remains poorly understood, due to the lack of studies based on detailed and dense sampling (Rubin et al., 2009).

The depth of the melt pockets under slow-spreading ridges is not well constrained due to the difficulty to image them. To date only two reservoirs have been identified beneath the Mid-Atlantic Ridge (Sinha et al., 1997; Singh et al., 2006) and spherical partially melted areas have been detected beneath Knipovitch Ridge (Meier et al., 2022). In the absence of direct evidence on the depth of reservoirs, numerous studies focused on the texture and the compositions of phenocrysts present in MORBs, principally plagioclases and olivines (Faure and Schiano, 2004; Hellevang and Pedersen, 2008; Colin et al., 2012; Lange et al., 2013; Bennett et al., 2019; Yang et al., 2019; Neave et al., 2021). As these minerals record the processes occurring in the magmatic system during their crystallization, these studies provide substantial information on storage and ascent dynamics of magmas beneath slow-spreading ridges. They highlight processes in the reservoir such as magmatic injections and melting, active convection, both in the reservoir and during the ascent and events of decompression, cooling or warming. These studies were performed on dredged (Faure and Schiano, 2004; Hellevang and Pedersen, 2008; Colin et al., 2012; Bennett et al., 2019) or cored (Yang

et al., 2019) samples or both (Lange et al., 2013), meaning that they constrained processes that occurred at large spatial and temporal scales.

Clinopyroxene phenocrysts are unusual in MORBs and more frequently observed in alkaline basalts formed at hot spots (Klügel et al., 2005; Stroncik et al., 2009; Hammer et al., 2016; Welsch et al., 2016; Neave and Putirka 2017). Clinopyroxenes are excellent recorders of pre-eruptive magma history (Ubide and Kamber, 2018; Ubide et al., 2019). Their composition is sensitive to pressure, temperature, water content and composition of the magma (Putirka et al., 1996; Putirka, 2008; Armienti et al., 2013; Mollo et al., 2015, 2018; Perinelli et al., 2016). Due to these properties, numerous thermobarometers (Putirka et al., 1996; Putirka, 2008; Neave and Putirka 2017; Wang et al., 2021) and hygrometers (Armienti et al., 2013; Perinelli et al., 2016) have been established and are widely used. The oscillatory zoning in clinopyroxene has been shown to be efficient to track more primitive magma intrusions into a plumbing system (Ubide and Kamber, 2018; Petrone et al., 2018; Ubide et al., 2019) and the convection dynamics in the reservoir (Di Fiore et al., 2021; Petrone et al., 2022).

In this study we investigated the chemical and petrological composition of basaltic samples collected on four distinct volcanic edifices during one submarine dive, localized ~40 km south of the eastern intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Romanche transform fault. These samples have tholeiitic to alkaline basalt compositions. One of the first objectives was to determine if the differences in the compositions are due to different mantle sources or due to fractional crystallization processes. We further focused on two alkaline samples collected on a cone, bearing clinopyroxene phenocrysts which are sector-zoned and oscillatory zoned. The whole-rock analysis reveals that the samples are not derived from the same source. From the chemical and petrological composition of the alkaline samples, we propose a conceptual history of the two singular alkaline samples, from their source to their crystallization at the surface, including their storage and ascent.

IV.2.3. Geological context

Located in the Equatorial Atlantic, the Romanche transform fault is the largest transform fault affecting the Mid-Atlantic Ridge (MAR). It offsets the axis by 900 km, corresponding to an age contrast of ~ 45 Myr between the axial lithosphere and the lithosphere across the transform fault (Figure 4.2 a). A strong cold-edge effect is expected at the intersections due to the large offset (Bonatti et al., 1996; Ligi et al., 2005). The mid-ocean ridge super-segment between the Romanche and Chain

Transform Faults consists of four ridge segments, named RC1 to RC4 (for Romanche to Chain). The segments are offset by second-order ridge axis discontinuities (NTD) (see chapter III).

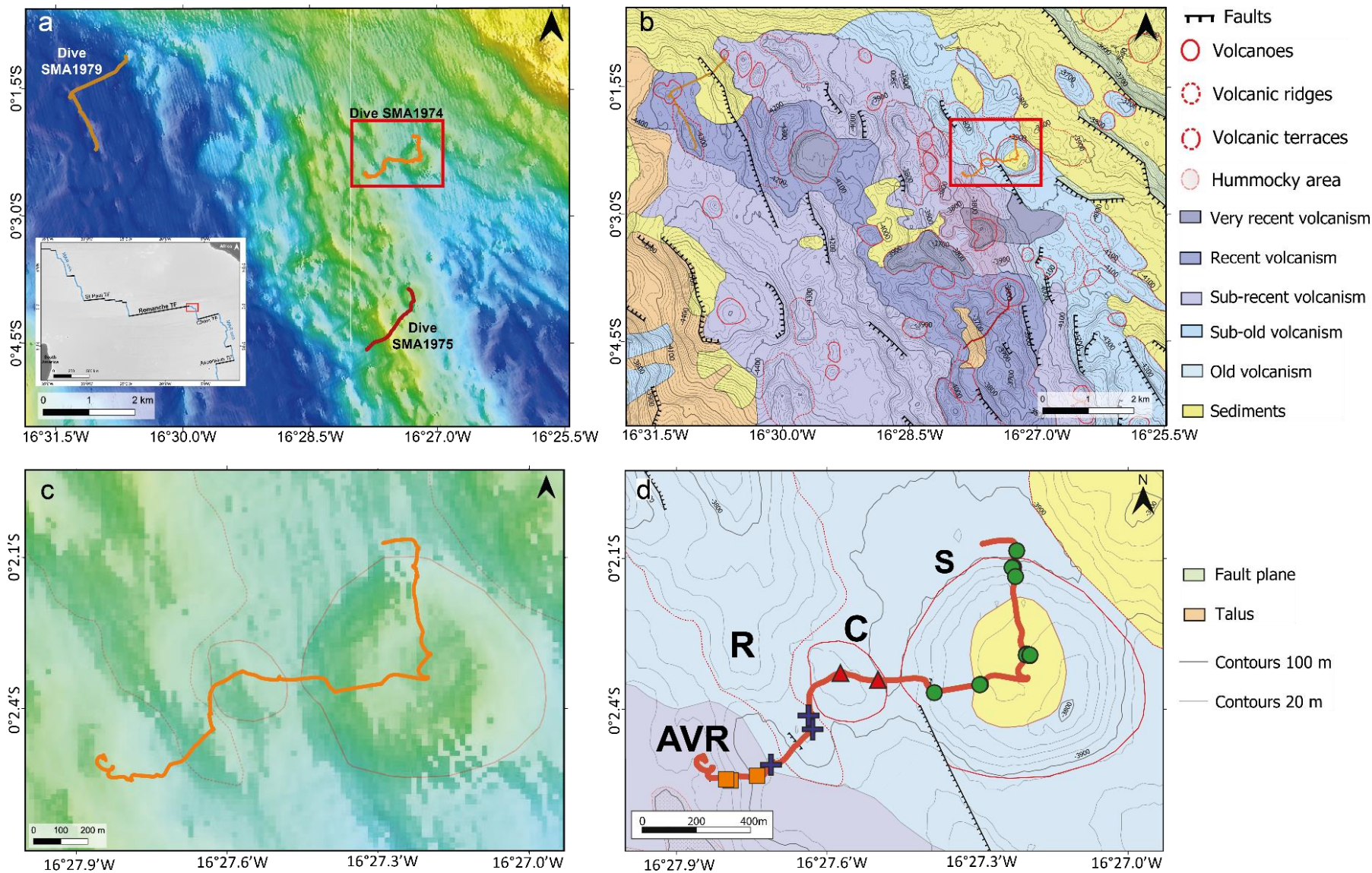


Figure 4.2: **a-b** Geologic and structural map of the northern part of the segment RC2 based on interpretation of outcrops and from bathymetric and backscatter interpretation segment. The segment is characterized by a robust axial volcanic ridge located at the center. The eastern part of the valley floor is older than the western and central parts. The red rectangle delimits the map in **b**. Inset: location of the Romanche TF and other main transform faults in the Equatorial Atlantic (black lines).

The eastern intersection between the MAR (blue line) and the Romanche TF is delimited by the red rectangle. TF: Transform fault. Inset source: GEBCO 2022 Grid. c-d Geological and structural map zoomed on the area of the dive SMA1974. This dive explored seamount (S), a cone (C), a narrow elongated ridge (R), and the eastern side of the axial volcanic ridge (AVR). The symbols show the location of the samples with composition data. Each symbol has been assigned to the volcanic edifices explored. Green circles: seamount; red triangles: cone; blue crosses: narrow ridge and orange rectangles: axial volcanic ridge.

The first magmatic segment RC2 located ~30 km south of the Romanche transform fault is ~23 km long and oriented ~N150°E. The segment is limited to the north by a peridotite ridge bounding the eastern part of NTD1, a transtensive discontinuity with a ~35 km offset, generally oriented N76°E (see chapter III). The southern tip of the segment is delimited by a ~25 km-offset, non-transform discontinuity, NTD2, oriented N110°E. The axial domain of segment RC2 is delimited by large normal faults, with a robust volcanic ridge in the center. The axial valley is bordered by N120-140°E-trending normal faults on the east and on the west by N120 to N160°E-trending normal faults cut by canyons with talus (Figure 4.2 a-b). This segment seems to have been built through different volcanic episodes, with the most recent area located in the northwestern part of the valley floor (Figure 4.2 b). This part is characterized by a relatively low sediment thickness and by faults and volcanic edifices orientated N160°E, while the eastern and southern parts of the valley, more covered by sediments are older. In these parts, the faults and the volcanic edifices have a N130–150°E orientation. The light obliquity of the segment (~20°) and the presence of faults (20-40°) oblique to the spreading in segment RC2 suggest that the lithosphere beneath RC2 is thicker than underneath a regular segment and accommodates a component of shear related to the Romanche TF (see chapter III).

During the SMARTIES cruise (2019), the northern part of RC2 was explored by three dives (Figure 4.2 a-b): at the west, SMA1979 (16°31'W, 0°01'S), at the east dive SMA1974 (16°27'W, 0°02'S) and at the center the dive SMA1975 (16°27'W, 0°04'S). This study focuses on the dive SMA1974, extending from the eastern part of the valley floor to the eastern flank of the axial volcanic ridge (Figure 4.2 c-d). It crosses two periods of volcanic activities with the most recent at the end of the dive. During the dive, four distinct volcanic edifices were explored (Figure 4.2 c-d): a seamount with a collapsed crater, a small cone, a narrow-elongated ridge, and the eastern side of the axial volcanic ridge. These edifices are composed by rounded to elongated pillows (see chapter III).

A total of 25 basalt samples were collected during this dive: 13 on the seamount, 2 on the cone, 3 on the narrow ridge and 7 on the axial volcanic ridge. Verhoest (2022)

analyzed the major and trace compositions of the glass of 11 samples from the seamount and 3 from the axial volcanic ridge, respectively by electron probe microanalysis (EPMA), and by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer (LA-ICP-MS). As part of this study, we analyzed the major and trace element compositions of both samples from the cone and the three samples of the narrow ridge and the major element composition on one sample from the seamount. The samples for which compositions are known are represented in Figure 4.2 d and separated in four groups, according to the sampling location.

IV.2.3. Methods

IV.2.3.1. Whole rock: major and trace elements

Major and trace elements of the groundmass were measured at the PSO/IUEM (Pôle Spectrométrie Océan, Institut Universitaire Européen de la Mer, Brest, France). For major analysis, samples were crushed and sieved, the size fraction of 2-1 mm was retained. Phenocrysts and fractions with alteration were manually removed. A mass of 250 mg of the 2-1 mm fraction was dissolved in closed screw-top Teflon vessels (Savillex), at about 90°C for 24h using 1 ml of HNO₃ and 3 ml of HF. Then 96 ml of H₃BO₃ were added to neutralize the effect of HF (Cotten et al., 1995). Major element compositions were measured by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometer (ICP-AES) using Horiba Jobin Yvon® Ultima 2. Calibrations were made using international standards JB2, ACE, ME and WSE, and internal standards CB2, BELC, CB15 and CB18.

Trace elements were analyzed with a high-resolution inductively coupled plasma mass spectrometer (HR-ICPMS) ELEMENT XR, ThermoFisher Scientific. Samples were prepared following (Barrat et al., 1996) protocol. Powdered samples (100 mg) were dissolved in screw-top Teflon vessels (Savillex) using a HF-HNO₃ mixture and evaporated to dryness. Dry residues were then dissolved in 40 g of 6N HCl. An aliquot of 1 ml of this solution was collected; a solution of pure Tm was added and then evaporated to dryness. Samples were taken up in HNO₃ 2.5% for analysis on the ICP-MS. Calibrations were made using BCR2 and WSE standards.

IV.2.3.2. Minerals: major and trace element analysis and imaging

Major element compositions were determined by electron probe microanalysis (EPMA), using Cameca SX100 electron microprobe (Microsonde Ouest, Brest, France). Analyses were performed on carbon-coated polished thin sections under the

following conditions: 15 kV accelerating voltage, 20 nA beam current, spot size of 1 μm and 10 s (20 s for F and 30 s for Ti) counting time on the peak. Standards were: natural albite (Na), forsterite (Mg), apatite (F, P), wollastonite (Si, Ca), corundum (Al), orthoclase (K), MnTiO₃ (Ti, Mn), andradite (Fe), pyromorphite (Cl), Cr₂O₃ (Cr) and NiO (Ni). Electron microprobe transects were performed on clinopyroxenes phenocrysts, each spots were separated by 10 μm (for small crystals and transversal profiles) to 20 μm (for longitudinal profiles). For mapping, we used 1 to 2 μm pixel size and 100 s dwell time per pixel, measuring 9 to 10 elements per map. The size of maps varies from 253 x 253 μm to 1428 x 2023 μm .

The target minerals for trace element analysis were chosen combining microscope observations and Scanning Electron Microscope (SEM). Thick sections imaging was carried out using JEOL JSM-6010LA InTouchScope SEM at 20 kV, in the Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche of Modena (Italy).

The trace elements were measured on phenocrysts of clinopyroxenes. They were measured by laser ablation inductively coupled mass spectrometer (LA-ICP-MS) at Centro Interdipartimentale Grandi Strumenti (CIGS, Modena), using Thermo Scientific iCAP TQ ICP-MS. Analyses were performed on 90 μm -thick polished thin sections. Analyses were run over 30 s, using 100 % energy output, 10 Hz repeat rate and 55 μm spot size. Three standards (NIST 612, NIST 614 and MLB3) were analyzed at the beginning and end of each session. Data were normalized with the SiO₂ of each crystal as internal standard obtained by averaging three analyses realized by EPMA. The number of crystal targets was limited by the size of the minerals, which must be larger than 55 μm . Areas of analysis must be flat, without fracture or inclusions to avoid diffusive effects and measure uniquely the mineral composition. When the conditions were met, we performed at least two points of analysis, one in the center and one in the rim to investigate if the composition of the crystals vary during their crystallization.

IV.2.3.3. Pyroxenes geothermobarometry

Geothermobarometric and hygrometer calculations using the clinopyroxene major compositions were performed using an iterative approach adapted from Neave and Putirka (2017). The temperature was estimated using the equation 33 from Putirka (2008), this model has a standard estimated error (SEE) of 45 °C. The pressure was estimated using Neave and Putirka (2017) model, adapted to alkaline hydrated lavas and independent of the water content. This model has a SEE of 1.4 kbar. The water

content was estimated with the Perinelli *et al.* (2016) model, using the temperature and pressure obtained by calculations, this model has a SEE of 0.45 wt %.

Temperature, pressure of crystallization and water content were calculated for clinopyroxenes using in situ analyses and profiles. The equilibrium between the clinopyroxenes and the whole rock was estimated by calculating the ΔK_D , between $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}}$ from the whole-rock composition Putirka *et al.* (1996) and from the Eq. 35 of Putirka (2008). We consider that, the equilibrium was reached for a ΔK_D of 0.03 (Neave *et al.*, 2019). Diopside-Hedenbergite (DiHd), Enstatite-Ferrosilite (EnFs), and Calcium-Tschermak (CaTs) component equilibria were tested using Mollo *et al.* (2013) (for DiHd and EnFs) and Putirka (1999) (for CaTs). We used thresholds 0.06, 0.05, and 0.03 for the ΔDiHd , ΔEnFs , and ΔCaTs components, respectively, corresponding to the SEE reported by Mollo *et al.* (2013). Only the clinopyroxene-whole rock pairs, which present equilibrium for all tested parameters, were kept and considered as meaningful for P-T and H₂O petrological interpretations. The clinopyroxenes are sector zoned; one zone is Si-Mg-rich and the other Al-Ti-rich. According to Zhou *et al.* (2021), in sector-zoned clinopyroxenes, the Al₂O₃-poor sectors are closer to real equilibrium than Al₂O₃-rich sectors. Hence, only analysis realized in Si-Mg-rich sectors are kept for P-T and H₂O interpretations.

IV.2.4. Results

IV.2.4.1. Petrology and mineral texture

Since geological features recognized along the dive SMA1974 are playing a key part on this study, we will report the petrological descriptions according to their location.

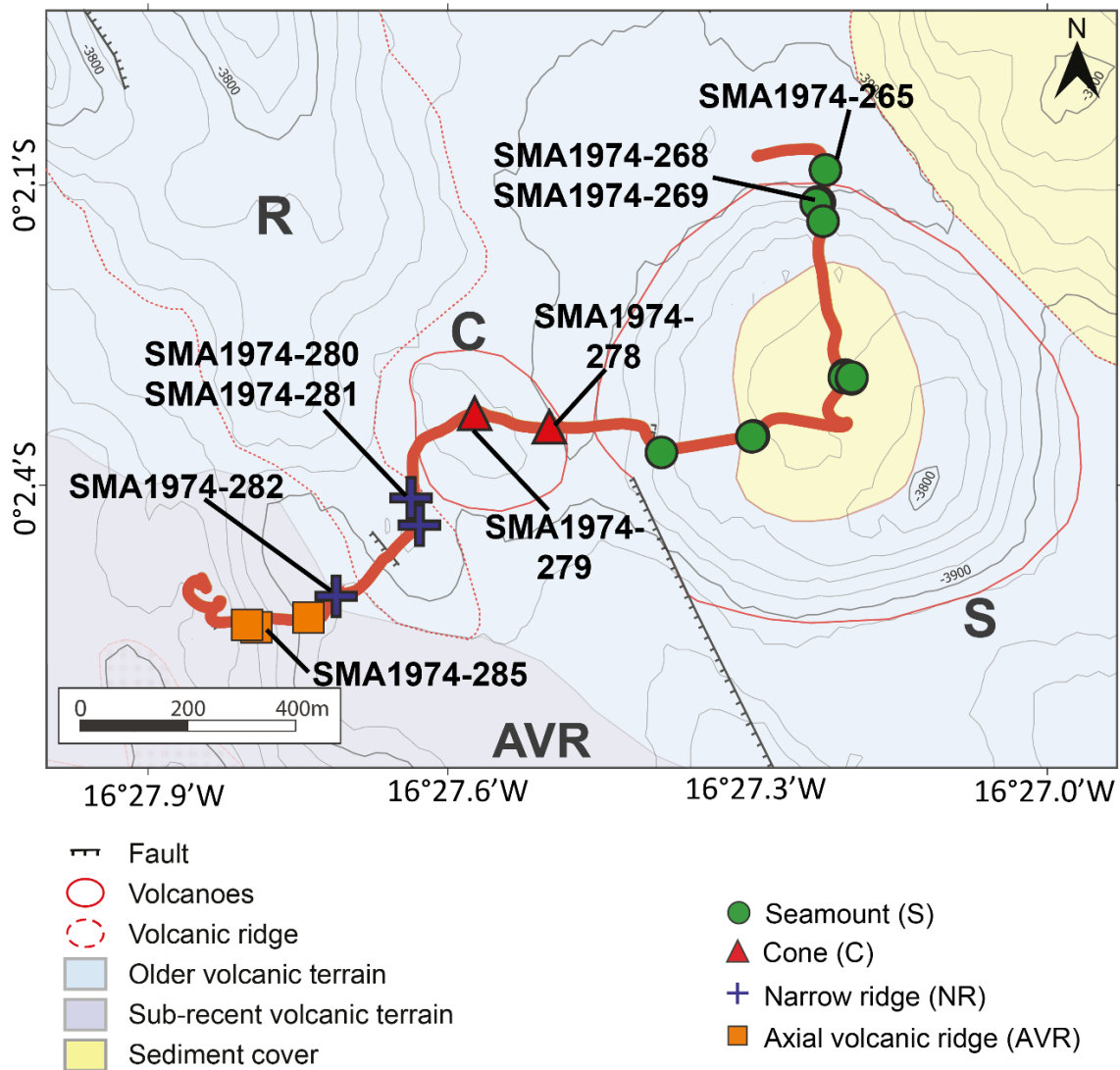


Figure 4.3: Geological map of the area of the dive SMA1974 with the localization of the samples.

Seamount

The samples collected from the first seamount (Figure 4.3, SMA1974-265, SMA1974-268 and SMA1974-269) are sparsely plagioclase-phyric basalts with a microlithic groundmass dominated by plagioclase with olivine. They are moderately fresh, with few vesicles. Those samples are characterized by phenocrysts of plagioclases euhedral to subhedral. Some phenocrysts have sieve texture with external resorption (Figures 4.4 a-b). They frequently have elongated or small circular inclusions (Figures 4.4 b-c). One crystal has a rounded core surrounded by circular inclusions (Figures 4.4 c). Under cross-polarized light some phenocrysts appear zoned. Numerous microphenocrysts are present, they have an acicular or skeletal shape. Olivine phenocrysts are rare and are subhedral to skeletal (Figure 4.4 d). Most olivine crystals are subhedral to skeletal microphenocrysts, forming glomerophyres with plagioclases (Figure 4.4 e).

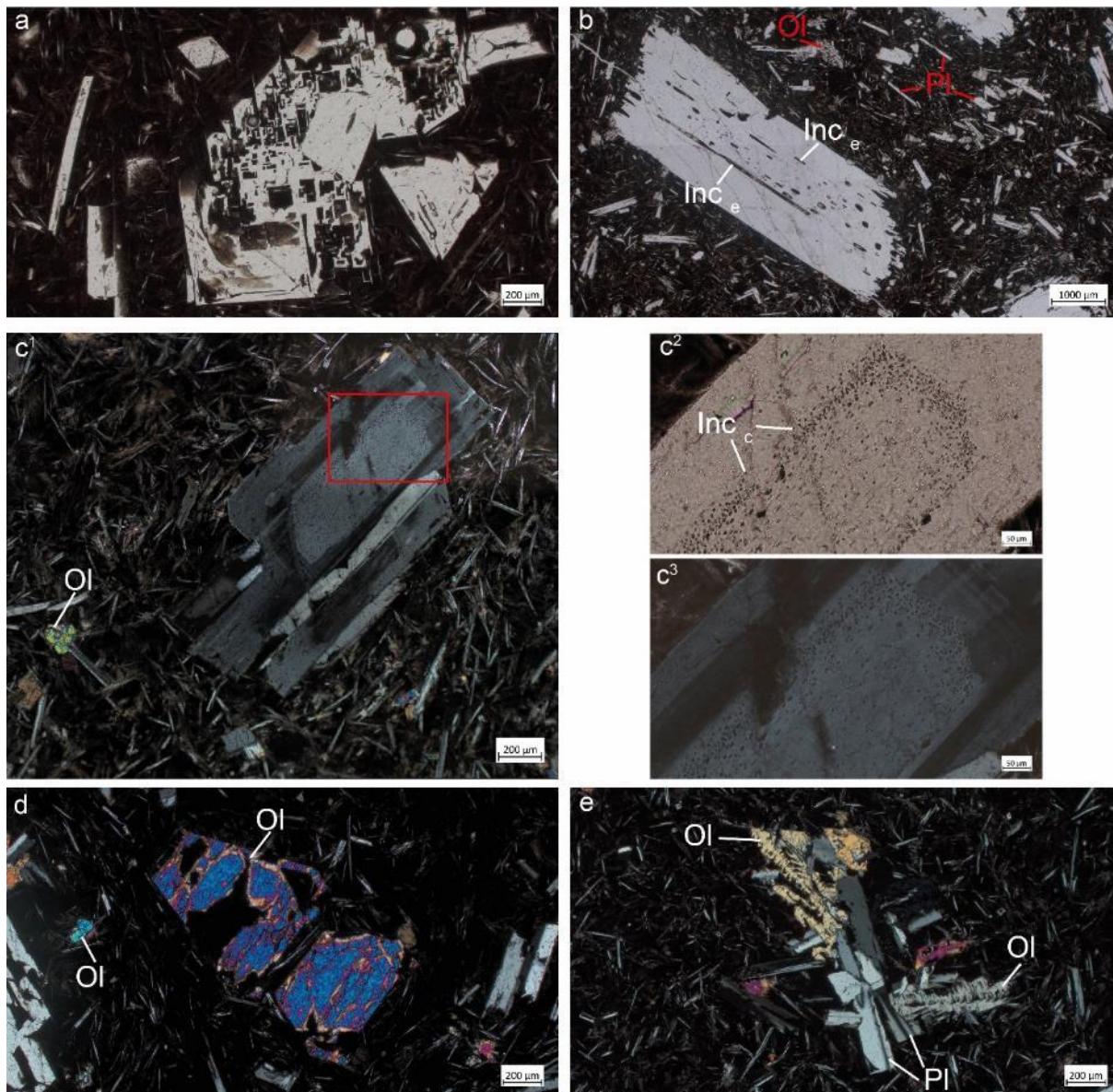


Figure 4.4: **a** Plagioclase phenocryst with a sieve texture, natural light. **b** Plagioclase phenocryst with elongated inclusions, its extremities are resorbed, olivine and plagioclase microliths composing the groundmass, natural light. **c** Plagioclase phenocryst with an inherited core resorbed and rounded by small circular inclusions, cross-polarized light; **c²-c³** zoom in the inherited core and the circular inclusions, in natural and cross-polarized light, respectively. **d** Olivine phenocryst subhedral and resorbed, in cross-polarized light. **e** Glomerophyre composed by microphenocrysts of skeletal olivines and acicular plagioclases, cross-polarized light. Ol: Olivine; Pl: Plagioclase; Inc_e: Elongated inclusion; Inc_c: Circular inclusion.

Cone

The samples collected from the cone (Figure 4.3, SMA1974-278 and SMA1974-279), are porphyric alkaline basalts, dominated by clinopyroxene phenocrysts with olivine phenocrysts often organized as glomerophyres (Figure 4.5 a-b). Both samples are vesicular. The samples are moderately fresh, with a manganese crust of 2-4 mm. Clinopyroxene phenocrysts are euhedral to subhedral. They are sector-zoned and

have oscillatory zoning. Olivine phenocrysts are mostly skeletal, the smallest are subhedral (Figures 4.5 a-b). The groundmass is different between both samples. For the SMA1974-278, the groundmass is glassy with clinopyroxene microliths, while the groundmass of SMA1974-279 is almost entirely crystallized and composed by microliths of clinopyroxene and plagioclase (Figures 4.5 a-d). Microliths of olivine are rare. In both samples, microliths of amphibole and biotite are present around vesicles or between glomerocrysts (Figures 4.5 c-f). Amphiboles are frequently found in small patches within the matrix of SMA1974-278 and sometimes as small needles growing on the surface of larger clinopyroxenes (Figures 4.5 e-f). They have a rhombus-shape and are ~3-30 μm long. Microliths of biotite are present, measuring ~2-45 μm in length and 1-2 μm in width. A surprising feature is found within the matrix of sample SMA1974-278: faintly spherical to subangular patchy zones of numerous small vesicles (2-23 μm) (Figure 4.5 g).

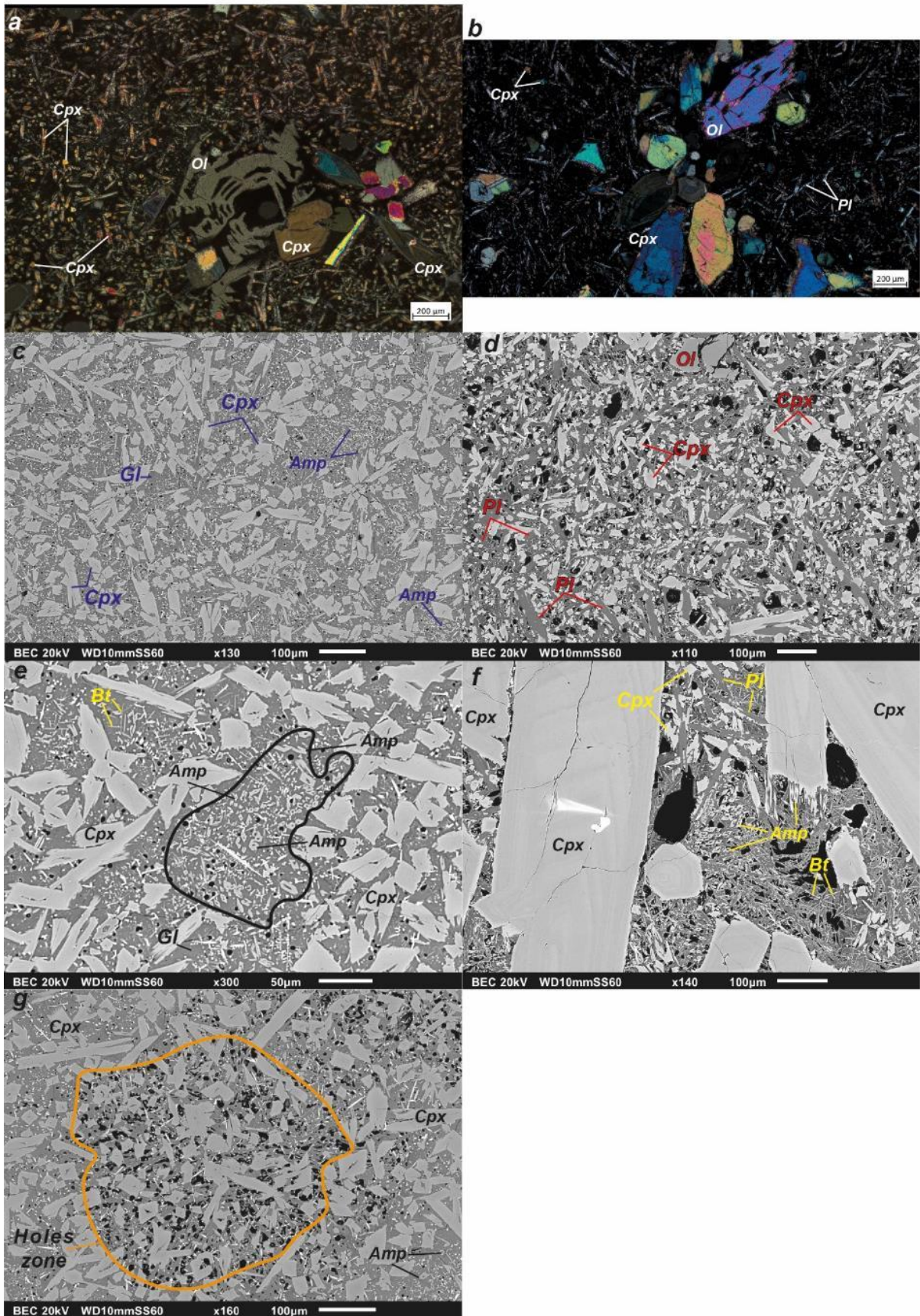


Figure 4.5: Images of sample SMA1974-278 on the left of the plate (a, c, e, g) and of sample SMA1974-279 on the right (b, d, f). Microscope images in cross-polarized light (a-b) and Backscatter SEM images (c-g). **a** Glomerophyre composed by phenocrysts of skeletal and small olivines and zoned clinopyroxenes, the groundmass is mainly composed by microliths of clinopyroxenes. **b** Glomerophyre

composed by phenocrysts of skeletal and small olivines and zoned clinopyroxenes, the groundmass is composed by microliths of clinopyroxenes and plagioclases. **c** Glassy groundmass with numerous microliths of clinopyroxenes and microliths of amphiboles. **d** Microcrystalline groundmass composed by microliths of clinopyroxenes and plagioclases, the black zones are vesicles. **e** The black line delimits a group of amphiboles characterized by their rhombus-shape, some needles are visible in the glass, and it is possibly biotites. **f** Numerous small biotites are presented, located between phenocrysts of clinopyroxenes; grouped amphiboles are also present, some seem to be in the extension of a clinopyroxene. **g** The orange line delimits a zone with small vesicles. Ol: Olivine; Cpx: Clinopyroxene; Pl: Plagioclase; Gl: Glass; Amp: Amphibole; Bt: Biotite.

Narrow ridge

The samples from the narrow ridge are aphyric basalts (Figure 4.3, SMA1974-280, SMA1974-281 and SMA1974-282). Phenocrysts of plagioclase and olivine are almost absent and are sometimes present as glomerophyres (Figure 4.6). The groundmass is microlithic, composed by plagioclases, without clear foliation. The sample is moderately fresh, some cracks and vesicles are filled by iron hydroxides. Plagioclase microphenocrysts are acicular or skeletal and olivines are subhedral to skeletal (Figure 4.6).

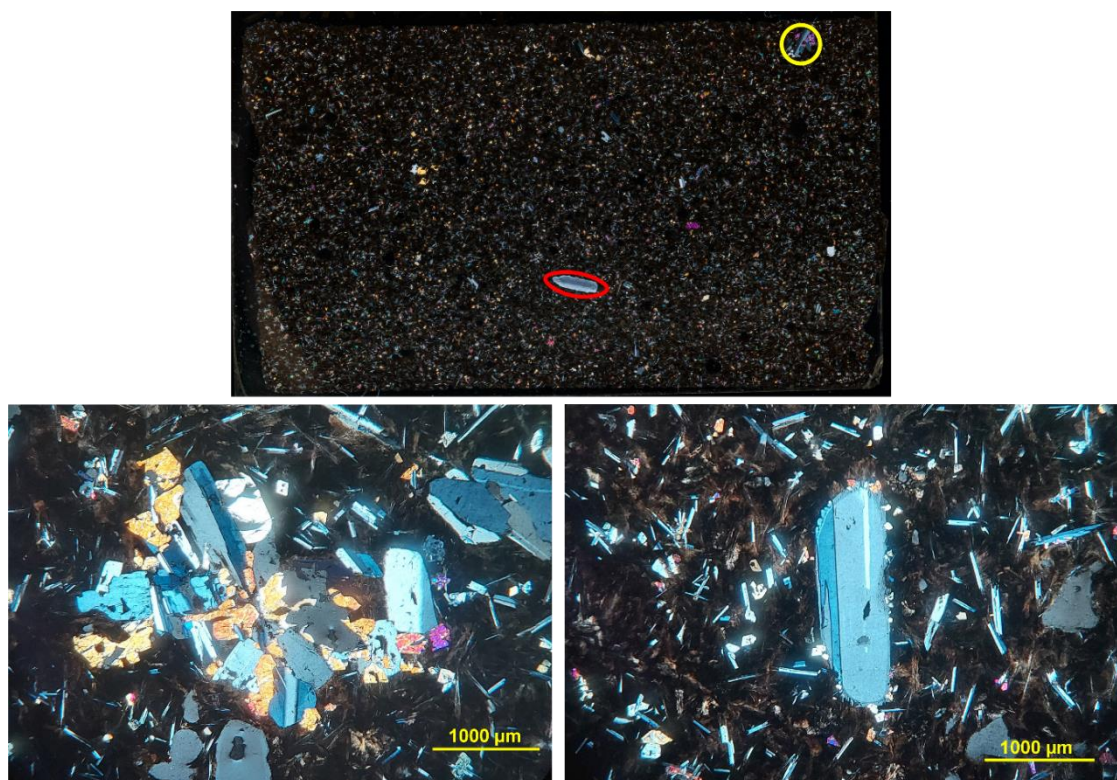


Figure 4.6: **a** Thin section in cross-polarized light **b** Glomerophyre composed by phenocrysts and microphenocrysts of olivines and plagioclases, in cross-polarized light **c** Plagioclase phenocryst surrounded by olivine microlites, in cross-polarized light.

Axial volcanic ridge

The sample from the axial volcanic ridge is an aphyric basalt (Figure 4.3, SMA1974-285). Microphenocrysts of plagioclase and olivine microphenocrysts are numerous (Figure 4.7), while phenocrysts are almost absent. The groundmass is microlithic, composed by plagioclases, without clear foliation, and becomes progressively glassy (Figure 4.7 c-d). The sample is moderately fresh, some cracks are filled by iron hydroxides. Plagioclase microphenocrysts are acicular or skeletal and olivines are subhedral to skeletal (Figure 4.7). Glomerophyres of plagioclases and olivines are frequent (Figures 4.7 a-b).

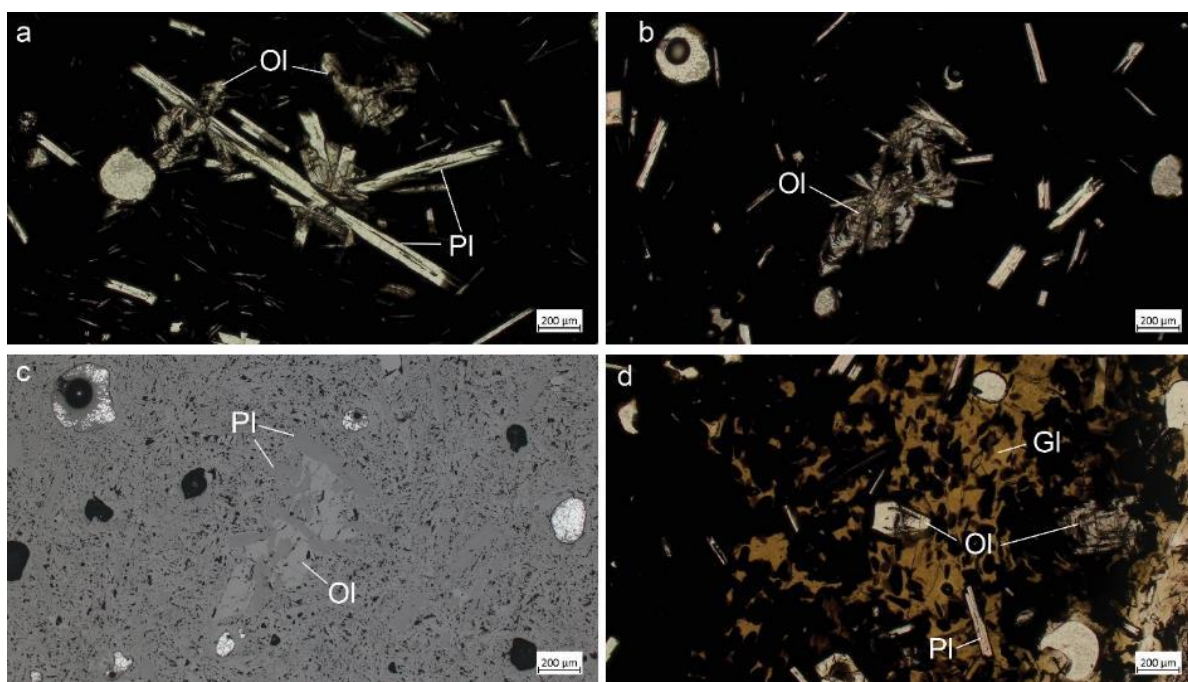


Figure 4.7: a Glomerophyre composed of acicular plagioclases and skeletal olivines, natural light. b natural light and c (backscatter) Glomerophyre of a skeletal olivine with plagioclase, the groundmass is microlithic, composed by plagioclases. d Glassy portion of the sample (brown part), with skeletal olivines and acicular plagioclases, natural light. The thin section was prepared for laser-ablation analyses and is 90 µm-thick. Ol: Olivine; Pl: Plagioclase.

IV.2.4.2. Whole rock compositions: major and trace compositions

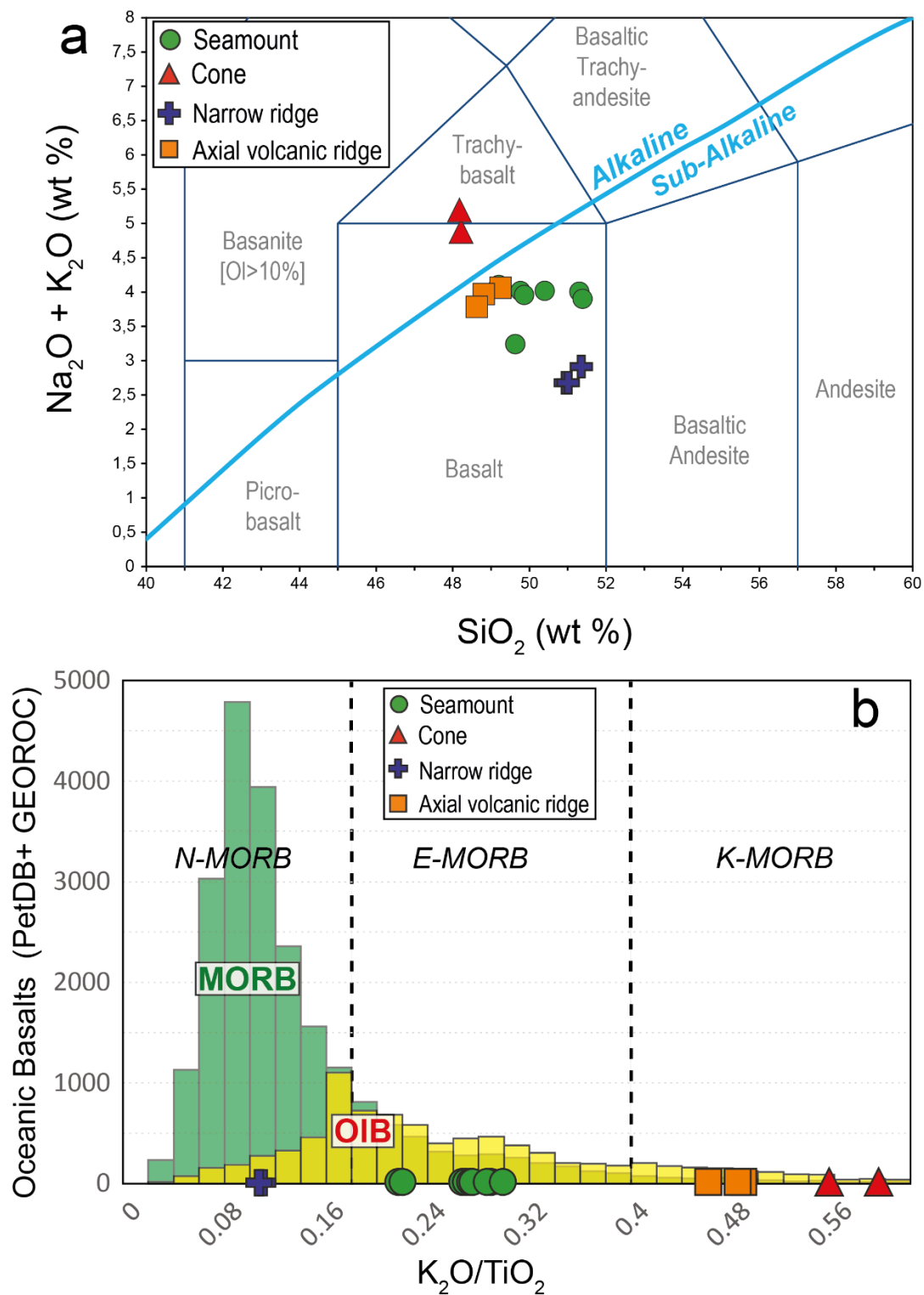


Figure 4.8: **a** Total Alkali-Silica (TAS) diagram of the samples from dive SMA1974, after (Le Bas et al., 1986). **b** Histogram of the ratio $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ in oceanic basalts including Mid-Oceanic Ridge Basalts (MORB) and Ocean Island Basalts (OIB) from global dataset (PetDB and GEOROC). The samples from the dive SMA1974 are shown on the horizontal axis. The data of the seamount and the axial volcanic ridge are from Verhoest (2022).

Major and trace analysis composition of samples from the seamount to the narrow ridge are presented in detail in Tables S6 and S7. The total alkalis $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ of SMA1974 samples show a large variation (2.66-5.07 wt %), covering fields from tholeiitic to alkali basalts (Figure 4.8 a). The most striking result of this dataset is the extreme geochemical variations observed along this dive. The range of $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ratios in this area is almost equivalent to the total range in the global oceanic basalts databases (including all MORBs and OIBs from PetDB and GEOROC) (Figure 4.8 b). Geochemical compositions are consistent with the geological groups we made from the volcano-tectonic features explored during the dive (Figure 4.3), since each edifice is characterized by a chemical signature. In addition to the classic N-MORB and E-MORB (see Gale et al., 2013 for definitions), we define the K-MORB as basalts with a $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ratio > 0.40 (based on Verhoest, 2022, figure S16).

The two samples collected on the cone, are K-MORB, with $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ratios of 0.54 and 0.58 (Figure 4.7 b). Based on their total alkalis $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ of 4.84 and 5.07 they are alkaline basalts. The samples from the narrow ridge, located near the cone, are N-MORBs, with $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ratios of 0.1 (Figure 4.8 b). The seamount and the axial ridge have intermediate compositions. Samples collected on the seamount are E-MORB with a $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ratio of 0.21-0.29, while samples from the axial ridge are K-MORB with a $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ratio of 0.45-0.47 (Figure 4.8 b).

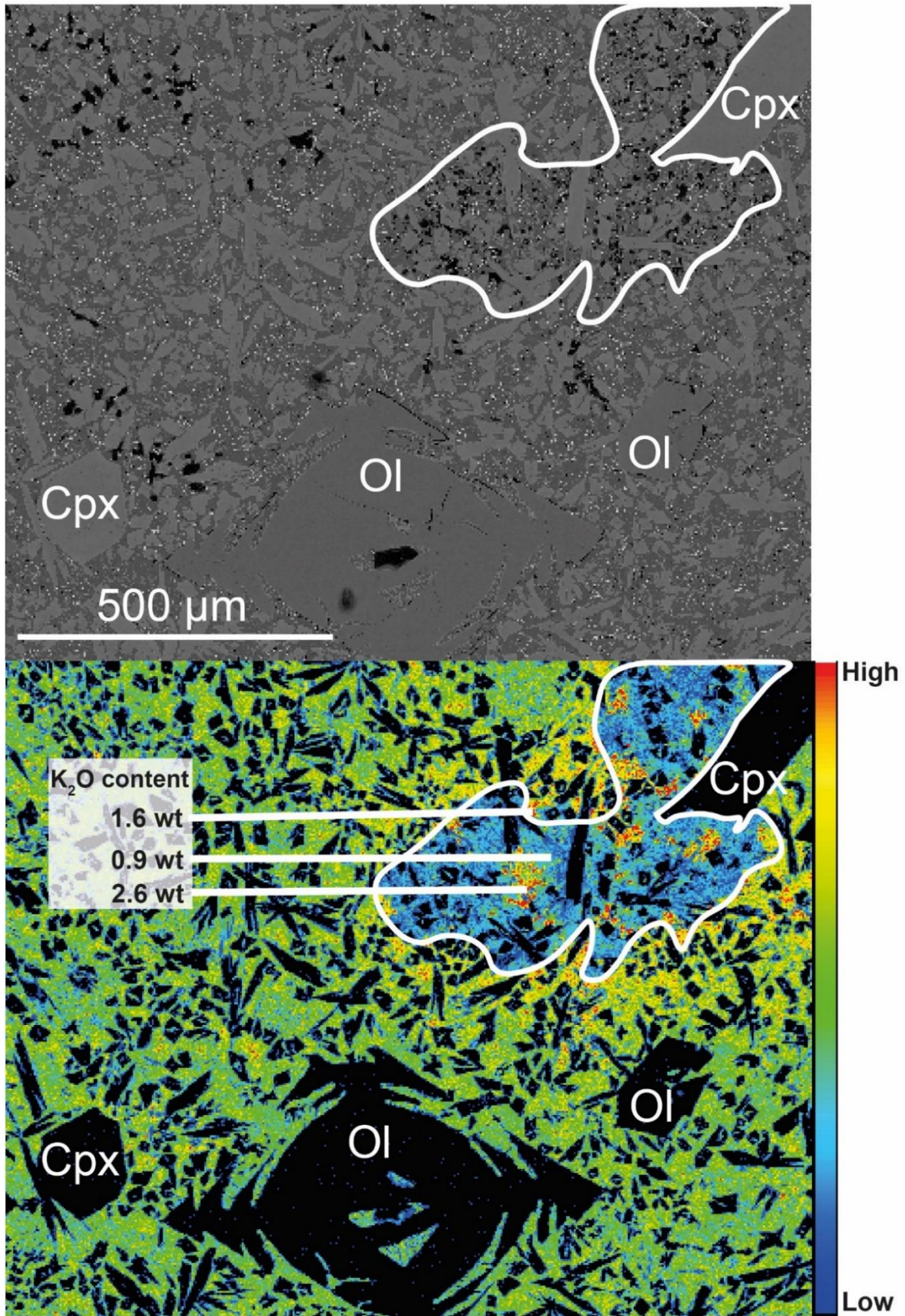


Figure 4.9: Sample SMA1974-278 (from the cone), top: Backscatter microprobe image; bottom: geochemical map representing relative content in K₂O.

The glassy groundmass of the sample SMA1974-278, collected on the cone, was mapped with microprobe. Its composition around and in the “patch of vesicles” (Figures

4.9 and S17) is heterogeneous. The K_2O content increases when approaching the “patches of vesicles” and strongly decreases in the “patches of vesicles” (< 1 wt %) with small K_2O -rich zones (> 1.5 wt %).

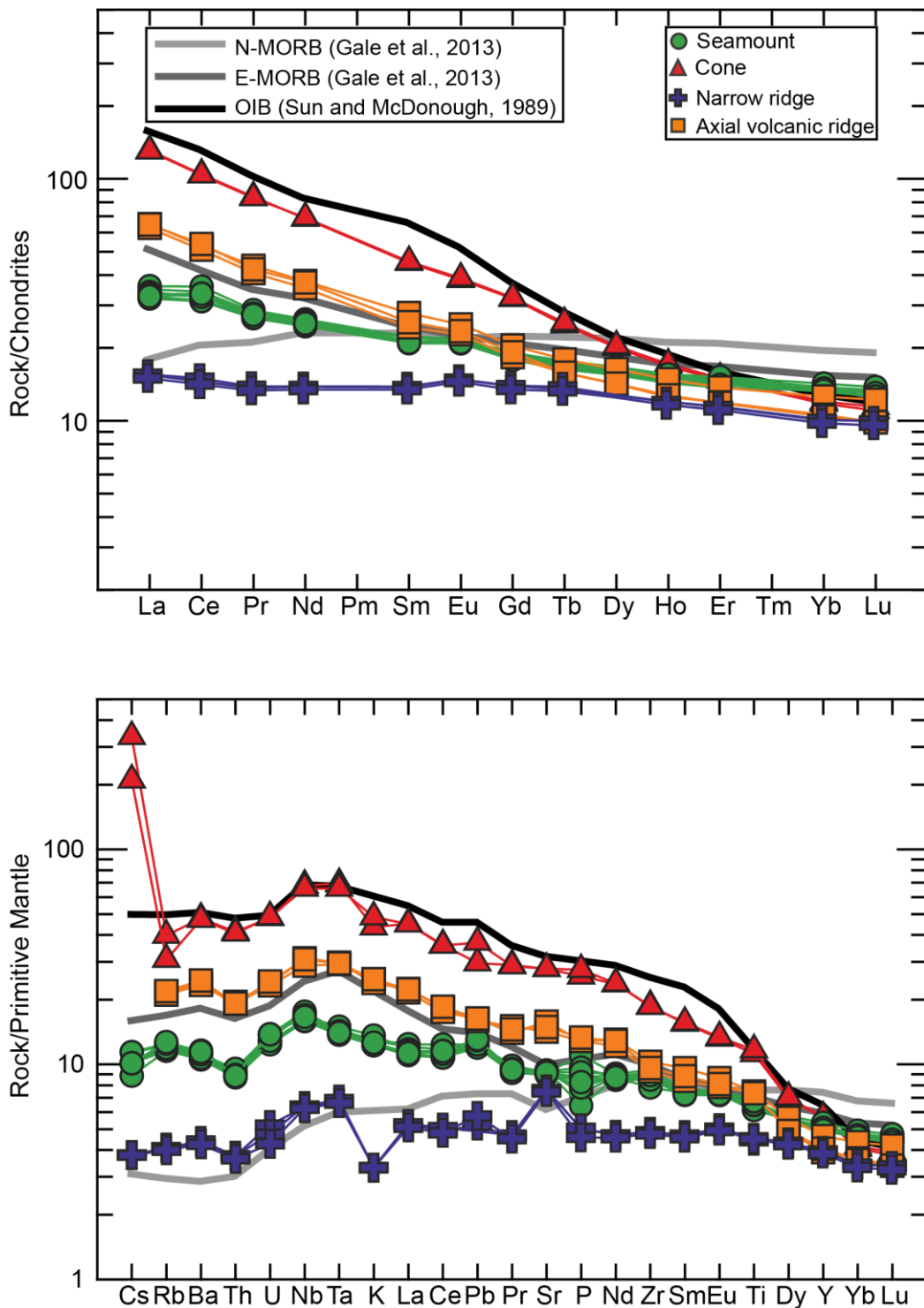


Figure 4.10: **a** Rare-earth element (REE) normalized to chondrites (Sun and McDonough, 1989) and **b** Extended trace element patterns normalized to Primitive Mantle (PM, Sun and McDonough (1989) of the glass (Verhoest 2022) and of the groundmass for the samples from the cone and the narrow ridge.

As observed for the major element compositions, the trace element patterns are separated into different groups consistent with the geological context (Figure 4.10).

Samples from the cone are enriched in trace elements and have a $(La/Sm)_n$ (normalized to the chondrites) of 2.87-2.91. The samples from the axial volcanic ridge are less enriched in trace element and have a lower $(La/Sm)_n$ ratio (2.33-2.58) than the samples from the cone. The E-MORB from the seamount have a $(La/Sm)_n$ ratio of 1.52-1.62 and are less enriched than the other samples. The samples from the narrow ridge are the least enriched samples of this dive with a $(La/Sm)_n$ ratio of 1.12-1.13.

IV.2.5.2. Mineral geochemistry

Major and trace analysis composition of minerals are presented in detail in Tables S8 to S26.

IV.2.5.2.1. Olivines

The olivine phenocrysts and microliths from the various edifices have no chemical zoning. The forsterite (Fo) content $((100 \cdot Mg)/(Mg+Fe))$ ranges from 83.46 to 87.58 % (Figure 4.11). Olivines from the axial volcanic ridge (SMA1974-285) have a homogenous Fo content (87.25-87.58 %), higher than the olivines from the rest of the dive. In samples from the seamount and the cone, the Fo is more variable (83.46-86.68 %).

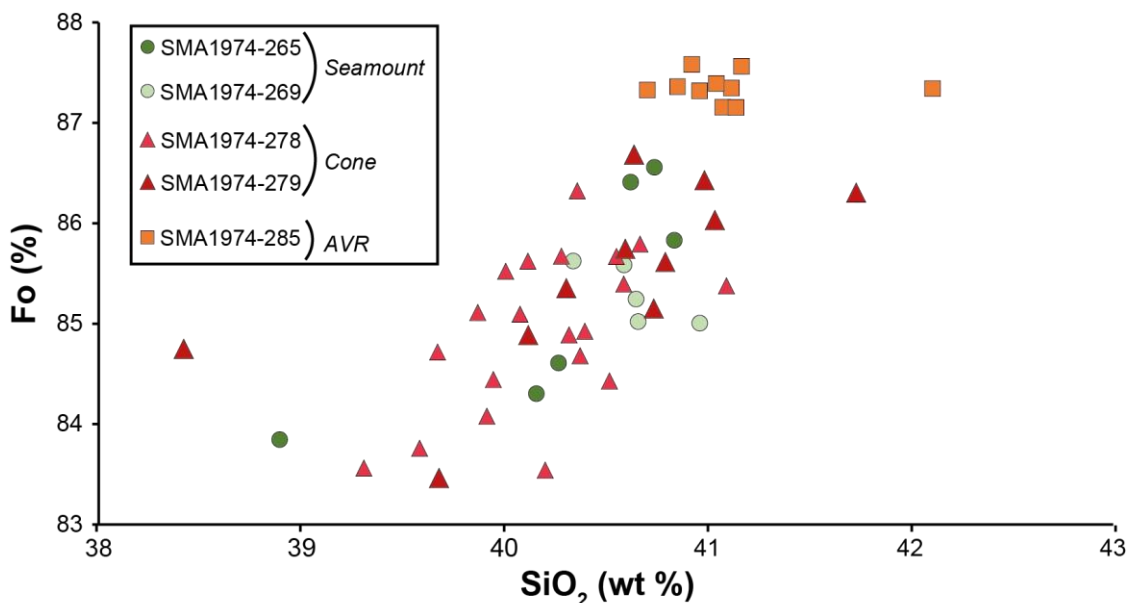


Figure 4.11: Major olivine composition from the seamount, the cone and the axial volcanic ridge. forsterite (Fo) content $((100 \cdot Mg)/(Mg+Fe))$ versus SiO₂.

IV.2.4.2.2. Plagioclases

Plagioclases have an Anorthite content $(Ca/(Ca+Na+K))$ between 50.9 and 81.2 % (Figure 4.12 a). Phenocrysts from the seamount (SMA1974-265 and SMA1974-269) show a large variation in An content: normal and reverse zoning are reported in An

content (Figure 4.12 b). Microphenocrysts from sample SMA1974-285 have a homogeneous An content, 70.9-77.6 %. The microliths from the sample SMA1974-279 have a wide range An content between 50.9 and 67.9 %.

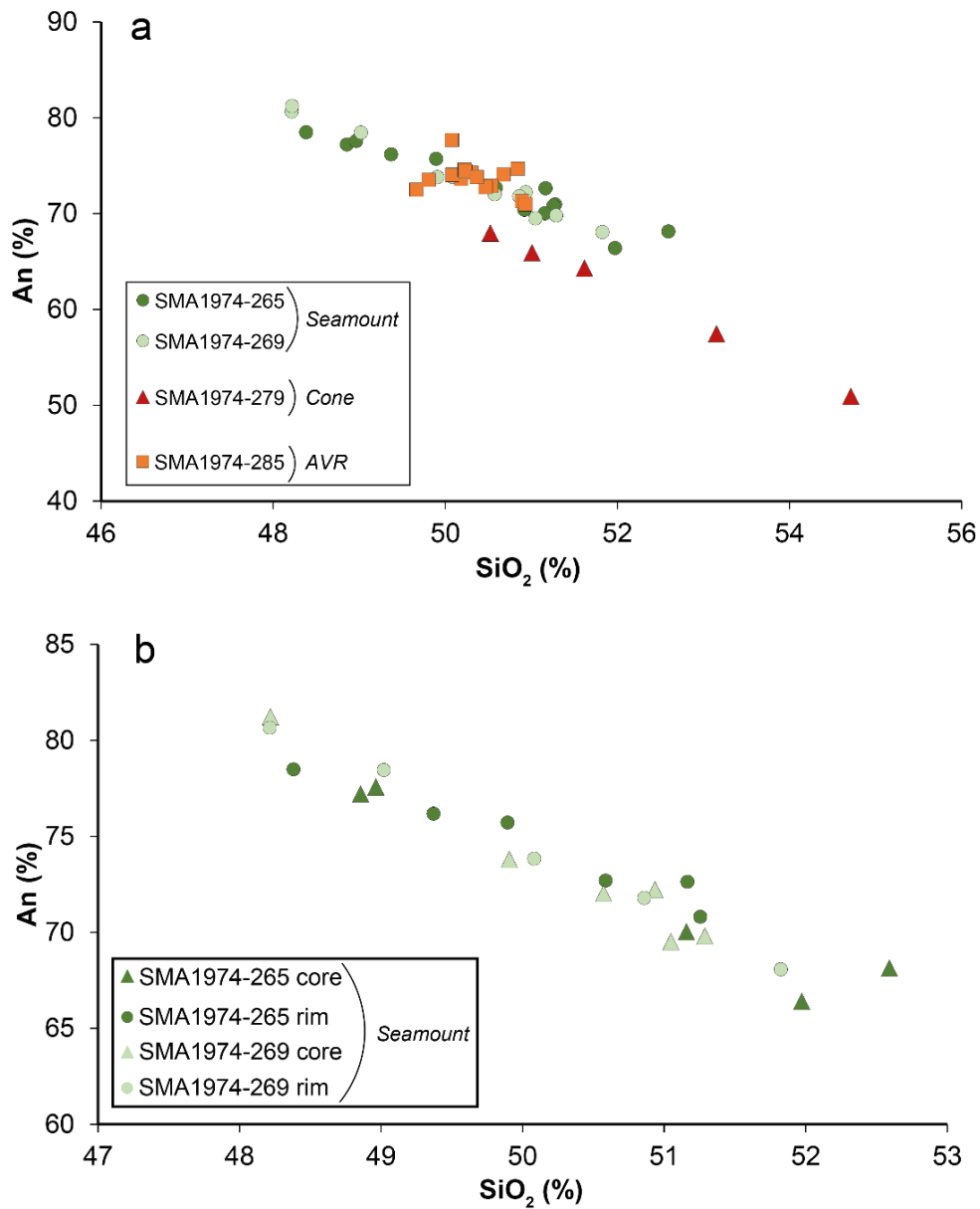


Figure 4.12: **a** An content ($Ca/(Ca+Na+K)$) versus SiO_2 for plagioclase phenocrysts and microphenocrysts from the seamount, the cone and the axial volcanic ridge. **b** An versus SiO_2 measured on the cores (triangles) and rims (circles) of phenocrysts from the seamount.

IV.2.4.2.3. Clinopyroxenes

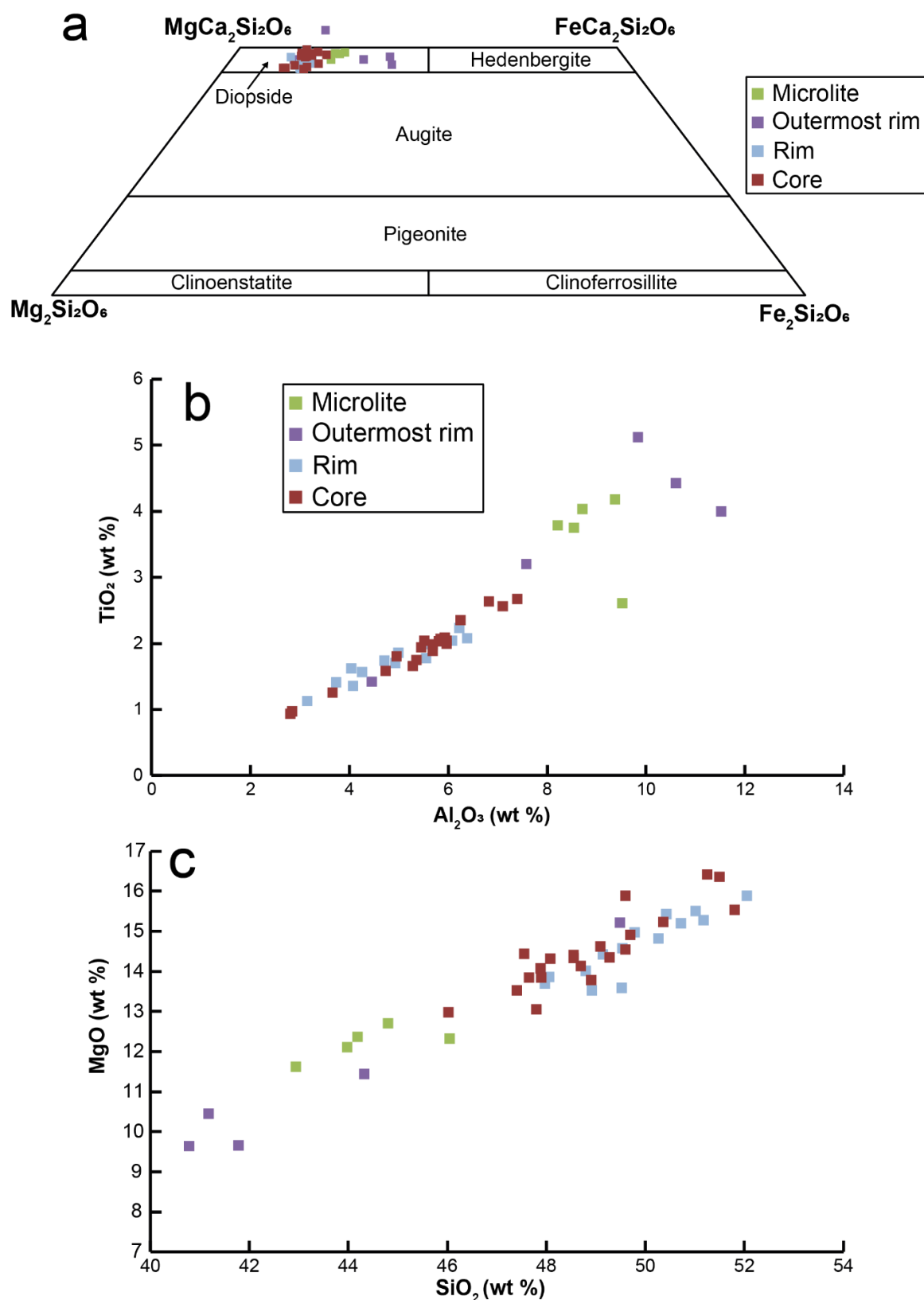


Figure 4.13: **a** Quadrilateral diagram after Morimoto (1989) used to classify the composition of clinopyroxenes: microlites and phenocrysts (outermost rim, rim and core) from the cone. **b** TiO_2 versus Al_2O_3 for all clinopyroxenes. **c** Cr_2O_3 versus Al_2O_3 for all clinopyroxenes.

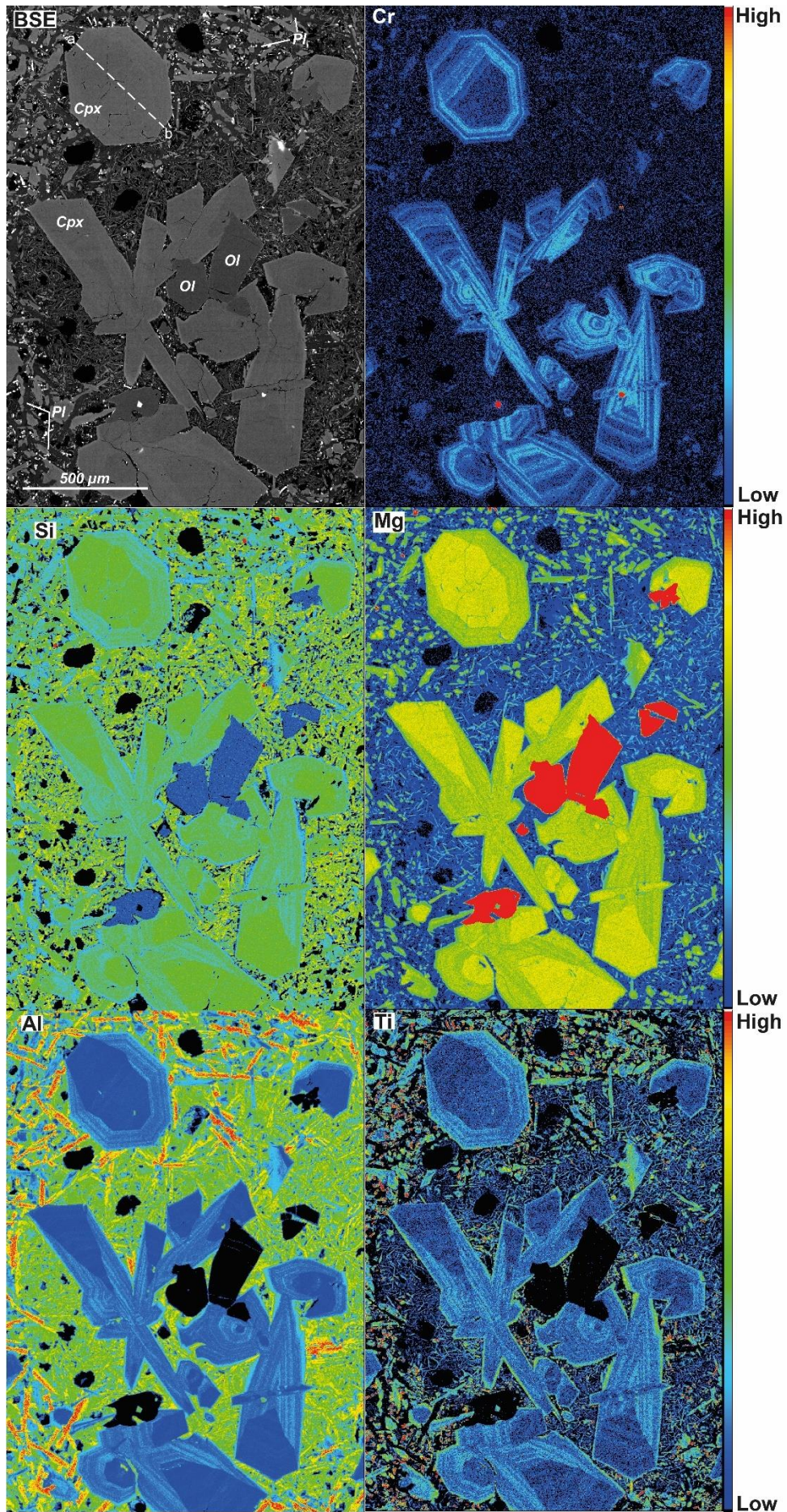
The clinopyroxene phenocrysts and microliths fall within the diopside field in the quadrilateral pyroxene diagram (Figure 4.13 a). Phenocrysts are sector-zoned, with one part Si and Mg-rich and the other Al and Ti-rich (Figures 4.14 and S18). Between two sectors, the difference in SiO₂ can be of 6 %, 4 % for the Al₂O₃, 3 % for the MgO and 1.7 % for the TiO₂. Al and Ti-rich sectors are enriched in REE and HFSE compared to Si and Mg-rich sectors (Figure 4.15).

Independently of the crystal sector-zoning, concentric enrichment bands in Cr₂O₃ are observable in geochemical maps (Figure 4.14). On microprobe profiles, some of the enrichments are correlated to peaks reaching 0.6-1.2 wt %. The Cr-peaks are sometimes correlated with increase of Si-Mg and decrease of Al-Ti (~0.5-2 %) contents relative to regular compositions (Figure 4.14 and S18).

The outermost rim of the phenocrysts has also a diopside composition but is different compared to sector zoned (Figure 4.13 a), with high Al₂O₃ and TiO₂ content (respectively 7.5-12.2 wt % and 3.2-4.9 wt %) and low SiO₂ and MgO content (respectively 42.2-44.3 wt % and 10.0-11.4 wt %) (Figure 4.13 b-c). Trace element analyses were not performed on this outermost rim due to its thinness (less than 10 μm).

Microliths were analyzed in both samples. They are diopside with an intermediate composition between the core and the outermost border of the phenocrysts (Figure 4.13 a). The SiO₂ and MgO contents are relatively low (respectively 42.9-46.0 wt % and 11.6-12.7 wt %) and Al₂O₃ and TiO₂ contents high (respectively 8.2-9.5 wt % and 2.5-4.1 wt %) (Figure 4.13 b-c).

a.



b.

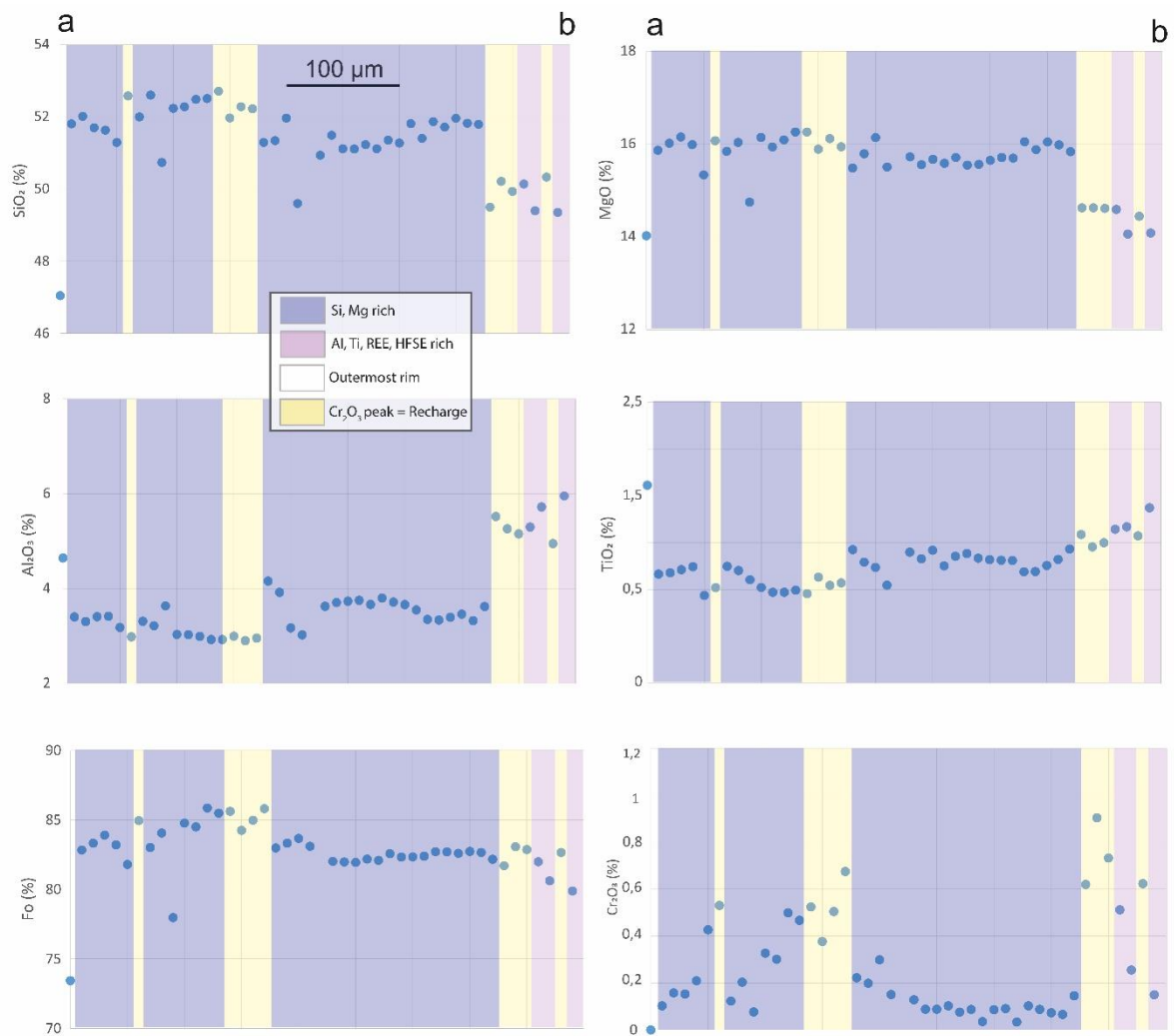


Figure 4.14: Sample SMA1974-279. **a** Backscatter electron (BSE) image and major element maps (Cr, Si, Mg, Al and Ti) of a glomerophyre composed by phenocrysts of clinopyroxenes and olivines obtained by electron microprobe. The dashed line marks the trace of the profile analysis presented on **b**. Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine; Pl: plagioclase. **b** Electron microprobe profiles, each spot is separated by 10 μm . The dark purple area represents Si-Mg-rich sector, the pink the Al-Ti-rich sector, the white zone is the outermost rim analyzed at the beginning of the profile. Peaks in Cr_2O_3 are present in yellow on the profile, they are linked to some enrichments visible in the Cr map.

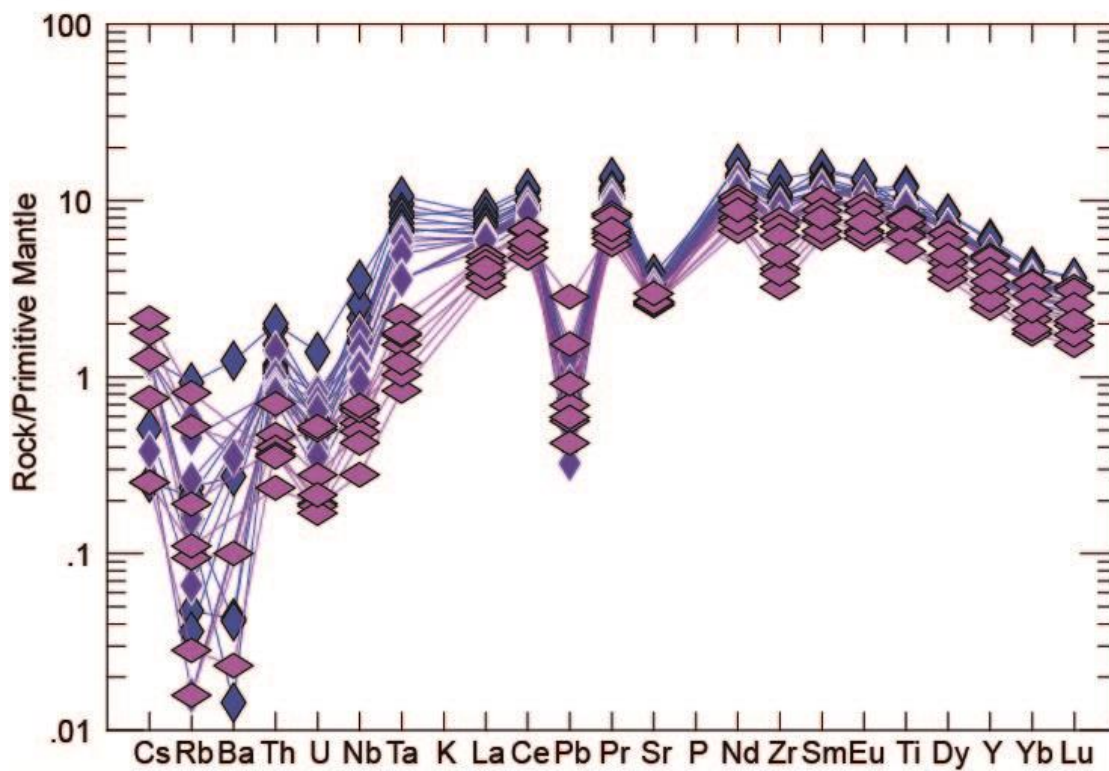
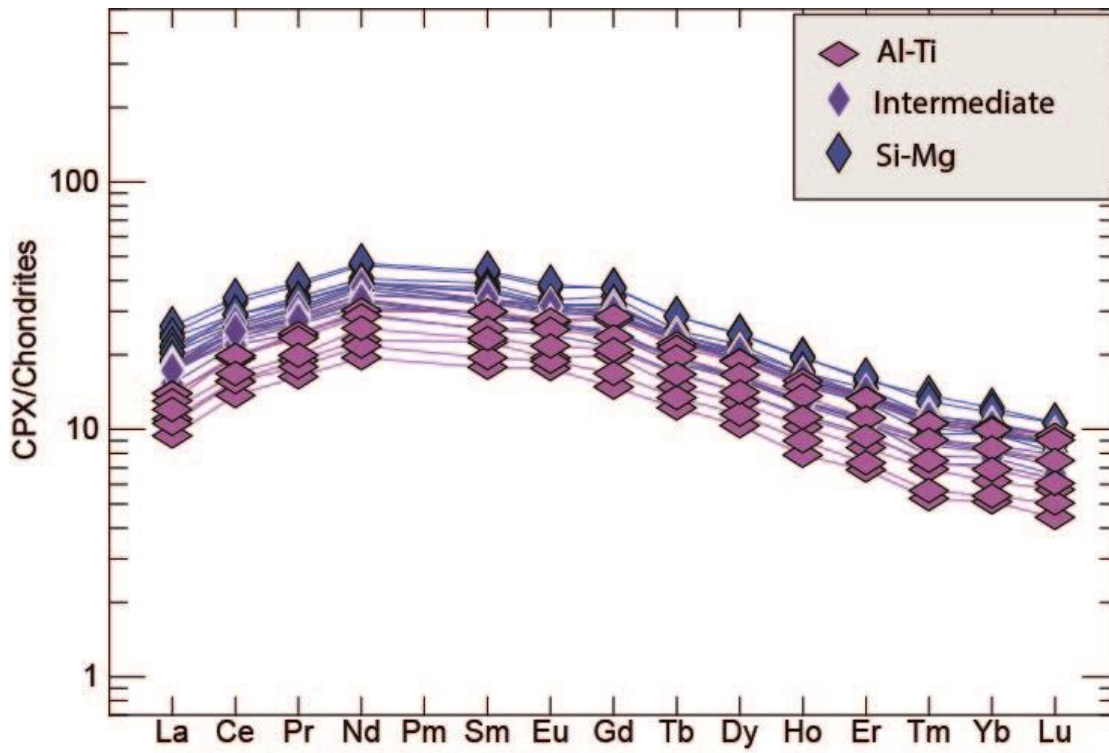


Figure 4.15: REE (Rare-Earth Element) normalized to chondrites (Sun and McDonough, 1989) and extended trace element patterns normalized to Primitive Mantle (Sun and McDonough, 1989) of clinopyroxenes. The dark blue spectra were made in Si-Mg-rich sectors, pink spectra in Al-Ti-rich sectors, and the purple spectra have intermediate Al content.

IV.2.4.2.4. Amphiboles and biotites

Amphiboles and biotites are present as microlites. Due to their small size, few crystals have been analyzed.

In both samples amphiboles are present between glomerophyres of clinopyroxenes and olivines and they form groups in the matrix of the samples SMA1974-278 (Figures S19, S20 and S21). Six amphiboles were analyzed in both samples, they have heterogeneous compositions, with a Mg# ($(100 \cdot \text{Mg}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) between 50.7-67.1 % and a TiO_2 of 1.6-6.0 wt % (Figure 4.16 a and Table S26). The amount of Cl in the amphiboles is included between 0.02 and 0.10 wt % (Figure 4.16 b).

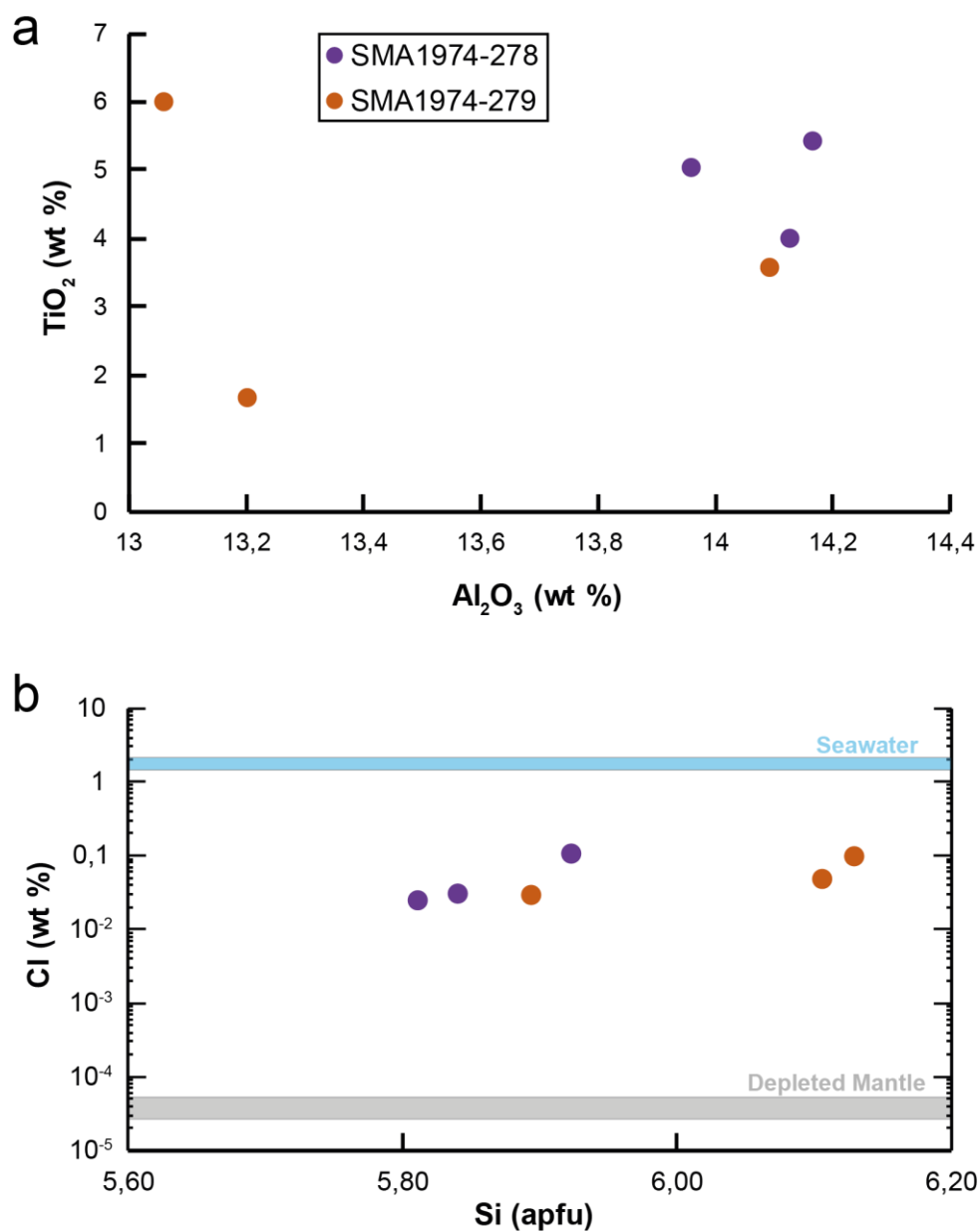


Figure 4.16: **a** TiO_2 content versus Al_2O_3 for amphiboles microlite from the cone. **b** Cl content in wt % versus Si in apfu for the amphiboles, after Prigent et al. (2020). The Cl concentration of the Depleted Mantle is from Urann et al. (2017).

The biotites were observed in both samples from the cone, but they were only analyzed in the sample SMA1974-279. Biotites were analyzed near vesicles and in different glomerophyres (Figures S19 and S20). Two groups of biotites are present without preferential distribution. One group is characterized by low SiO₂ content (33.4-42.2 wt %) and high MgO content (10.2-14.5 wt %) (Table 4.1). The second group has higher and more homogenous SiO₂ content (44.6-46.2 wt %) and lower MgO content (6.2-7.5 wt %). The K₂O content is similar between both groups varying between 5.4-7.6 wt %.

Table 4.1: Major element composition of biotites measured with EMPA.

Samples	SMA 1974- 279-12	SMA 1974- 279-15	SMA 1974- 279-16	SMA 1974- 279-18	SMA 1974- 279-26	SMA 1974- 279-27	SMA 1974- 279-33	SMA 1974- 279-35	SMA 1974- 279-36
SiO₂ wt %	44.89	44.65	46.24	33.43	45.31	36.49	42.25	34.89	45.39
TiO₂ wt %	4.10	4.10	4.02	4.87	4.20	5.11	3.37	6.75	3.79
Al₂O₃ wt %	16.92	16.15	16.58	12.65	16.36	12.95	14.96	14.04	16.01
FeO wt %	17.00	14.58	17.86	15.28	15.31	15.13	11.85	18.70	14.79
MnO wt %	0.14	0.16	0.25	0.11	0.10	0.09	0.07	0.18	0.12
MgO wt %	6.58	6.16	6.49	14.53	7.35	11.34	12.59	10.26	7.51
CaO wt %	1.88	1.08	1.65	1.17	1.87	0.29	0.64	0.92	0.45
Na₂O wt %	1.18	0.67	1.00	1.76	2.89	1.62	1.84	1.47	2.53
K₂O wt %	6.68	6.24	6.34	7.37	5.43	6.69	6.84	7.65	6.17
P₂O₅ wt %	0.93	0.28	0.69	0.82	0.69	0.10	0.36	0.67	0.07
Total %	100.81	94.74	101.56	92.28	99.82	90.08	95.03	95.88	97.23

IV.2.4.3. Geothermobarometry

The results of clinopyroxene equilibrium tests and geothermobarometry calculations are reported in Table S25. In total, five different clinopyroxenes, namely 43 analyses, were used for geothermobarometry calculations. It is interesting to note that only clinopyroxenes from the sample SMA1974-278 are selected, while none of clinopyroxenes in SMA1974-279 are in equilibrium with the whole rock composition.

Using Putirka (2008) to calculate the temperature of crystallization we obtain an average temperature of 1135.99 ± 9.61 °C, for a pressure of crystallization of 2.81 ± 1.17 kbar using Neave and Putirka (2017). The average H₂O content obtained is 2.05 ± 0.26 wt %. The error corresponds to the standard deviation of the 43 analyses. Individual pressure, temperature and water content obtained are subject to the SEE link to each model.

IV.2.5. Discussion

IV.2.5.1. Mantle sources of dive SMA1974 basalts

The presence of alkaline basalts near the eastern intersection between the Romanche transform fault and the Mid-Atlantic Ridge has been previously reported and discussed (Schilling et al., 1994, 1995; Verhoest, 2022). To explain the presence of those lavas, authors invoked the partial melting in the garnet stability field of a peridotitic mantle with veins of pyroxenite, bearing a small amount of K-rich mineral phases, such as phlogopite. From melting models, Verhoest (2022) concluded that the presence of pyroxenite is necessary in the source, to explain the enrichment in LREE and major compositions of the E-MORBs and most of the K-MORBs.

Since heavy rare earth-element (HREE) are compatible with garnets, melts produced in the garnet stability field tend to show depleted HREE signature compared with light rare earth-element (LREE) (Gast, 1968; Shen and Forsyth, 1995). High $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (normalized to chondrite) is therefore a good marker for the presence of garnet in the mantle source. The K-MORB samples from dive SMA1974 have high $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$, 3.8 for the cone and 2.2-2.4 for the axial volcanic ridge, suggesting that the melting started in the garnet field stability. For the E-MORB and the N-MORB respectively found on the seamount and the narrow ridge, $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ of ~ 1.6 and ~ 1.4 is most likely a sign of shallower melting, at the transition between spinel and garnet stability fields. The melting of pyroxenite in the garnet stability field allows to explain partially the enrichment in LREE of the K-MORBs and their major composition, but the questions of the origin of the high K₂O content and of the enrichment in large ion lithophile elements (LILE) are not solved.

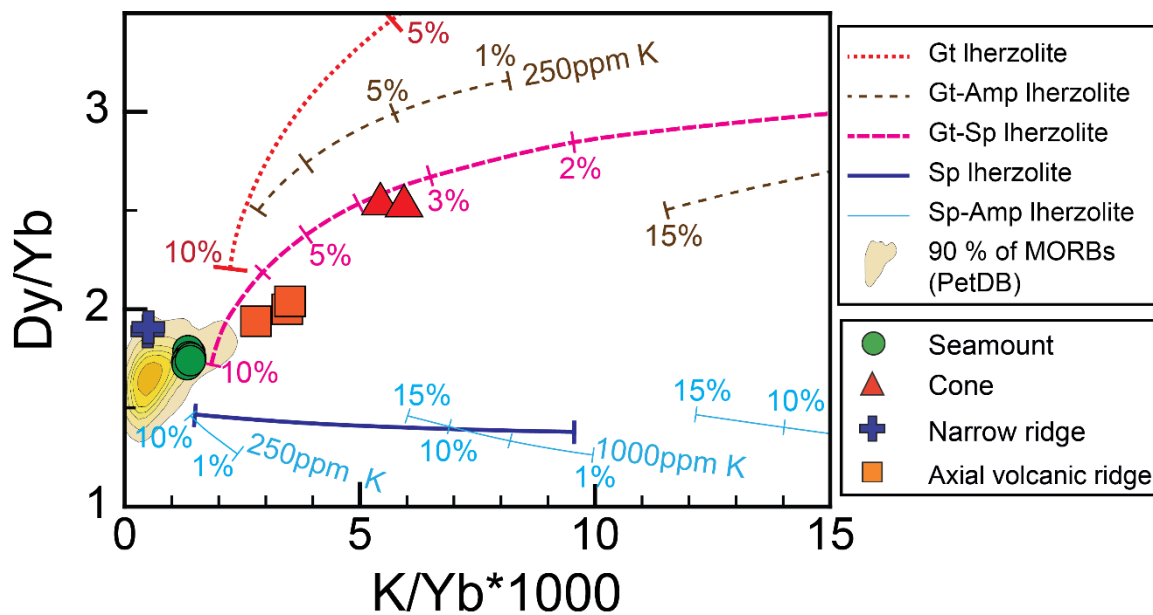


Figure 4.17: Plot Dy/Yb versus K/Yb for samples from dive SMA1974. Melting curves for garnet lherzolite, garnet-facies amphibole lherzolite, garnet-facies phlogopite lherzolite, the transition garnet-spinel lherzolite, spinel lherzolite and spinel-facies amphibole lherzolite are after Duggen et al., (2005). Green circles: seamount; red triangles: cone and orange rectangles: axial volcanic ridge (AVR). For the seamount and the axial volcanic ridge, data are from Verhoest (2022).

The plot Dy/Yb versus $K/(Yb*1000)$ (Figure 4.17) is most commonly used for continental lamprophyric lava, in order to assess the mineral composition and melting condition of their source (Duggen et al., 2005; Ma et al., 2014; Caroff et al., 2021). Since there are geochemical similarities between the samples collected at the cone and these continental basalts, we plotted in this diagram the dataset of the dive SMA1974. Regular mid-oceanic ridge basalts plot in the lower left corner of the diagram (Figure 4.17). The samples from the cone and the axial ridge show a shift toward higher values of Dy/Yb and $K/(Yb*1000)$. The basalts from the cone seem to derive from a low degree (3-4 %) partial melting at the spinel-garnet transition zone with a small amount amphibole and/or a very small quantity of phlogopite as accessory volatile-bearing mineral. The high K_2O contents, the enrichment of LILE and LREE (Figures 4.8 and 4.10) observed in K-MORB require a mantle source enriched in those elements (Ma et al., 2014). Foley et al. (1996) and Ionov et al. (1997) have suggested that volatile-bearing minerals as phlogopite and amphibole are the major reservoir of LILE in the lithospheric mantle. Rb and Ba are compatible in phlogopite, while Rb, Sr and Ba are moderately compatible in amphibole (LaTourrette et al., 1995). Melts in equilibrium with amphibole are expected to have low Rb/Sr ratio (< 0.1) and higher Ba/Rb ratio (> 20) compared to melts from a phlogopite-bearing source that have low

Ba contents and Ba/Rb ratio (Furman and Graham, 1999; Ma et al., 2014). Samples from the cone have Ba/Rb ratios between 13.2 and 16.9 and low Rb/Sr ratios of 0.03-0.04, suggesting the presence of a small quantity of amphibole in the mantle source, without phlogopite.

The E-MORB from the seamount, the N-MORB from the narrow ridge and the K-MORB from the axial ridge have Dy/Yb ratios of 1.7-1.8, 1.9 and 1.9-2.0, respectively. This suggests that their source was a lherzolite at the spinel-garnet transition zone, located at a lower depth than samples from the cone. In addition, the partial melting has reached higher degrees for these edifices (between ~7-8 and ~10 %). Samples from the axial volcanic ridge have Ba/Rb ratios between ~12 and low Rb/Sr ratios of 0.04-0.05, also suggesting the presence of a small quantity of amphibole in the mantle source, without phlogopite. The sample compositions being correlated to the volcanic edifices, the variabilities in the sampling sources could reflect a change in the melting depth and degree of partial melting through the time. The seamount, the cone and the narrow ridge seem to have formed during the same magmatic cycle (see chapter III and figure 4.3), suggesting that the change may occur over short periods.

Based on the above observations and interpretation, we propose that the K-MORBs collected on the cone are the results of low degrees of partial melting of a lherzolite at the spinel-garnet transition, containing a small amount of amphibole. The N-MORB, E-MORB and the K-MORB from the axial volcanic ridge, seem to derive from higher partial melting of a lherzolite in the spinel-garnet transition at shallower depths compared to the source of the cone basalts.

The sources of the N-MORB from the narrow ridge and that of the alkaline basalts from the cone are quite different, albeit those edifices are spatially and temporally close. The occurrence of K-MORB at the intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Romanche transform fault seems closely linked to the segment RC2. The majority of these K-MORBs were collected in the segment or off-axis along the segment flanks (Figure S16). The formation of K-MORBs is possibly favored in this segment because of a thick axial lithosphere due to the strong cold edge effect induced by the Romanche transform fault (see chapter III). In this context, low degrees of partial melting may occur at greater depth, under hydrated conditions (Ligi et al., 2005).

IV.2.5.2. Storage conditions of K-MORBs

The vast majority of MORBs found in regular spreading-center settings are tholeiitic basalt with normative olivine-plagioclase-quartz assemblage. When present,

phenocrysts are typically either olivines, plagioclases or a mixture of both. This has long been explained through experimental data as a result of various amount of fractional crystallization taking place during magma storage in shallow reservoirs under mid-oceanic ridges (Bender et al., 1978; Fisk et al., 1980; Grove and Bryan, 1983). Large clinopyroxene phenocrysts in MORB are less common and are rather found in alkaline basalts formed near hotspots (Stroncik et al., 2009; Hammer et al., 2016; Welsch et al., 2016; Neave and Putirka, 2017). The study of the clinopyroxenes present in the cone samples is a good opportunity to assess the storage dynamics and depth of the reservoir beneath this slow-spreading ridge segment.

In the case of the cone, the clinopyroxenes are sector-zoned diopsides with an euhedral shape (Figures 4.5). The hourglass sectors have compositions enriched in Si-Mg, while the prism sectors are Al-Ti-rich and enriched in HFSE and LREE (Figures 4.14 and 4.15). This sector-zoned pattern developed at low degree of undercooling (ΔT less than 45 °C) (Kouchi et al., 1983; Welsch et al., 2016; Ubide et al., 2019; Zhou et al., 2021).

The pressures of crystallization of the clinopyroxenes obtained by geobarometry calculations are included between 1.80 ± 0.51 kbar ($\sim 6.0 \pm 1.7$ km, using a density of 3.3 g/cm^3) and 4.26 ± 0.69 kbar ($\sim 14.2 \pm 2.3$ km) ($SEE \pm 1.4$ kbar) (Figure 4.18). Those pressures of crystallization are consistent with the deep (10-20 km depth) microearthquakes detected by Z. Yu (personal communication). The presence of microearthquakes and the crystallization at such depth, suggest that, the magma reservoirs are present at deeper depths than those previously detected in the Mid-Atlantic Ridge by seismics (Sinha et al., 1997; Singh et al., 2006).

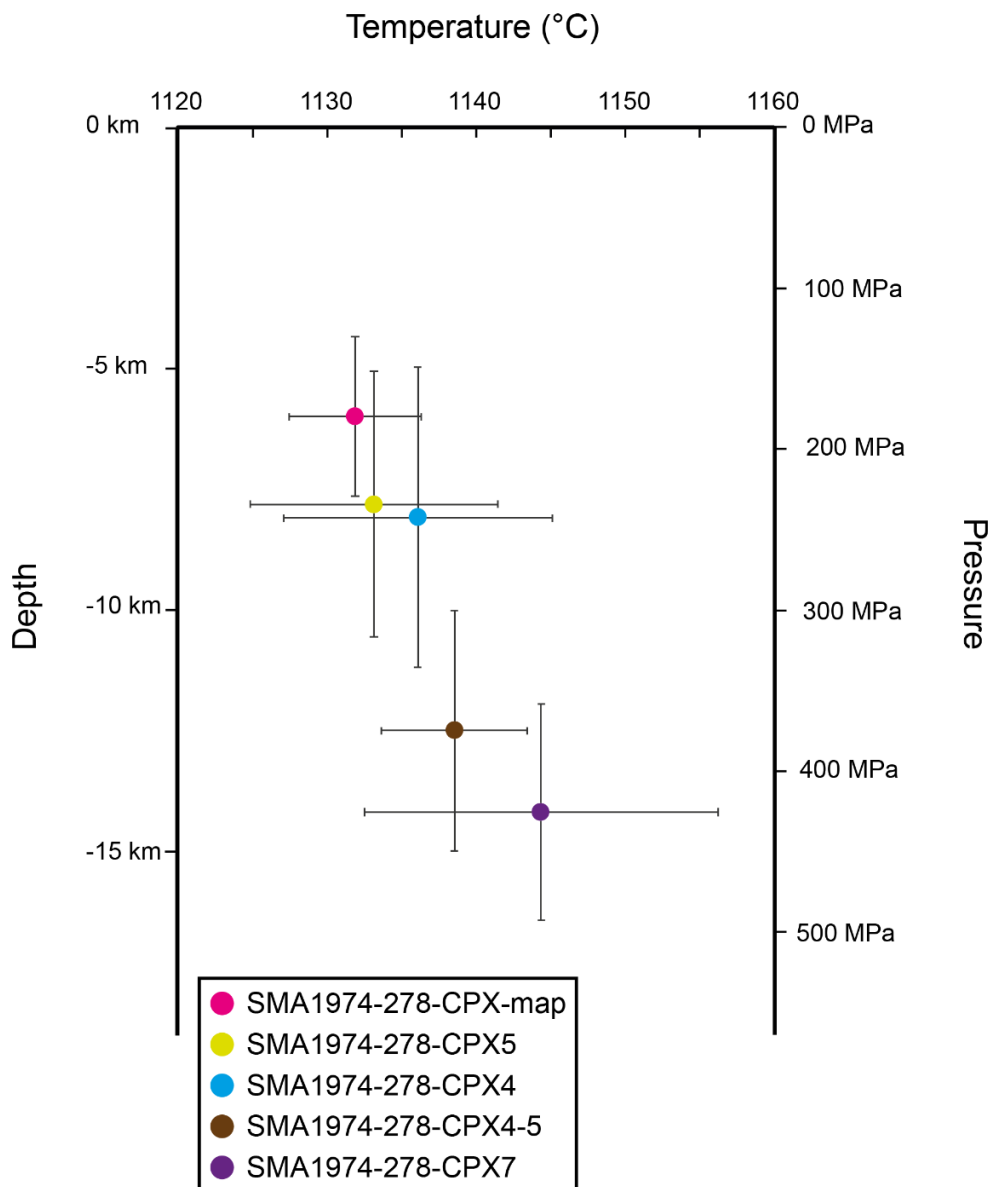


Figure 4.18: Pressures and temperatures of crystallization for the five clinopyroxene at the equilibrium with the whole rock. Each point corresponds to the mean pressure and temperature calculated for one mineral and the error barre is the standard deviation.

CO₂ and H₂O are both behaving as highly incompatible elements (such as Nb, Ce, Ba, Rb, La) in the initial liquid (Dixon et al., 1988; Michael, 1995; Danyushevsky et al., 2000; Saal et al., 2002; Cartigny et al., 2008; Le Voyer et al., 2017). The K-MORBs from the cone being enriched in incompatible elements, we can infer that they are also enriched in volatiles, that is consistent with high water content of 1.88 ± 0.37 wt % obtained by hygrometry calculation. The presence of water in the liquid could be due on one hand to the presence of hydrated minerals such as amphibole in the source. From another hand, the Cl content in the magmatic amphiboles (Figure 4.16) analyzed in the samples from the cone suggests that seawater mixed with the magmatic melts

(Prigent et al., 2020; Vieira Duarte et al., 2020). The seawater could percolate in the Romanche transform fault, mixed with melts present beneath the transform fault and migrated along the ridge axis (Prigent et al., 2020, Wang et al. 2022).

From crystallization experiences of basalts, Husen et al. (2016) showed that the stability of clinopyroxenes increases with pressure (up to 3 kbar) and small amounts of water (more than 0.4 wt %). That leads to a higher proportion of clinopyroxenes compared to plagioclases and olivines. In addition, the H₂O decreases the melt liquidus temperature and suppresses plagioclase crystallization relative to olivine and clinopyroxene (Michael and Chase, 1987; Danyushevsky, 2001; Almeev et al., 2012). That is consistent with the low proportion of olivines compared to clinopyroxenes and the absence of plagioclase phenocrysts in the samples from the cone.

IV.2.5.3. Storage dynamics of K-MORBs

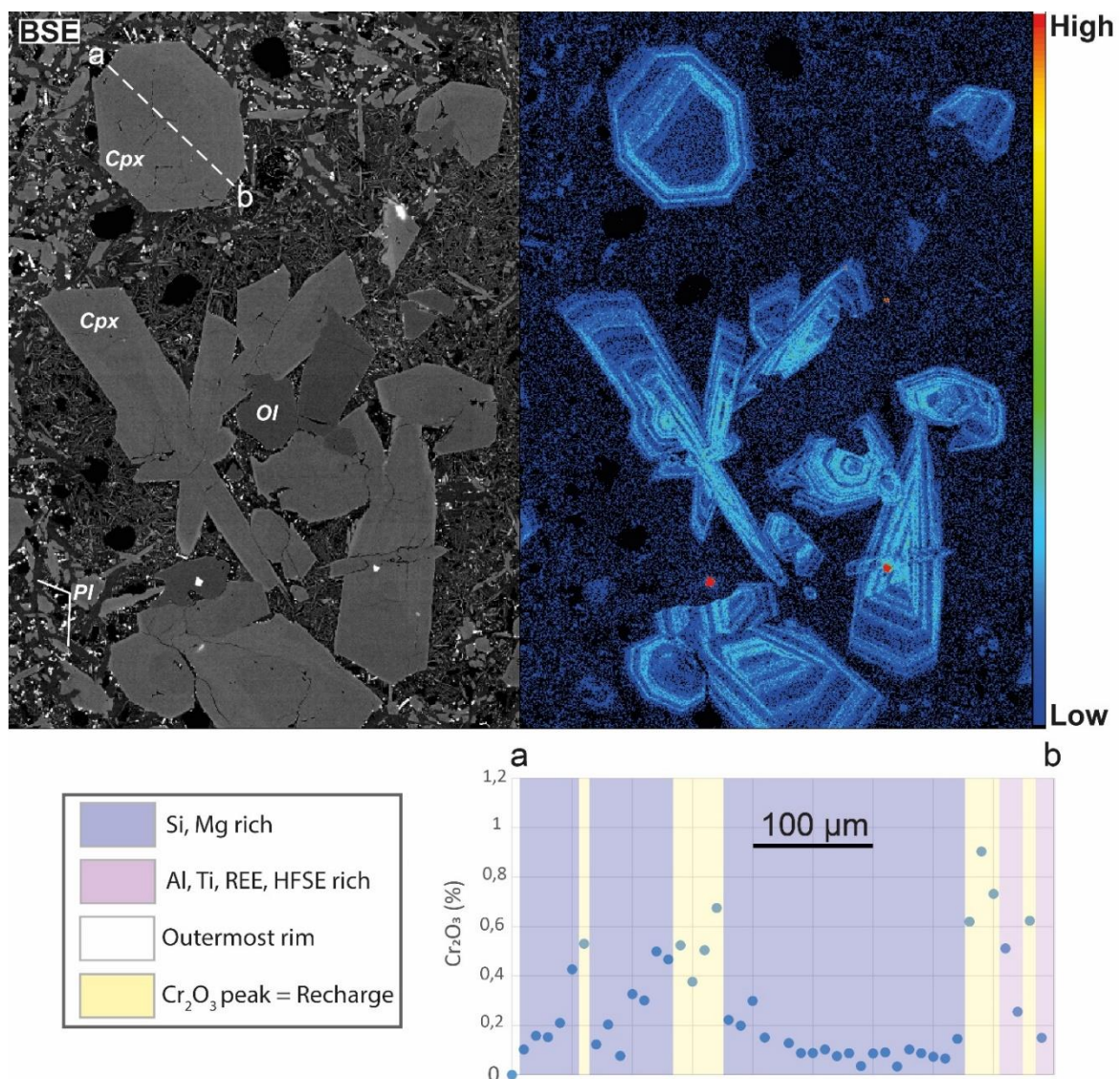


Figure 4.19: Distribution of Cr in clinopyroxenes. Top left: Backscatter electron (BSE) image. The dashed line marks the trace of the profile analysis presented on b. Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine; Pl: plagioclase.

plagioclase. Top right: Cr element map of a glomerophyre composed by phenocrysts of clinopyroxenes and olivines obtained by electron microprobe. Bottom right: Electron microprobe profile of Cr₂O₃ content, each spot is separated by 10 μm. The dark purple area represents Si-Mg-rich sector, the pink the Al-Ti-rich sector, the white zone is the outermost rim analyzed at the beginning of the profile. Peaks in Cr₂O₃ are present in yellow on the profile, they are linked to some enrichments visible in the Cr map.

The chromium is behaving as a strongly compatible trace element in basaltic liquids. Independently from sector zoning, Cr₂O₃-rich peaks reaching 0.6-1.2 wt % have been detected (Figures 4.14 and 4.19). These peaks are interpreted as evidence of injections of a primitive Cr-rich magma in a more evolved magma (Ubide and Kamber, 2018; Ubide et al., 2019). The correlation of some of those peaks with the decrease of incompatible elements namely Al₂O₃ and TiO₂ and increase in MgO supports the idea that Cr₂O₃-rich peaks represent injections of a more primitive magma. The absence of resorbed surface near Cr-rich areas suggests either that: (1) the composition of the injected magma was fairly similar with the one present in the reservoir; or/and that (2) the quantity of the injected more primitive magma was small enough not to significantly affect the crystallization conditions, within the reservoir.

Oscillatory zoning in Cr₂O₃, without enrichment in other elements have been observed in our samples (Figures 4.14a and 4.19). They could result from the crystallization of the clinopyroxenes in a dynamic convective reservoir (Di Fiore et al., 2021; Petrone et al., 2022). Crystallization experiments under dynamic stirring conditions show that, active convection in a close system supplies continuously fresh Cr-cations to the interface melt-crystal. These cations are easily incorporated into low-amplitude concentric bonds (Di Fiore et al., 2021). The active convection is possibly triggered or maintained by the magmatic injections.

The shape, sector-zoning and oscillatory zoning observed in the diopside phenocrysts indicate that, they started to crystallize in an alkaline basalt at $\sim 4.26 \pm 0.69$ kbar at low undercooling conditions. The high-water content of the melt and the storage depth suppress the crystallization of plagioclase and limit olivine formation, leading to a high clinopyroxene proportion compared to plagioclases and olivines. The reservoir was an open system, since the clinopyroxenes recorded injected and mixing episodes with a more primitive magma, which possibly trigger the convection in the plumbing system (Figure 4.20, step 1).

IV.2.5.4. Eruptive event

Both samples collected on the cone have similar major and trace elements whole rock compositions and the phenocrysts from each sample have also similar compositions. This suggests that the samples derived from the same magma and possibly erupt during the same event.

The outermost rims of diopside phenocrysts have high Al_2O_3 and TiO_2 contents and low SiO_2 , MgO and Cr_2O_3 contents (Figure 4.13 b-c), indicating a crystallization under an increasing cooling and crystal growth rates, related to ascent towards the surface (Mollo et al., 2013; Ubide and Kamber, 2018; Ubide et al., 2019). Decompression and degassing of the magma during the ascent lead to a high degree of undercooling. If the magma raised relatively slowly, phenocrysts could form (Kuritani, 1999). The large size and skeletal shape of the olivines present in the samples from the cone possibly developed during the magma ascent a high degree of undercooling (Figure 4.20, step 2). The clinopyroxene microliths have Al-Ti rich compositions (Figure 4.13 b), suggesting that they formed at a high degree of undercooling, during the ascent or near the surface (Mollo et al., 2013; Ubide and Kamber, 2018; Ubide et al., 2019).

Although both samples have very similar chemical compositions, they show petrological differences in their groundmass. The glassy groundmass of the sample SMA1974-278 (Figure 4.5) indicates a rapid cooling during the eruption. The microliths observed within the matrix in this sample are mainly pyroxenes, with amphiboles and biotites. Meanwhile, microlithic texture of the sample SMA1974-279 is mostly composed of an assemblage of plagioclases and clinopyroxenes. Similar modal phenocrysts composition but different groundmass texture is well explained by different crystallization history near the surface. The high water content in the magma probably inhibited plagioclase crystallization (Michael and Chase, 1987; Danyushevsky, 2001; Almeev et al., 2012). The vesicles patches observed on SMA1974-278 (Figure 4.8) are likely the result of the water exsolution from the rapidly cooling magma (Figure 4.20, step 3). The degassing process went further for sample SMA1974-279, allowing the nucleation of plagioclase microliths. Post eruption, late remaining liquids in the partially crystallized pillows contained enriched incompatible elements (such as water, K_2O), which allow the crystallization of amphibole and biotite microliths (Figure 4.20, step 4).

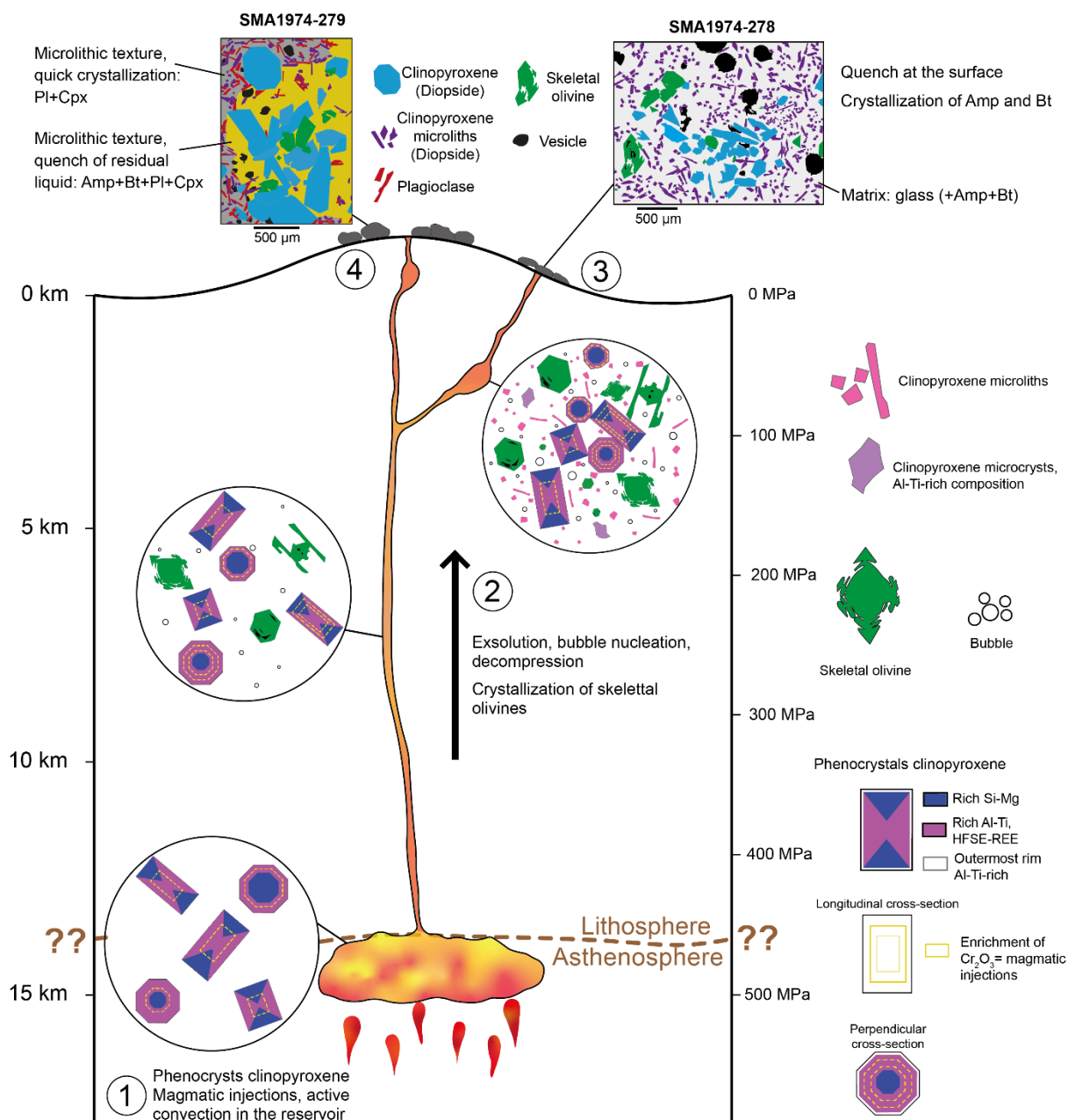


Figure 4.20: Schematic model of the crystallization and eruptive history of the samples SMA1974-278 and SMA1974-279. **1** The first step corresponds to the crystallization of sector-zoned diopside phenocrysts under low undercooling condition in a magmatic reservoir located at $\sim 4.26 \pm 0.69$ kbar. The clinopyroxenes have recorded injections events of more primitive magma, indicated by Cr₂O₃ peaks. Also, fine scale oscillatory zoning present in these phenocrysts suggest that the convection in the reservoir was active. The high-water content (2.05 ± 0.36 wt %) inhibited the crystallization of olivines and plagioclases. **2** During the ascent of the magma, due to the decompression the exsolution of volatiles starts, leading to the nucleation of bubbles and the decrease of volatiles content in the melt. This decrease of volatiles content, especially of water, allow the crystallization of olivines under high undercooling condition. **3** One part of the magma quickly reaches the surface, and quenches at the surface, leading to the formation of a heterogenous glassy groundmass with microliths of amphiboles and biotites. **4** Another part of the magma possibly ascends slowly, it is more degassed, allowing the crystallization of plagioclase microliths with microliths of diopside. When they reach the surface, the late

liquids crystallized quickly forming microliths of amphiboles and biotites. Ol: Olivine; Cpx: Clinopyroxene; Pl: Plagioclase; Amp: Amphibole; Bt: Biotite.

IV.2.6. Conclusion

During this study we focused on basaltic samples collected during one submersible dive located in the eastern intersection between the Romanche Transform Fault and the Mid-Atlantic Ridge. K_2O/TiO_2 ratio variations along this dive are encompassing the entirety of the global dataset of oceanic basalts, MORBs and OIBs included. Geochemical observations show a remarkable consistency with the geological features. During the dive, four volcanic edifices were explored: a seamount, a cone, a narrow ridge and the axial volcanic ridge. Each one is characterized by a distinct geochemical and petrological signature. To account for these variations, our melting model involves various degree of partial melting at the spinel-garnet transition of an amphibole-bearing lherzolite, with possibly pyroxenite veins as suggest by previous studies (Schilling *et al.*, 1994, 1995; Verhoest, 2022). Since the geochemical compositions are linked to the geological structures that appear to have formed during the different volcanic episodes, slightly separated in time, it can be assumed that the variation in melting depth occurred over short periods of time.

From the petrological and geochemical analysis of the samples from the cone, combined with geothermobarometry calculation, we retrace the crystallization and eruptive history from the source to the seafloor. From the geochemical analyses of diopside phenocrysts, we conclude that, the reservoir was an open system with a dynamic convection marked by oscillatory zoning in Cr_2O_3 in diopsides, which also recorded injections events of a more primitive magma, marked by Cr_2O_3 peaks. The high-water content (estimated at 2.05 ± 0.26 wt %) inhibited the plagioclases and olivines crystallization.

Using diopside phenocrysts as geobarometers, we found that alkaline basalts were stored in a reservoir at $\sim 4.26 \pm 0.69$ kbar (~ 14 km). We suppose that this depth could represent the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary under this ridge segment.

This study allows to confirm the existence of compositional heterogeneities which can occur over small geographical and temporal scales. The compositional variations being correlate with the volcanic edifices, that highlights the importance to consider the

sampling scale to be consistent with the scale of geological features to better understand the oceanic crust building and evolution.

Acknowledgments

The ship time for the SMARTIES cruise (Maia et al., 2019, <https://doi.org/10.17600/18001107>) was granted by the TGIR French Oceanographic Fleet. Sampling processing received CNRS-INSU financial support through TelluS program, "Campagnes à la mer". L.G was supported by Région Bretagne (France) and by ISblue project, Interdisciplinary graduate school for the blue planet (ANR-17-EURE-0015) and co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir". We are grateful to Captain P. Moimeux and his crew from R/V Pourquoi Pas ?, to X. Placaud and the Nautilie team and to the SMARTIES science party for their help on acquiring and processing the data presented here. We thank J-P. Oldra for his help in sample preparation, C. Liorzou for whole rock major element analyses, M-L. Rouget for whole rock trace element analyses and J. Langlade for her help and advises during microprobe analyses. We also thank M. Grammatica and T. Giovanardi for their help with mineral trace element analyses.

IV.3. Conclusion

Dans ce chapitre nous nous sommes focalisés sur la composition des basaltes collectés lors de la plongée SMA1974, localisée dans la partie nord-est du segment RC2. Au cours de cette plongée quatre édifices volcaniques ont été explorés : un mont sous-marin, un cône, une ride allongée et le flanc est de la ride volcanique axiale. Les échantillons ont été séparés en quatre groupes, suivant l'édifice dont ils sont issus. Ces groupes sont caractérisés par des compositions chimiques et pétrologiques qui leur sont propres. A partir de l'analyse chimique et pétrologique et de calculs de thermobarométrie, nous avons pu définir la source de ces différents groupes d'échantillon et reconstituer en partie l'histoire du stockage et de l'ascension des échantillons issus du cône.

Les compositions en éléments majeurs du verre (Verhoest, 2022) et de la roche totale indiquent que la variabilité compositionnelle des échantillons de cette plongée est comparable à la variabilité globale observée dans les échantillons de basaltes océaniques, MORBs et OIBs confondus. Les échantillons du mont sous-marin sont des E-MORBs (avec un rapport K_2O/TiO_2 de 0,21-0,29), ceux du cône sont des

basaltes alcalins riches en K_2O (avec un rapport K_2O/TiO_2 supérieur à 0,53), ceux de la ride allongée sont des N-MORBs avec un rapport K_2O/TiO_2 de 0,10 et ceux collectés sur la ride axiale sont des K-MORBs avec un rapport K_2O/TiO_2 de $\sim 0,46$.

Les basaltes alcalins du cône dérivent de la fusion à de faibles taux de fusion partielle d'une lherzolite avec des veines de pyroxénite, localisée à la transition spinelle-grenat et contenant de faibles quantités d'amphiboles. Les basaltes composant le mont sous-marin et la ride volcanique axiale sont issus de la fusion à de plus hauts degrés d'une lherzolite contenant également des veines de pyroxénite. La fusion a débuté à la transition spinelle-grenat à de plus faibles profondeurs que pour le cône. Cette variabilité d'échantillonnage des sources peut être due à une variabilité de la profondeur et degrés de fusion à travers le temps. Le mont sous-marin et le cône appartenant au même cycle magmatique, ces variations semblent se produire sur de courtes périodes.

Les basaltes alcalins contiennent des phénocristaux de clinopyroxènes qui ont commencé à cristalliser à $\sim 4,26 \pm 0,69$ kbar (soit à $\sim 14,2 \pm 2,3$ km). Ces profondeurs sont cohérentes avec la profondeur des microséismes détectés (10-20 km) dans la partie nord-ouest du segment RC2 par Z. Yu (communication personnelle). Ces clinopyroxènes sont maclés, suggérant une cristallisation à de faibles degrés de surfusion. De plus ces phénocristaux ont enregistré des pics en Cr_2O_3 , interprétés comme des marqueurs d'évènements d'injections de magma plus primitif dans le réservoir. Les clinopyroxènes montrent également une zonation oscillatoire en Cr_2O_3 , pouvant témoigner d'une convection dynamique dans le réservoir. La forte teneur en H_2O dans le liquide magmatique, $2,05 \pm 0,36$ wt %, a pu empêcher la cristallisation des olivines et plagioclases en profondeur dans le réservoir.

Lors de l'ascension du magma, les phénocristaux d'olivine squelettiques ont pu cristalliser par décompression et dégazage. A proximité de la surface, une partie du magma est arrivée rapidement à la surface, des microlites de clinopyroxènes ont pu se former, mais le magma n'était pas suffisamment dégazé pour permettre à des plagioclases de se former. Une autre partie est remontée plus lentement, a eu plus de temps pour dégazer, permettant la cristallisation de microlites de plagioclase avec des clinopyroxènes. Dans les deux cas, au moment de l'éruption et du refroidissement de la lave en surface, des microlites d'amphiboles et de biotites se sont développées avec les derniers liquides enrichis en éléments incompatibles tels que l'eau et le K_2O .

Chapitre V : Conclusions et perspectives

V.1. Conclusions

Ce travail s'est concentré sur la zone néo-volcanique de la dorsale Médio-Atlantique, comprise entre la NTD1 et la partie nord du segment RC3. Cette zone caractérisée par un fort gradient thermique, induit par la faille transformante de la Romanche, constitue une cible idéale pour étudier l'évolution à travers le temps et l'espace de la structure de la zone néo-volcanique d'une dorsale lente, dans un contexte transitionnel entre un régime quasiment amagmatique et un plus magmatique.

Cette étude s'est basée notamment sur la cartographie de la zone axiale à partir des données bathymétriques et de réflectivité et la description de neuf plongées du sous-marin Nautile, collectés au cours de la campagne SMARTIES (2019). Combiné à cela, des données d'âges ont été obtenues sur quatre échantillons de basalte par la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur roche totale. Ce travail s'est également appuyé sur l'analyse des compositions géochimiques (Verhoest, 2022) et pétrologiques d'échantillons de basaltes collectés au cours d'une plongée. Les résultats de ces travaux ont été comparés avec les résultats, en cours de traitement, d'études sur la micro-séismicité (Z. Yu) et avec les données géochimiques obtenues dans la thèse de L. Verhoest (2022).

Le travail de cartographie s'appuie sur une échelle d'observation locale et une régionale, ce qui a permis de cartographier en détail une partie du domaine axial et de mieux comprendre la structuration de l'axe de la dorsale. Les résultats de cette étude ont permis de montrer que la structure de la dorsale varie fortement sur seulement une centaine de kilomètre. Depuis le segment RC1, amagmatique, jusqu'au segment RC3, dont la morphologie est caractéristique des segments magmatiques de la MAR, en passant par la NTD1 marquée par des failles obliques à la direction d'expansion, nous avons pu observer une augmentation de l'activité avec la distance à la faille transformante (Figure 5.1). Ceci est en accord avec les modèles thermiques représentant l'état thermique du manteau et l'apport magmatique au niveau de grandes failles transformantes (Ligi *et al.*, 2005). Cependant, nous avons observé de l'activité volcanique sur l'ensemble du domaine axial, y compris dans les discontinuités, en particulier dans la NTD1. Ceci montre qu'à une échelle locale des variations dans l'apport volcanique sont présentes. Ces résultats pourront permettre d'affiner les modèles thermiques représentant l'état thermique du manteau au niveau de l'intersection entre l'axe d'une dorsale lente et les grands systèmes transformants.

L'analyse structurale de la zone nous a également permis de décrire la discontinuité NTD1 dont la structure, particulière pour une dorsale à taux lent, est similaire à celles des discontinuités observées au niveau des dorsales ultra-lentes. Cette discontinuité transtensive, de 35 km de long et ayant une direction générale subparallèle à la transformante, comporte des groupes de volcans. Une partie de l'activité volcanique observée dans la NTD1 est assez récente (entre $56,1 \pm 27,4$ ka et $83,1 \pm 19,8$ ka). Cette discontinuité est également caractérisée par la présence de failles et fractures obliques à la direction d'ouverture (obliquité de $40-50^\circ$). Des failles légèrement obliques (obliquité de $20-40^\circ$) et des failles normales à l'expansion sont présentes dans le segment RC2, tandis que la NTD2 et le segment RC3 sont dominés par des failles orthogonales à l'expansion. Le segment RC2 est lui-même légèrement oblique à l'ouverture ($\sim 20^\circ$) tandis que RC3 est orthogonal. Cette évolution progressive de l'orientation des failles et segments est attribuée à la diminution de la contrainte cisailante induite par la faille transformante de la Romanche, liée à la diminution de l'épaisseur de la lithosphère axiale avec l'augmentation de la distance à la faille transformante (Figure 5.1). La NTD1 et le segment RC2, sont influencés par la contrainte cisailante liée à l'effet de la transformante, ainsi la majorité des failles et fractures est oblique à la direction d'expansion. Cependant dans les groupes de volcans de la NTD1 et dans la partie nord-ouest de RC2, plus récente et plus approvisionnée en magma que le reste du segment, des failles quasiment normales à l'expansion sont présentes. Ceci montre qu'un apport magmatique, même de faible volume, permet de modifier la rhéologie de la lithosphère et entraîne la modification du champ de contraintes.

La quantification de la morphologie des volcans a permis de mettre en avant que les segments RC2 et RC3 sont magmatiquement moins robustes que d'autres segments de la dorsale Médio-Atlantique. De plus, il est apparu que les monts sous-marins sont plus nombreux et plus grands dans le segment RC2 que dans le segment RC3. Cette observation, combinée avec la présence d'une ride volcanique axiale robuste dans RC2 et le fait que le segment RC3 soit asymétrique et présente un détachement sur son flanc ouest, suggèrent que le segment RC2 est actuellement plus approvisionné en magma que RC3. Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer ces observations. La première suggère que la taille et densité des monts sous-marins dans RC3 peut être due d'un part à une diminution récente de l'apport magmatique dans

RC3, dont l'asymétrie suggère qu'une partie importante de l'accrétion est accommodée par la tectonique. En témoigne le développement d'une faille de détachement sur le flanc ouest du segment, ce qui suggère que la lithosphère est plus froide et plus épaisse sous RC3 que dans le cas d'un segment symétrique (Buck et al., 2005; Behn and Ito 2008; Escartín et al., 2008; Olive and Dublanchet, 2020). La seconde hypothèse implique la présence d'une lithosphère plus épaisse sous RC2 que sous RC3. Dans le cas d'une lithosphère épaisse, l'accumulation d'un plus grand volume de magma est nécessaire pour que la lave atteigne la surface. Les éruptions seront donc de plus grand volume, mais moins fréquentes. Cette hypothèse est cohérente avec l'obliquité des failles observées dans RC2 ainsi qu'avec la plus forte proportion de fond composé de zones bosselées et plates dans RC3 que dans RC2.

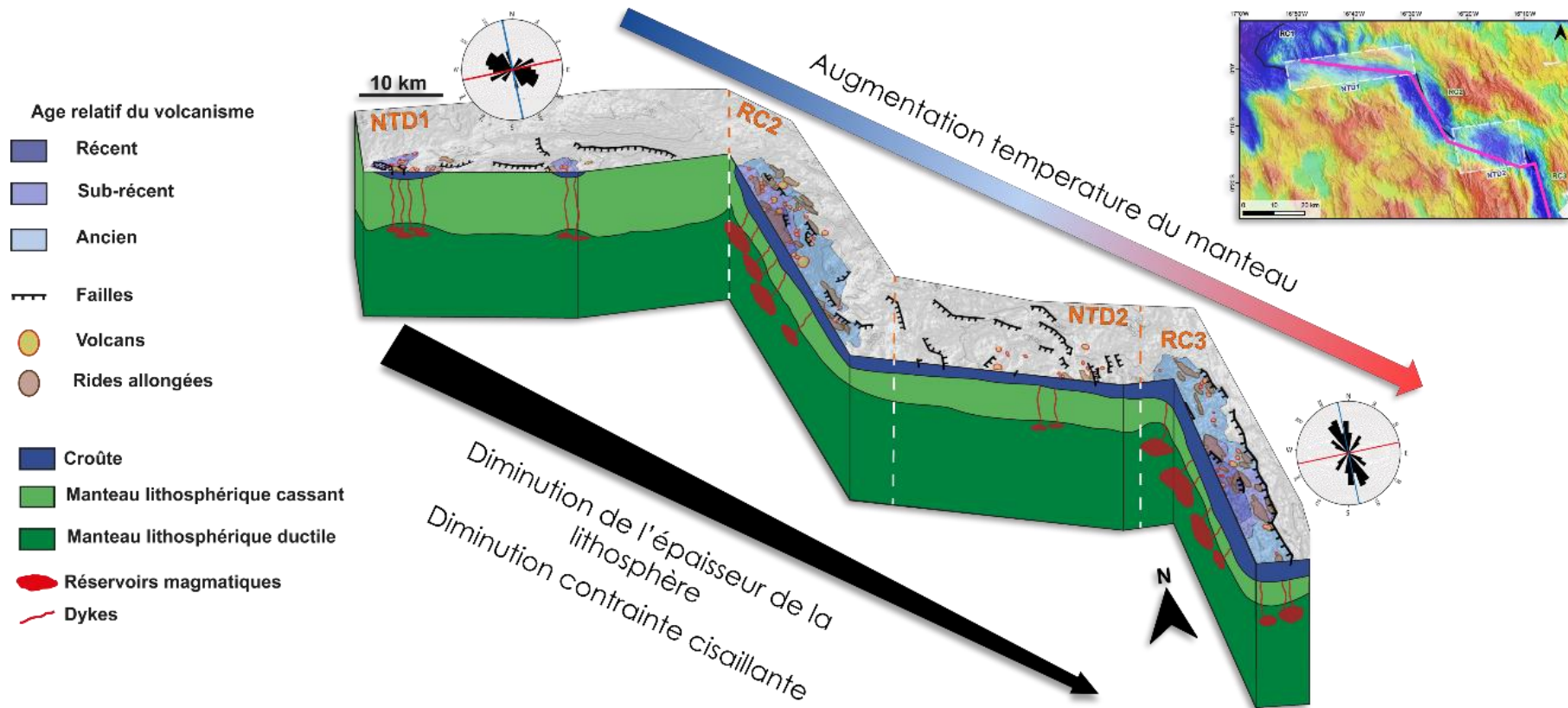


Figure 5.1 : Schéma 3D illustrant la réparation supposée de l'apport magmatique depuis NTD1 jusqu'à RC3. Une augmentation de l'apport magmatique avec la distance à la faille transformante est observée, lié à l'augmentation de la température mantellique. Les diagrammes de direction indiquent la direction des failles dans NTD1 où elles sont pour la majorité obliques à la direction d'expansion et à la direction de la faille transformante et les failles dans RC3 qui sont en majorité normales à la direction d'expansion. Cette variation de l'orientation des failles est corrélée à la diminution de l'épaisseur de la lithosphère et de la contrainte cisailante liée à la diminution de l'effet de paroi froide avec la distance à la faille transformante.

La présence d'une lithosphère épaisse sous RC2 est également cohérente avec la profondeur des microséismes (10-20 km) (Z. Yu, communication personnelle) et avec les profondeurs de cristallisation des pyroxènes issus de la plongée SMA1974 ($\sim 14,2 \pm 2,3$ km). Les liquides magmatiques se stockent à la limite ductile/cassante (Smith and Cann, 1993), soit à la base de la lithosphère cassante, ce qui suggère une limite ductile-cassant à approximativement 10 km. Les profondeurs des séismes et de cristallisation sous le segment RC2 sont plus proches de celles des réservoirs détectés sous la dorsale de Knipovitch (environ 10-12 km de profondeur, Meier *et al.* (2022)) que sous la dorsale Médio-Atlantique ($\sim 2,5$ km et ~ 3 km de profondeur) (Sinha *et al.*, 1997; Singh *et al.*, 2006).

La plongée SMA1974 est un cas d'étude singulier. D'une part, chacun des édifices (mont sous-marin, cône, ride allongée, ride volcanique axiale) explorés est caractérisé par une signature géochimique et pétrologique propre. D'autre part, la composition des basaltes collectés dans cette plongée varie fortement, avec des laves tholéitiques et des laves alcalines. Sur cette seule plongée, la variabilité de la composition des basaltes est comparable à la variabilité globale des basaltes océaniques, MORB et OIB compris. Chacun des groupes d'échantillons correspondant à un édifice montre une source mantellique différente. Ces différentes sources ont été échantillonnées sur des distances réduites et également à des intervalles de temps courts. En effet, le mont sous-marin, le cône et la ride allongée semblent s'être formés au cours d'un même cycle magmatique. Ceci est cohérent avec les modèles de stockage des magmas à la transition ductile-cassant dans des zones à faibles apports magmatiques. Dans ces contextes, les réservoirs sont définis comme étant petits, éphémères et dans lesquels les mélanges magmatiques sont limités, permettant de conserver les hétérogénéités liées aux sources.

L'analyse texturale et compositionnelle des cristaux des échantillons alcalins du cône ont apporté des informations sur la dynamique de stockage et d'ascension du magma. Les phénocristaux de clinopyroxène formés en profondeur ont enregistré des événements d'injection et de mélange magmatique. La composition zonée de ces cristaux indique qu'ils se sont formés dans un réservoir avec une convection active. La différence de texture des deux échantillons montre que lors d'un même événement éruptif, les processus de cristallisation proche de la surface peuvent influencer la composition pétrologique finale des laves.

Cette étude combinant échantillonnage détaillé et cartographie à l'échelle locale a permis de mettre en avant la présence d'une forte variabilité compositionnelle de basaltes sur une courte échelle d'espace et de temps. Cette variabilité compositionnelle est explicable par une variation de la profondeur de la zone de fusion. De plus, à travers l'étude des clinopyroxènes nous avons pu apporter de nouvelles données dans la compréhension des conditions de stockage des magmas sous une dorsale lente (profondeur du réservoir, dynamique interne du réservoir, injection et mélange magmatique). Nous avons également pu apporter une meilleure compréhension de l'histoire d'ascension et d'éruption de magma et ce à l'échelle d'un seul et même édifice.

V.2. Travaux futurs

L'influence du gradient thermique s'exprime aussi bien sur la structure de la zone néo-volcanique, que sur la composition des basaltes, de par la diminution de la variabilité des compositions avec la distance à la faille transformante (Verhoest, 2022). Pourtant, à partir de la description des vidéos de plongées, il semble que le fond soit principalement composé de pillow lavas avec de rares laves plates. Une étude combinant la viscosité (dépendante de la composition et de la cristallinité) et la température des laves et le degré de pente lors de leur mise en place avec leur morphologie pourrait être envisagée (Colman et al., 2012; McClinton et al., 2014). Elle permettrait de mieux comprendre les modes de mise en place des laves et ce dans un contexte d'apport magmatique variable.

Les datations, combinées aux âges relatifs obtenus dans cette étude sont un premier pas pour apporter des contraintes de temps sur la périodicité de l'activité volcanique. Ces résultats encourageants poussent à réaliser de nouvelles datations dans le segment RC2. La fin de la plongée SMA1974 et la plongée 1979 sont de bonnes candidates d'un point de vue géologique et géochimique. Ces deux zones semblent appartenir à des cycles d'activité différents et plus récents que le fond de vallée, déjà daté, et sont riches en K_2O . Ces datations permettraient de mieux contraindre l'histoire volcanique du segment RC2 et la durée des épisodes volcaniques au niveau des dorsales lentes.

L'analyse pétrologique des échantillons, intégrée dans leur contexte géologique, comme nous avons effectuée pour la plongée SMA1974, pourrait être réalisée sur les huit autres plongées de la zone néo-volcanique. Ce travail de détail permettrait

d'établir les possibles liens entre la composition pétrologique des laves et la morphologie des édifices (rides allongées, cônes, monts sous-marins). De plus cela permettrait d'apporter des informations sur le système de plomberie magmatique aussi bien sous les segments RC2 et RC3 que sous les discontinuités NTD1 et NTD2.

Ce type d'étude, faite à partir d'un échantillonnage fin corrélé au contexte géologique, afin d'étudier les systèmes de stockage et processus d'ascension des magmas, est fréquemment réalisé à terre. Cependant, la complexité pour cartographier et échantillonner les fonds océaniques limite ce genre d'approche pour l'étude du volcanisme au niveau des dorsales. Les ROV (Remotely Operated underwater Vehicle) et AUV (Autonomous Underwater Vehicle), permettant de faire des observations, échantillonnage et relevés bathymétriques de haute résolution peuvent faciliter la mise en place ce type d'étude. Ceci permettrait d'une part de cartographier le fond de manière précise pour mieux comprendre l'interaction entre la tectonique et le volcanisme et l'évolution des segments magmatiques au cours du temps et, d'autre part, de mieux définir les échelles de variabilité spatiale et temporelle de la composition des basaltes.

VI. Références

- Acocella V, Gudmundsson A, Funicello R (2000) Interaction and linkage of extension fractures and normal faults: examples from the rift zone of Iceland. *Journal of Structural Geology* 22:1233–1246. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00031-6)
- Agius MR, Harmon N, Rychert CA, et al (2018) Sediment Characterization at the Equatorial Mid-Atlantic Ridge From *P*-to-*S* Teleseismic Phase Conversions Recorded on the PI-LAB Experiment. *Geophys Res Lett* 45:12,244-12,252. <https://doi.org/10.1029/2018GL080565>
- Allègre CJ, Turcotte DL (1986) Implication of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323:123–127
- Allerton S, Murton BJ, Searle RC, Jones M (1995) Extensional faulting and segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of the Kane Fracture Zone (24° 00' N to 24° 40' N). *Mar Geophys Res* 17:37–61. <https://doi.org/10.1007/BF01268050>
- Almeev RR, Holtz F, Koepke J, Parat F (2012) Experimental calibration of the effect of H₂O on plagioclase crystallization in basaltic melt at 200 MPa. *American Mineralogist* 97:1234–1240. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4100>
- Alt, J. C., Honnorez, J., Laverne, C., & Emmermann, R. (1986). Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions. *Journal of Geophysical Research*, 91(B10), 10309. <https://doi.org/10.1029/JB091iB10p10309>
- Armienti P, Perinelli C, Putirka KD (2013) A New Model to Estimate Deep-level Magma Ascent Rates, with Applications to Mt. Etna (Sicily, Italy). *Journal of Petrology* 54:795–813. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs085>
- Asimow PD, Langmuir CH (2003) The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature* 421:815–820. <https://doi.org/10.1038/nature01429>
- Auzende J-M, Bideau D, Bonatti E, et al (1990) The MAR-Vema Fracture Zone intersection surveyed by deep submersible Nautilie. *Terra Nova* 2:68–73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00038.x>

- Baksi AK (2007) A quantitative tool for detecting alteration in undisturbed rocks and minerals—I: Water, chemical weathering, and atmospheric argon. In: Special Paper 430: Plates, Plumes and Planetary Processes. Geological Society of America, pp 285–303
- Ballard, R.D., and Moore, J.G., 1977, Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley: New York, Springer-Verlag
- Ballard RD, Van Andel TH (1977) Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Geol Soc America Bull* 88:507. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<507:MATOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<507:MATOTI>2.0.CO;2)
- Barrat JA, Keller F, Amossé J, et al (1996) DETERMINATION OF RARE EARTH ELEMENTS IN SIXTEEN SILICATE REFERENCE SAMPLES BY ICP-MS AFTER TM ADDITION AND ION EXCHANGE SEPARATION. *Geostandards and Geoanalytical Research* 20:133–139. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1996.tb00177.x>
- Behn MD, Grove TL (2015) Melting systematics in mid-ocean ridge basalts: Application of a plagioclase-spinel melting model to global variations in major element chemistry and crustal thickness. *J Geophys Res Solid Earth* 120:4863–4886. <https://doi.org/10.1002/2015JB011885>
- Behn MD, Ito G (2008) Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 1. Controls on fault characteristics. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9:. <https://doi.org/10.1029/2008GC001965>
- Behn, M. D., Sinton, J. M., & Detrick, R. S. (2004). Effect of the Galápagos hotspot on seafloor volcanism along the Galápagos Spreading Center (90.9–97.6°W). *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3–4), 331–347. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00611-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00611-3)
- Bender JF, Hodges FN, Bence AE (1978) Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars. *Earth and Planetary Science Letters* 41:277–302. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90184-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90184-X)

- Bender JF, Langmuir CH, Hanson GN (1984) Petrogenesis of Basalt Glasses from the Tamayo Region, East Pacific Rise. *Journal of Petrology* 25:213–254. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.1.213>
- Bennett EN, Lissenberg CJ, Cashman KV (2019) The significance of plagioclase textures in mid-ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean). *Contrib Mineral Petrol* 174:49. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1587-1>
- Bideau D, Hékinian R, Sichler B, et al (1998) Contrasting volcanic-tectonic processes during the past 2 Ma on the Mid-Atlantic Ridge: submersible mapping, petrological and magnetic results at lat. 34°52' N and 33°55' N. *Marine Geophysical Researches* 20:425–458. <https://doi.org/10.1023/A:1004760111160>
- Bonatti E (1996) Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum. *Earth and Planetary Science Letters* 143:147–160. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00125-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00125-2)
- Bonatti E, Ravnitsin Y, Bortoluzzi G, et al (1991) Geological studies of the eastern part of the Romanche transform (equatorial Atlantic): a first report. *Giornale di Geologia* 53:31–48
- Bonatti E, Seyler M, Sushevskaya N (1993) A Cold Suboceanic Mantle Belt at the Earth's Equator. *Science* 261:315–320. <https://doi.org/10.1126/science.261.5119.315>
- Bonatti E, Ligi M, Gasperini L, et al (1994) Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic. *J Geophys Res* 99:21779–21802. <https://doi.org/10.1029/94JB01178>
- Bonatti E, Ligi M, Carrara G, et al (1996) Diffuse impact of the Mid-Atlantic Ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection. *J Geophys Res* 101:8043–8054. <https://doi.org/10.1029/95JB02249>
- Bonatti E, Brunelli D, Fabretti P, et al (2001) Steady-state creation of crust-free lithosphere at cold spots in mid-ocean ridges. *Geol* 29:979. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0979:SSCOCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0979:SSCOCF>2.0.CO;2)

- Briaux A, Sloan H, Parson LM, Murton BJ (2000) Accretionary processes in the axial valley of the Mid-Atlantic Ridge 27° N–30° N from TOBI side-scan sonar images. 33
- Brown JR, Karson JA (1988) Variations in axial processes on the Mid-Atlantic Ridge: The median valley of the MARK area. *Mar Geophys Res* 10:109–138. <https://doi.org/10.1007/BF02424663>
- Brunelli D, Seyler M (2010) Asthenospheric percolation of alkaline melts beneath the St. Paul region (Central Atlantic Ocean). *Earth and Planetary Science Letters* 289:393–405. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.028>
- Bryan WB (1983) Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. *Contr Mineral and Petrol* 83:62–74. <https://doi.org/10.1007/BF00373080>
- Buck WR, Lavier LL, Poliakov ANB (2005) Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature* 434:719–723. <https://doi.org/10.1038/nature03358>
- Campos TFC, Bezerra FHR, Srivastava NK, et al (2010) Holocene tectonic uplift of the St Peter and St Paul Rocks (Equatorial Atlantic) consistent with emplacement by extrusion. *Marine Geology* 271:177–186. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.02.013>
- Cann JR, Smith DK (2005) Evolution of volcanism and faulting in a segment of the Mid-Atlantic Ridge at 25°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6:. <https://doi.org/10.1029/2005GC000954>
- Cann JR, Blackman DK, Smith DK, et al (1997) Corrugated slip surfaces formed at ridges-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 385:329–332
- Cannat M, Rommevaux-Jestin C, Sauter D, et al (1999) Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49° to 69°E). *J Geophys Res* 104:22825–22843. <https://doi.org/10.1029/1999JB900195>
- Cannat M, Sauter D, Ruellan E, et al (2006) Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geological Society of America* 34:605–608. <https://doi.org/10.1130/G22486.1>

- Cannat, M., Sauter, D., Bezos, A., Meyzen, C., Humler, E., & Le Rigoleur, M. (2008). Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge: SOUTHWEST INDIAN RIDGE SPREADING RATE. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GC001676>
- Carbotte SM, Smith DK, Cannat M, Klein EM (2015) Tectonic and magmatic segmentation of the Global Ocean Ridge System: a synthesis of observations. *SP 420*:249–295. <https://doi.org/10.1144/SP420.5>
- Caroff M, Barrat J-A, Le Gall B (2021) Kersantites and associated intrusives from the type locality (Kersanton), Variscan Belt of Western Armorica (France). *Gondwana Research* 98:46–62. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.06.004>
- Cartigny P, Pineau F, Aubaud C, Javoy M (2008) Towards a consistent mantle carbon flux estimate: Insights from volatile systematics (H₂O/Ce, δD, CO₂/Nb) in the North Atlantic mantle (14° N and 34° N). *Earth and Planetary Science Letters* 265:672–685. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.011>
- Clague DA, Moore JG, Reynolds JR (2000) Formation of submarine flat-topped volcanic cones in Hawai'i. *Bulletin of Volcanology* 62:214–233. <https://doi.org/10.1007/s004450000088>
- Cochran JR (2008) Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical Journal International* 174:1153–1173. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03860.x>
- Colin A, Faure F, Burnard P (2012) Timescales of convection in magma chambers below the Mid-Atlantic ridge from melt inclusions investigations. *Contrib Mineral Petrol* 164:677–691. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0764-2>
- Colman A, Sinton JM, White SM, et al (2012) Effects of variable magma supply on mid-ocean ridge eruptions: Constraints from mapped lava flow fields along the Galápagos Spreading Center: GSC VOLCANIC ERUPTIONS. *Geochem Geophys Geosyst* 13:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GC004163>
- Colman A, Sinton JM, Rubin KH (2016) Magmatic Processes at Variable Magma Supply along the Galápagos Spreading Center: Constraints from Single

Eruptive Units. J Petrology 57:981–1018.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egw032>

- Coogan LA, O'Hara MJ (2015) MORB differentiation: In situ crystallization in replenished-tapped magma chambers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 158:147–161. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.010>
- Cotten J, Le Dez A, Bau M, et al (1995) Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119:115–138
- Cowie PA (1998) Normal Fault Growth in Three-Dimensions in Continental and Oceanic Crust. In: Roger Buck W, Delaney PT, Karson JA, Lagabriele Y (eds) *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 325–348
- Cowie PA, Scholz CH, Edwards MH, Malinverno A (1993) Fault Strain and Seismic Coupling on Mid-Ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research* 98:17911–17920. <https://doi.org/10.1029/93JB01567>
- Dalrymple GB, Moore JG (1968) Argon-40: Excess in Submarine Pillow Basalts from Kilauea Volcano, Hawaii. *Science* 161:1132–1135. <https://doi.org/10.1126/science.161.3846.1132>
- Danyushevsky LV (2001) The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110:265–280. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00213-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00213-X)
- Danyushevsky LV, Eggins SM, Falloon TJ, Christie DM (2000) H₂O Abundance in Depleted to Moderately Enriched Mid-ocean Ridge Magmas; Part I: Incompatible Behaviour, Implications for Mantle Storage, and Origin of Regional Variations. *Journal of Petrology* 41:1329–1364. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.8.1329>
- DeMets C, Merkouriev S (2019) High-resolution reconstructions of South America plate motion relative to Africa, Antarctica and North America: 34 Ma to present.

- Di Fiore F, Mollo S, Vona A, et al (2021) Kinetic partitioning of major and trace cations between clinopyroxene and phonotephritic melt under convective stirring conditions: New insights into clinopyroxene sector zoning and concentric zoning. *Chemical Geology* 584:120531. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120531>
- Dick HJB, Lin J, Schouten H (2003) An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature* 426:405–412. <https://doi.org/10.1038/nature02128>
- Dixon JE, Stolper E, Delaney JR (1988) Infrared spectroscopic measurements of CO₂ and H₂O in Juan de Fuca Ridge basaltic glasses. *Earth and Planetary Science Letters* 90:87–104
- Duggen S, Hoernle K, Van Den Bogaard P, Garbe-Schönberg D (2005) Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *Journal of Petrology* 46:1155–1201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi013>
- Duncan RA, Hogan LG (1994) Radiometric dating of young MORB using the ⁴⁰Ar-³⁹Ar incremental heating method. *Geophys Res Lett* 21:1927–1930. <https://doi.org/10.1029/94GL01375>
- Dungan MA, Rhodes JM (1978) Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP Legs 45 and 46: Evidence for magma mixing. *Contrib Mineral and Petrol* 67:417–431. <https://doi.org/10.1007/BF00383301>
- Dunn RA, Lekić V, Detrick RS, Toomey DR (2005) Three-dimensional seismic structure of the Mid-Atlantic Ridge (35°N): Evidence for focused melt supply and lower crustal dike injection. *Journal of Geophysical Research* 110:. <https://doi.org/10.1029/2004JB003473>
- Escartín J, Cowie PA, Searle RC, et al (1999) Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N. *J Geophys Res* 104:10421–10437. <https://doi.org/10.1029/1998JB900097>

- Escartín J, Mével C, MacLeod CJ, McCaig AM (2003) Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N: MID-ATLANTIC RIDGE OCEANIC DETACHMENT. *Geochem Geophys Geosyst* 4:. <https://doi.org/10.1029/2002GC000472>
- Escartín J, Smith DK, Cann J, et al (2008) Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature* 455:790–794. <https://doi.org/10.1038/nature07333>
- Faure F, Schiano P (2004) Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes. *Earth and Planetary Science Letters* 220:331–344. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00057-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00057-3)
- Fink, J. H., & Griffiths, R. W. (1992). A laboratory analog study of the surface morphology of lava flows extruded from point and line sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54(1–2), 19–32. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90112-Q](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90112-Q)
- Fisk MR, Schilling J-G, Sigurdsson H (1980) An experimental investigation of Iceland and Reykjanes Ridge tholeiites: I. Phase relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74:361–374. <https://doi.org/10.1007/BF00518117>
- Foley SF, Jackson SE, Fryer BJ, et al (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:629–638. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00422-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X)
- Fox PJ, Gallo David G (1984) A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere. *Tectonophysics* 104:205–242
- Fox CG, Murphy KM, Embley RW (1988) Automated display and statistical analysis of interpreted deep-sea bottom photographs. *Marine Geology* 78:199–216. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(88\)90109-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90109-0)
- Furman T, Graham D (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province

- Gale A, Dalton CA, Langmuir CH, et al (2013) The mean composition of ocean ridge basalts: MEAN MORB. *Geochem Geophys Geosyst* 14:489–518. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- Gasperini L, Bonatti E, Brunelli D, et al (1997) New data on the geology of the Romanche FZ., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report. *Giornale di Geologia* 59:3–18
- Gast PW (1968) Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32:1057–1086. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90108-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90108-7)
- Geissler WH, Wintersteller P, Maia M, et al (2020) Seafloor evidence for pre-shield volcanism above the Tristan da Cunha mantle plume. *Nat Commun* 11:4543. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18361-4>
- Gente P, Pockalny RA, Durand C, et al (1995) Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years. *Earth and Planetary Science Letters* 129:55–71. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00233-O](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00233-O)
- Gerya T (2012) Origin and models of oceanic transform faults. *Tectonophysics* 522–523:34–54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.006>
- Gerya T (2013a) Initiation of Transform Faults at Rifted Continental Margins: 3D Petrological–Thermomechanical Modeling and Comparison to the Woodlark Basin. *Petrology* 21:550–560
- Gerya TV (2013b) Three-dimensional thermomechanical modeling of oceanic spreading initiation and evolution. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 214:35–52. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.10.007>
- Giusti M, Perrot J, Dziak RP, et al (2018) The August 2010 earthquake swarm at North FAMOUS–FAMOUS segments, Mid-Atlantic Ridge: geophysical evidence of dike intrusion. *Geophysical Journal International* 215:181–195. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy239>

- Gomez O, Briaes A, Sauter D, Mendel V (2006) Tectonics at the axis of the very slow spreading Southwest Indian Ridge: Insights from TOBI side-scan sonar imagery: SOUTHWEST INDIAN RIDGE TECTONICS. *Geochem Geophys Geosyst* 7:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC000955>
- Goto Y, McPhie J (2012) Morphology and formation of spreading cracks on pillow lavas at Cape Grim, northwestern Tasmania, Australia. *Bull Volcanol* 74:1611–1619. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0618-9>
- Gràcia E, Bideau D, Hekinian R, et al (1997) Along-axis magmatic oscillations and exposure of ultramafic rocks in a second-order segment of the Mid-Atlantic Ridge (33°43'N to 34°07'N). *Geol* 25:1059. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<1059:AAMOE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<1059:AAMOE>2.3.CO;2)
- Gràcia E, Parson LM, Bideau D, Hekinian R (1998) Volcano-tectonic variability along segments of the Mid-Atlantic Ridge between Azores platform and Hayes fracture zone: evidence from submersible and high-resolution sidescan sonar data. *SP* 148:1–15. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.148.01.01>
- Gràcia E, Bideau D, Hekinian R, Lagabrielle Y (1999) Detailed geological mapping of two contrasting second-order segments of the Mid-Atlantic Ridge between Oceanographer and Hayes fracture zones (33°30'N-35°N). *J Geophys Res* 104:22903–22921. <https://doi.org/10.1029/1999JB900161>
- Green DH, Ringwood AE (1967) THE STABILITY FIELDS OF ALUMINOUS PYROXENE PERIDOTITE AND GARNET PERIDOTITE AND 1) THEIR RELEVANCE IN UPPER MANTLE STRUCTURE. *Earth and Planetary Science Letters* 3:151–160
- Green DH, Ringwood AE (1970) Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 3:359–371. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(70\)90076-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(70)90076-2)
- Gregg TKP, Fink JH (1995) Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geol* 23:73. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0073:QOSLFM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0073:QOSLFM>2.3.CO;2)

- Gregg TKP, Fink JH (2000) A laboratory investigation into the effects of slope on lava flow morphology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96:145–159. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00148-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00148-1)
- Gregory EPM, Singh SC, Marjanović M, Wang Z (2021) Serpentinized peridotite versus thick mafic crust at the Romanche oceanic transform fault. *Geology* 49:1132–1136. <https://doi.org/10.1130/G49097.1>
- Grenet Lea, Maia Marcia, Hamelin Cedric, Briaies Anne, Brunelli Daniele (2023). Bathymetry and backscatter grids along the axis of the Mid-Atlantic Ridge south of the Romanche transform fault (0° 02' 30"N - 0° 20' 56"S). SEANOE. <https://doi.org/10.17882/95890>
- Grenet Lea, Maia Marcia, Hamelin Cedric, Briaies Anne, Guillou Herve, Scao Vincent, Brunelli Daniele (2023). 40Ar/39Ar ages and major elements composition of basalts of the Mid-Atlantic Ridge axis. SEANOE. <https://doi.org/10.17882/95914>
- Griffiths RW, Fink JH (1992) Solidification and morphology of submarine lavas: A dependence on extrusion rate. *J Geophys Res* 97:19729. <https://doi.org/10.1029/92JB01594>
- Grindlay NR, Fox PJ, MacDonald KC (1991) Second-order ridge axis discontinuities in the south Atlantic: Morphology, structure, and evolution. *Mar Geophys Res* 13:21–49. <https://doi.org/10.1007/BF02428194>
- Grindlay NR, Fox PJ (1993) Lithospheric stresses associated with nontransform offsets of the Mid-Atlantic Ridge: Implications from a finite element analysis. *Tectonics* 12:982–1003. <https://doi.org/10.1029/93TC00364>
- Grove TL, Bryan WB (1983) Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: An experimental study. *Contrib Mineral and Petrol* 84:293–309. <https://doi.org/10.1007/BF01160283>
- Grove K, Grevemeyer I, Singh SC, et al (2021) Seismic Structure of the St. Paul Fracture Zone and Late Cretaceous to Mid Eocene Oceanic Crust in the Equatorial Atlantic Ocean Near 18°W. *JGR Solid Earth* 126:. <https://doi.org/10.1029/2021JB022456>

- Guillou H, Nomade S, Carracedo JC, et al (2011) Effectiveness of combined unspiked K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating methods in the 14C age range. *Quaternary Geochronology* 6:530–538. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.03.011>
- Guillou H, Hémond C, Singer BS, Dymant J (2017) Dating young MORB of the Central Indian Ridge (19°S): Unspiked K-Ar technique limitations versus $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating method. *Quaternary Geochronology* 37:42–54. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.10.002>
- Hammer J, Jacob S, Welsch B, et al (2016) Clinopyroxene in postshield Haleakala ankaramite: 1. Efficacy of thermobarometry. *Contrib Mineral Petrol* 171:7. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1212-x>
- Harmon N, Rychert C, Agius M, et al (2018) Marine Geophysical Investigation of the Chain Fracture Zone in the Equatorial Atlantic From the PI-LAB Experiment. *J Geophys Res Solid Earth* 123:. <https://doi.org/10.1029/2018JB015982>
- Head JW, Wilson L, Smith DK (1996) Mid-ocean ridge eruptive vent morphology and substructure: Evidence for dike widths, eruption rates, and evolution of eruptions and axial volcanic ridges. *J Geophys Res* 101:28265–28280. <https://doi.org/10.1029/96JB02275>
- Hekinian R, Thompson G (1976) Comparative geochemistry of volcanics from Rift Valleys, transform faults and aseismic ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57:145–162
- Hekinian R, Juteau T, Gracia E, et al (2000) Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region. *Marine Geophysical Researches* 21:529–560
- Hellevang B, Pedersen RB (2008) Magma Ascent and Crustal Accretion at Ultraslow-Spreading Ridges: Constraints from Plagioclase Ultraphyric Basalts from the Arctic Mid-Ocean Ridge. *Journal of Petrology* 49:267–294. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm081>
- Hirschmann MM, Stolper EM (1996) A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124:185–208. <https://doi.org/10.1007/s004100050184>

- Hofmann AW, White WM (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 57:421–436. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90161-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90161-3)
- Honnorez, J., Bohlke, J. K., Honnorez-Guerstein, B. M., Dmitriev, L., & Heirtzler, J. (1978). Petrographical and geochemical study of the low temperature submarine alteration of basalt from Hole 396B, Leg 46. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 46*, 299–329.
- Hooft EEE, Detrick RS, Toomey DR, et al (2000) Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°-35°N. *J Geophys Res* 105:8205–8226. <https://doi.org/10.1029/1999JB900442>
- Höskuldsson Á, Hey R, Kjartansson E, Guðmundsson GB (2007) The Reykjanes Ridge between 63°10'N and Iceland. *Journal of Geodynamics* 43:73–86. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.003>
- Husen A, Almeev RR, Holtz F (2016) The Effect of H₂O and Pressure on Multiple Saturation and Liquid Lines of Descent in Basalt from the Shatsky Rise. *Journal of Petrology* 57:309–344. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw008>
- Illsley-Kemps F, Bull JM, Keir D, et al (2018) Initiation of a Proto-transform Fault Prior to Seafloor Spreading. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19:4744–4756. <https://doi.org/10.1029/2018GC007947>
- Ionov DA, Griffin WL, O'Reilly SY (1997) Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141:153–184. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00061-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2)
- Ito G, Dunn RA (2009) Mid-Ocean Ridges: Mantle convection and formation of the lithosphere. *Encyclopedia of Ocean Sciences* 867–880
- Jackson, D. R., Winebrenner, D. P., & Ishimaru, A. (1986). Application of the composite roughness model to high-frequency bottom backscattering. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 79(5), 1410–1422. <https://doi.org/10.1121/1.393669>

- Jicha BR, Rhodes JM, Singer BS, Garcia MO (2012) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of submarine Mauna Loa volcano, Hawaii: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGY OF MAUNA LOA. *J Geophys Res* 117:.. <https://doi.org/10.1029/2012JB009373>
- Jokat W, Kollofrath J, Geissler WH, Jensen L (2012) Crustal thickness and earthquake distribution south of the Logachev Seamount, Knipovich Ridge: KNIPOVICH RIDGE CRUSTAL STRUCTURE. *Geophys Res Lett* 39:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GL051199>
- Jourdan F, Renne PR, Reimold WU (2009) An appraisal of the ages of terrestrial impact structures. *Earth and Planetary Science Letters* 286:1–13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.07.009>
- Jourdan F, Sharp WD, Renne PR (2012) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for deep (~3.3 km) samples from the Hawaii Scientific Drilling Project, Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geochem Geophys Geosyst* 13:Q05004. <https://doi.org/10.1029/2011GC004017>
- Karson JA, Dick HJB (1983) Tectonics of ridge-transform intersections at the Kane fracture zone. *Mar Geophys Res* 6:51–98. <https://doi.org/10.1007/BF00300398>
- Karson JA, Thompson G, Humphris SE, et al (1987) Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area. *Nature* 328:681–685. <https://doi.org/10.1038/328681a0>
- Keeton JA, Searle RC, Parsons B, et al (1997) Bathymetry of the Reykjanes Ridge. *Marine Geophysical Researches* 19:55–64
- Kennish MJ, Lutz RA (1998) Morphology and distribution of lava flows on mid-ocean ridges: a review. *Earth-Science Reviews* 43:63–90. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(98\)00006-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(98)00006-3)
- Klügel A, Hansteen TH, Galipp K (2005) Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters* 236:211–226. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.006>

- Kong LSL, Detrick RS, Fox PJ, et al (1988) The morphology and tectonics of the Mark area from Sea Beam and Sea MARC I observations (Mid-Atlantic Ridge 23° N). *Mar Geophys Res* 10:59–90. <https://doi.org/10.1007/BF02424661>
- Koppers AAP (2002) ArArCALCFsoftware for 40Ar/39Ar age calculations
- Kouchi A, Sugawara Y, Kashima K, Sunagawa I (1983) Laboratory Growth of Sector Zoned Clinopyroxenes in the System CaMgSi₂O₆ - CaTiAl₂O₆. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83:177–184
- Kuo B-Y, Forsyth DW (1988) Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5° S: Upwelling centers and variations in crustal thickness. *Mar Geophys Res* 10:205–232. <https://doi.org/10.1007/BF00310065>
- Kuritani T (1999) Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88:77–97. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00105-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00105-X)
- Lange AE, Nielsen RL, Tepley III FJ, Kent AJR (2013) The petrogenesis of plagioclase-phyric basalts at mid-ocean ridges. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 14:. <https://doi.org/10.1002/ggge.20207>
- Langmuir CH (1989) Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature* 6230:199–205
- Langmuir CH, Klein EM, Plank T (1992) Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: Constraints on Melt Generation Beneath Ocean Ridges. In: Morgan JP, Blackman DK, Sinton JM (eds) *Geophysical Monograph Series*. pp 183–280
- LaTourrette T, Hervig RL, Holloway JR (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135:13–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)
- Laughton AS, Searle RC (1979) Tectonic processes on slow spreading ridges. In: Talwani M, Harrison CG, Hayes DE (eds) *Maurice Ewing Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 15–32

- Lawson K, Searle RC, Pearce JA, et al (1996) Detailed volcanic geology of the MARNOK area, Mid-Atlantic Ridge north of Kane transform. Geological Society, London, Special Publications 118:61–102. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.118.01.05>
- Le Bas MJL, Maitre RWL, Streckeisen A, et al (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27:745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Voyer M, Cottrell E, Kelley KA, et al (2015) The effect of primary versus secondary processes on the volatile content of MORB glasses: An example from the equatorial Mid-Atlantic Ridge (5°N–3°S). *J Geophys Res Solid Earth* 120:125–144. <https://doi.org/10.1002/2014JB011160>
- Le Voyer M, Kelley KA, Cottrell E, Hauri EH (2017) Heterogeneity in mantle carbon content from CO₂-undersaturated basalts. *Nat Commun* 8:14062. <https://doi.org/10.1038/ncomms14062>
- Le Voyer M, Hauri EH, Cottrell E, et al (2019) Carbon Fluxes and Primary Magma CO₂ Contents Along the Global Mid-Ocean Ridge System. *Geochem Geophys Geosyst* 20:1387–1424. <https://doi.org/10.1029/2018GC007630>
- Lee J-Y, Marti K, Severinghaus JP, et al (2006) A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70:4507–4512. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>
- Ligi M, Bonatti E, Gasperini L, Poliakov ANB (2002) Oceanic broad multifault transform plate boundaries. *Geol* 30:11. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2)
- Ligi M, Bonatti E, Cipriani A, Ottolini L (2005) Water-rich basalts at mid-ocean-ridge cold spots. *Nature* 434:66–69. <https://doi.org/10.1038/nature03264>
- Ligi M, Cuffaro M, Chierici F, Calafato A (2008) Three-dimensional passive mantle flow beneath mid-ocean ridges: an analytical approach. *Geophysical Journal International* 175:783–805. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03931.x>

- Lin J, Purdy GM, Schouten H, et al (1990) Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 344:627–632
- Lonsdale P (1977) STRUCTURAL GEOMORPHOLOGY. *Marine Geophysical Researches* 251–293
- Lurton, X., Lamarche, G., Brown, C., Lucieer, V., Schimel, A., & Weber, T. (2015). *Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars.*
- Ma L, Jiang S-Y, Hou M-L, et al (2014) Geochemistry of Early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton. *Gondwana Research* 25:859–872. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.012>
- Macdonald KC (1982) Mid-Ocean Ridges: Fine Scale Tectonic, Volcanic and Hydrothermal Processes Within the Plate Boundary Zone. *Annu Rev Earth Planet Sci* 10:155–190. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.001103>
- Macdonald KC (2001) Mid-ocean Ridge Tectonics, Volcanism And Geomorphology. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier, pp 1798–1813
- MacDonald KC, Fox PJ (1983) Overlapping spreading centers: new accretion geometry on the East Pacific Rise. *Nature* 302:
- Macdonald KC, Luyendyk BP (1977) Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest near lat 37°N. *Geol Soc America Bull* 88:621. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<621:DSOTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<621:DSOTSO>2.0.CO;2)
- MacDonald KC, Kastens K, Spiess FN, Miller SP (1979) Deep tow studies of the Tamayo transform fault. *Mar Geophys Res* 4:37–70. <https://doi.org/10.1007/BF00286145>
- MacDonald KC, Scheirer DS, Carbotte SM (1991) Mid-Ocean Ridges: Discontinuities, Segments and Giant Cracks. *Science* 253:986–994. <https://doi.org/10.1126/science.253.5023.986>
- Macdonald KC, Fox PJ, Miller S, et al (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* 14:299–344.
<https://doi.org/10.1007/BF01203621>
- Maclennan J (2008) Concurrent Mixing and Cooling of Melts under Iceland. *Journal of Petrology* 49:1931–1953. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn052>
- MacLeod CJ, Escartin J, Banerji D, et al (2002) Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid-Atlantic Ridge, 15°45' N. *Geological Society of America* 30:879–882.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0879:DGEFOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0879:DGEFOD>2.0.CO;2)
- Magde LS, Smith DK (1995) Seamount volcanism at the Reykjanes Ridge: Relationship to the Iceland hot spot. *J Geophys Res* 100:8449–8468.
<https://doi.org/10.1029/95JB00048>
- Maia, M., Birot, D., Brachet, C., Brehme, I., Briaes, A., Brunelli, D., et al. (2014). Preliminary report on the COLMEIA Cruise, Equatorial Atlantic Recife, January 24 -Recife, February 28, 2013. *InterRidge Newsletter*, 22, 52–56.
- Maia M, Sichel S, Briaes A, et al (2016) Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature Geosci* 9:619–623.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2759>
- Maia, M., Brunelli, D., Ligi, M. (2019a) SMARTIES cruise, RV Pourquoi pas ?
<https://doi.org/10.17600/18001107>
- Maia Marcia, Brunelli Daniele, Barre Ghislain, Bonnet Fiona, Briaes Anne, Ceuleneer Georges, Cipriani Anna, Cuffaro Marco, Gregory Emma, Hamelin Cédric, Jbara Rim, Kaczmarek Mary-Alix, Lombardi Fabio, Martinez Roman Juan José, Mougél Bérengère, Soltanmohammadi Azam, Petracchini Lorenzo, Pina Figuls David, Puzenat-Vassor Valentine, Revillon Sidonie, Seyler Monique, Verhoest Léna, Wang Zhikai (2021). Campagne SMARTIES / SMARTIES Cruise (Smooth regions at the Mid-Atlantic Ridge Transform-Intersections under Extreme thermal gradientS). NO “Pourquoi Pas?” 13/07/2019 – 23/08/2019 – Mindelo-Mindelo, Cape Verde. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00838/95018/>
- Maia Marcia, Brunelli Daniele, Grenet Lea, Briaes Anne, Hamelin Cedric (2023).

- SMARTIES cruise - Nautilé videos of the axial domain of the Mid-Atlantic Ridge south of the Romanche transform fault. SEANOE. <https://doi.org/10.17882/95946>
- Mamaloukas-Frangoulis V, Auzende J-M, Bideau D, et al (1991) In-situ study of the eastern ridge-transform intersection of the Vema Fracture Zone. *Tectonophysics* 190:55–71. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90354-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90354-U)
- Marjanović M, Singh SC, Gregory EPM, et al (2020) Seismic Crustal Structure and Morphotectonic Features Associated With the Chain Fracture Zone and Their Role in the Evolution of the Equatorial Atlantic Region. *J Geophys Res Solid Earth* 125:. <https://doi.org/10.1029/2020JB020275>
- Mauduit T, Dauteuil O (1996) Small-scale models of oceanic transform zones. *J Geophys Res* 101:20195–20209. <https://doi.org/10.1029/96JB01509>
- McClinton JT, White SM, Colman A, et al (2014) The role of crystallinity and viscosity in the formation of submarine lava flow morphology. *Bull Volcanol* 76:854. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0854-2>
- McKenzie D, Bickle MJ (1988) The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology* 29:625–679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>
- Meier M, Schlindwein V, Schmid F (2022) Magmatic Activity and Dynamics of Melt Supply of Volcanic Centers of Ultraslow Spreading Ridges: Hints From Local Earthquake Tomography at the Knipovich Ridge. *Geochem Geophys Geosyst* 23:. <https://doi.org/10.1029/2021GC010210>
- Melson WG, Jarosewich E, Bowen VT, Thompson G (1967) St. Peter and St. Paul Rocks: A High-Temperature, Mantle-Derived Intrusion. *Science* 155:1532–1535. <https://doi.org/10.1126/science.155.3769.1532>
- Mendel V, Sauter D (1997) Seamount volcanism at the super slow-spreading Southwest Indian Ridge between 57°E and 70°E

- Mendel V, Sauter D, Parson LM, Vanney J-R (1997) Segmentation and morphotectonic variations along a super slow-spreading center: the Southwest Indian Ridge (57°E-70°E). *Marine Geophysical Researches* 19:505–533
- Mendel V, Sauter D, Rommevaux-Jestin C, et al (2003) Magmato-tectonic cyclicity at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from variations of axial volcanic ridge morphology and abyssal hills pattern: ULTRA-SLOW SPREADING SOUTHWEST INDIAN RIDGE. *Geochem Geophys Geosyst* 4:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002GC000417>
- Michael P (1995) Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O. *Earth and Planetary Science Letters* 131:301–320. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00023-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00023-6)
- Michael PJ, Chase RL (1987) The influence of primary magma composition, H₂O and pressure on Mid-Ocean Ridge basalt differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96:245–263
- Michael PJ, Langmuir CH, Dick HJB, et al (2003) Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature* 423:956–961. <https://doi.org/10.1038/nature01704>
- Minshull TA, Muller MR, White RS (2006) Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at 66°E: seismic constraints. *Geophysical Journal International* 166:135–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03001.x>
- Mitchell, N. C. (1993). A model for attenuation of backscatter due to sediment accumulations and its application to determine sediment thicknesses with GLORIA sidescan sonar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 22477–22493. <https://doi.org/10.1029/93JB02217>
- Mitchell, N. C. (2001). Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2), 1987–2003. <https://doi.org/10.1029/2000JB900263>
- Mitchell N, Escartin J, Allerton S (1998) Detachment faults at mid-ocean ridges garner interest. *Eos Trans AGU* 79:127–127. <https://doi.org/10.1029/98EO00095>

- Mollo S, Putirka K, Misiti V, et al (2013) A new test for equilibrium based on clinopyroxene–melt pairs: Clues on the solidification temperatures of Etnean alkaline melts at post-eruptive conditions. *Chemical Geology* 352:92–100. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.026>
- Mollo S, Blundy J, Scarlato P, et al (2018) An integrated P-T-H₂O-lattice strain model to quantify the role of clinopyroxene fractionation on REE+Y and HFSE patterns of mafic alkaline magmas: Application to eruptions at Mt. Etna. *Earth-Science Reviews* 185:32–56. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.014>
- Mollo S, Giacomoni PP, Coltorti M, et al (2015) Reconstruction of magmatic variables governing recent Etnean eruptions: Constraints from mineral chemistry and P–T–fO₂–H₂O modeling. *Lithos* 212–215:311–320. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.020>
- Mollo S, Blundy J, Scarlato P, et al (2018) An integrated P-T-H₂O-lattice strain model to quantify the role of clinopyroxene fractionation on REE+Y and HFSE patterns of mafic alkaline magmas: Application to eruptions at Mt. Etna. *Earth-Science Reviews* 185:32–56. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.014>
- Morimoto N (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal* 14:198–221
- Muller MR, Minshull TA, White RS (1999) Segmentation and melt supply at the Southwest Indian Ridge. *Geol* 27:867. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0867:SAMSAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0867:SAMSAT>2.3.CO;2)
- Murton BJ, Parson LM (1993) Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres: A quantitative study of the Reykjanes Ridge. *Tectonophysics* 222:237–257. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90051-K](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90051-K)
- Neave DA, Putirka KD (2017) A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist* 102:777–794. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5968>
- Neave DA, Bali E, Guðfinnsson GH, et al (2019) Clinopyroxene–Liquid Equilibria and Geothermobarometry in Natural and Experimental Tholeiites: the 2014–2015 Holuhraun Eruption, Iceland. *Journal of Petrology* 60:1653–1680. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz042>

- Neave DA, Beckmann P, Behrens H, Holtz F (2021) Mixing between chemically variable primitive basalts creates and modifies crystal cargoes. *Nat Commun* 12:5495. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25820-z>
- Niespolo EM, Rutte D, Deino AL, Renne PR (2017) Intercalibration and age of the Alder Creek sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard. *Quaternary Geochronology* 39:205–213. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.09.004>
- Nomade S, Renne PR, Vogel N, et al (2005) Alder Creek sanidine (ACs-2): A Quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. *Chemical Geology* 218:315–338. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.01.005>
- O'Hara MJ (1977) Geochemical evolution during fractional crystallisation of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 266:503–507
- Okino K, Curewitz D, Asada M, et al (2002) Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system. *Earth and Planetary Science Letters* 202:275–288
- Okino K, Matsuda K, Christie DM, et al (2004) Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance: AUSTRALIAN-ANTARCTIC DISCORDANCE. *Geochem Geophys Geosyst* 5:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GC000793>
- Olive J-A (2023) Mid-Ocean Ridges: Geodynamics Written in the Seafloor. In: *Dynamics of Plate Tectonics and Mantle Convection*. Elsevier, pp 483–510
- Olive J-A, Dublanchet P (2020) Controls on the magmatic fraction of extension at mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 549:116541. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116541>
- Olive J-A, Behn MD, Tucholke BE (2010) The structure of oceanic core complexes controlled by the depth distribution of magma emplacement. *Nature Geosci* 3:491–495. <https://doi.org/10.1038/ngeo888>
- OTTER (Oceanographer Tectonic Research Team), Karson JA, Fox PJ, et al (1984) The geology of the Oceanographer Transform: The ridge-transform

intersection. Mar Geophys Res 6:109–141.
<https://doi.org/10.1007/BF00285956>

Parson LM, Murton BJ, Searle RC, et al (1993) En echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes Ridge: a life cycle of volcanism and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 117:73–87. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90118-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90118-S)

Peacock DCP, Sanderson DJ (1991) Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13:721–733. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90033-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90033-F)

Peirce C, Gardiner A, Sinha M (2005) Temporal and spatial cyclicity of accretion at slow-spreading ridges-evidence from the Reykjanes Ridge. *Geophysical Journal International* 163:56–78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02738.x>

Perfit MR, Chadwick WW (1998) Magmatism at Mid-Ocean Ridges: Constraints from Volcanological and Geochemical Investigations. In: Roger Buck W, Delaney PT, Karson JA, Lagabrielle Y (eds) *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 59–116

Perfit MR, Chadwick WW (2013) Magmatism at Mid-Ocean Ridges: Constraints from Volcanological and Geochemical Investigations. In: Karson JA, Lagabrielle Y (eds) *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 59–115

Perinelli C, Mollo S, Gaeta M, et al (2016) An improved clinopyroxene-based hygrometer for Etnean magmas and implications for eruption triggering mechanisms. *American Mineralogist* 101:2774–2777. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5916>

Petrone CM, Braschi E, Francalanci L, et al (2018) Rapid mixing and short storage timescale in the magma dynamics of a steady-state volcano. *Earth and Planetary Science Letters* 492:206–221. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.055>

- Petrone CM, Mollo S, Gertisser R, et al (2022) Magma recharge and mush rejuvenation drive paroxysmal activity at Stromboli volcano. *Nat Commun* 13:7717. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35405-z>
- Phipps Morgan J (2001) Thermodynamics of pressure release melting of a veined plum pudding mantle: PRESSURE RELEASE MELTING. *Geochem Geophys Geosyst* 2:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2000GC000049>
- Phipps Morgan J, Forsyth DW (1988) Three-Dimensional Flow and Temperature Perturbations Due to a Transform Offset: Effects on Oceanic Crustal and Upper Mantle Structure. *Journal of Geophysical Research* 93:2955–2966
- Pichler, T., Ridley, W. I., & Nelson, E. (1999). Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: additional information about early stages of seafloor weathering. *Marine Geology*, 159(1–4), 155–177. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00008-0)
- Poore H, White N, Maclennan J (2011) Ocean circulation and mantle melting controlled by radial flow of hot pulses in the Iceland plume. *Nature Geosci* 4:558–561. <https://doi.org/10.1038/ngeo1161>
- Prigent C, Warren JM, Kohli AH, Teyssier C (2020) Fracture-mediated deep seawater flow and mantle hydration on oceanic transform faults. *Earth and Planetary Science Letters* 532:115988. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115988>
- Putirka K (1999) Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135:151–163. <https://doi.org/10.1007/s004100050503>
- Putirka KD (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69:61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Putirka K, Johnson M, Kinzler R, et al (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123:92–108. <https://doi.org/10.1007/s004100050145>

- Rabain A, Cannat M, Escartín J, et al (2001) Focused volcanism and growth of a slow spreading segment (Mid-Atlantic Ridge, 35°N). *Earth and Planetary Science Letters* 185:211–224. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00371-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00371-X)
- Renne, P. R., Balco, G., Ludwig, K. R., Mundil, R., & Min, K. (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on “Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology” by P.R. Renne et al. (2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(17), 5097–5100. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.021>
- Rhodes JM, Dungan MA, Blanchard DP, Long PE (1979) Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics* 55:35–61. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90334-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90334-2)
- Rommevaux-Jestin C, Deplus C, Patriat P (1997) Mantle Bouguer Anomaly Along an Ultra Slow-Spreading Ridge: Implications for Accretionary Processes and Comparison with Results from Central Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geophysical Researches* 19:481–503
- Rubin KH, Sinton JM (2007) Inferences on mid-ocean ridge thermal and magmatic structure from MORB compositions. *Earth and Planetary Science Letters* 260:257–276. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.035>
- Rubin KH, Sinton JM, Maclennan J, Hellebrand E (2009) Magmatic filtering of mantle compositions at mid-ocean-ridge volcanoes. *Nature Geosci* 2:321–328. <https://doi.org/10.1038/ngeo504>
- Saal AE, Hauri EH, Langmuir CH, Perfit MR (2002) Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth’s upper mantle. *Nature* 419:451–455. <https://doi.org/10.1038/nature01073>
- Sauter D, Patriat P, Rommevaux-Jestin C, et al (2001) The Southwest Indian Ridge between 49°15'E and 57°E: focused accretion and magma redistribution. *Earth and Planetary Science Letters*

- Schaen, A. J., Jicha, B. R., Hodges, K. V., Vermeesch, P., Stelten, M. E., Mercer, C. M., et al. (2021). Interpreting and reporting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data. *GSA Bulletin*, 133(3–4), 461–487. <https://doi.org/10.1130/B35560.1>
- Schilling J-G, Hanan BB, McCully B, et al (1994) Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study. *J Geophys Res* 99:12005–12028. <https://doi.org/10.1029/94JB00337>
- Schilling J-G, Ruppel C, Davis AN, et al (1995) Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Inferences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions. *Journal of Geophysical Research* 100:10057–10076
- Schnur SR, Chadwick WW, Embley RW, et al (2017) A decade of volcanic construction and destruction at the summit of NW Rota-1 seamount: 2004–2014. *J Geophys Res Solid Earth* 122:1558–1584. <https://doi.org/10.1002/2016JB013742>
- Searle, R. (2013), *Mid-Ocean Ridges*, Cambridge University Press
- Searle RC, Cowie PA, Mitchell NC, et al (1998a) Fault structure and detailed evolution of a slow spreading ridge segment: the Mid-Atlantic Ridge at 29°N. *Earth and Planetary Science Letters* 154:167–183. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00160-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00160-X)
- Searle RC, Keeton JA, Owens RB, et al (1998b) The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations. *Earth and Planetary Science Letters* 160:463–478. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00104-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00104-6)
- Searle RC, Thomas MV, Jones EJW (1994) Morphology and tectonics of the Romanche Transform and its environs. *Mar Geophys Res* 16:427–453. <https://doi.org/10.1007/BF01270518>
- Searle RC, Murton BJ, Achenbach K, et al (2010) Structure and development of an axial volcanic ridge: Mid-Atlantic Ridge, 45°N. *Earth and Planetary Science Letters* 299:228–241. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.003>

- Sempéré J-C, Lin J, Brown HS, et al (1993) Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00' N-30°40' N). *Mar Geophys Res* 15:153–200. <https://doi.org/10.1007/BF01204232>
- Seyler M, Bonatti E (1997) Regional-scale melt-rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean). *Earth and Planetary Science Letters* 146:273–287. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00220-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00220-8)
- Sharp WD, Renne PR (2005) The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of core recovered by the Hawaii Scientific Drilling Project (phase 2), Hilo, Hawaii: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DATING OF CORE. *Geochem Geophys Geosyst* 6:n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GC000846>
- Shaw R, Lin J (1993) Causes and Consequences of Variations in Faulting Style at the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research* 98:21839–21851
- Shen Y, Forsyth DW (1995) Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges. *J Geophys Res* 100:2211–2237. <https://doi.org/10.1029/94JB02768>
- Shorttle O (2015) Geochemical variability in MORB controlled by concurrent mixing and crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters* 424:1–14. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.04.035>
- Sims KWW, Goldstein SJ, Blichert-toft J, et al (2002) Chemical and isotopic constraints on the generation and transport of magma beneath the East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66:3481–3504. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00909-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00909-2)
- Singh Satish (2018) ILAB-SPARC cruise, RV Pourquoi pas ? <https://doi.org/10.17600/18000528>
- Singh SC, Crawford WC, Carton H, et al (2006) Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field. *Nature* 442:1029–1032. <https://doi.org/10.1038/nature05105>
- Sinha MC, Navin DA, MacGregor LM, et al (1997) Evidence for accumulated melt beneath the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge. *Philosophical Transactions of*

- the Royal Society of London Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 355:233–253. <https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0008>
- Sinha MC, Constable SC, Peirce C, et al (1998) Magmatic processes at slow spreading ridges: implications of the RAMESSES experiment at 57° 45'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Geophysical Journal International* 135:731–745. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00704.x>
- Sinton JM, Detrick RS (1992) Mid-Ocean Ridge Magma Chambers. *Journal of Geophysical Research* 97:197–216
- Smith DK, Cann JR (1990) Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24-30° N. *Nature* 348:152–155
- Smith DK, Cann JR (1992) The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°-30°N). *J Geophys Res* 97:1645–1658. <https://doi.org/10.1029/91JB02507>
- Smith DK, Cann JR (1993) Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 365:707–715
- Smith DK, Cann JR (1999) Constructing the upper crust of the Mid-Atlantic Ridge: A reinterpretation based on the Puna Ridge, Kilauea Volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104:25379–25399. <https://doi.org/10.1029/1999JB900177>
- Smith DK, Cann JR, Dougherty ME, et al (1995) Mid-Atlantic Ridge volcanism from deep-towed side-scan sonar images, 25°-29°N. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 67:233–262
- Smith DK, Kong LSL, Johnson KT, Reynolds JR (2002) Volcanic morphology of the submarine Puna Ridge, Kilauea Volcano. In: Takahashi E, Lipman PW, Garcia MO, et al. (eds) *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 125–142
- Smith DK, Escartín J, Schouten H, Cann JR (2008) Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°-15°N): FAULT ROTATION AND CORE

- COMPLEX FORMATION. *Geochem Geophys Geosyst* 9:n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2007GC001699>
- Solomon SC, Huang PY, Meinke L (1988) The seismic moment budget of slowly spreading ridges. *Nature* 334:58–60
- Spencer S, Smith DK, Cann JR, et al (1997) Structure and Stability of Non-Transform Discontinuities on the Mid-Atlantic Ridge between 24° N and 30° N. *Marine Geophysical Researches* 19:339–362
- Standish JJ, Dick HJB, Michael PJ, et al (2008) MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9-25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source: SWIR MORB-PROCESS VERSUS SOURCE. *Geochem Geophys Geosyst* 9:n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2008GC001959>
- Stroncik NA, Klügel A, Hansteen TH (2009) The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contrib Mineral Petrol* 157:593–607. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0354-5>
- Sun S -s., McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *SP* 42:313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tapponnier P, Francheteau J (1978) Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *J Geophys Res* 83:3955.
<https://doi.org/10.1029/JB083iB08p03955>
- Thibaud R, Gente P, Maia M (1998) A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N: Constraints of the thermal structure. *J Geophys Res* 103:24223–24243.
<https://doi.org/10.1029/97JB02934>
- Tolstoy M, Harding AJ, Orcutt JA (1993) Crustal Thickness on the Mid-Atlantic Ridge: Bull's-Eye Gravity Anomalies and Focused Accretion. *Science* 262:726–729.
<https://doi.org/10.1126/science.262.5134.726>

- Tucholke BE, Lin J, Kleinrock MC (1998) Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *J Geophys Res* 103:9857–9866. <https://doi.org/10.1029/98JB00167>
- Tucholke BE, Behn MD, Buck WR, Lin J (2008) Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions. *Geol* 36:455. <https://doi.org/10.1130/G24639A.1>
- Turrin BD, Gutmann JT, Swisher CC (2008) A 13 ± 3 ka age determination of a tholeiite, Pinacate volcanic field, Mexico, and improved methods for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of young basaltic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177:848–856. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.049>
- Ubide T, Kamber BS (2018) Volcanic crystals as time capsules of eruption history. *Nat Commun* 9:326. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02274-w>
- Ubide T, Mollo S, Zhao J, et al (2019) Sector-zoned clinopyroxene as a recorder of magma history, eruption triggers, and ascent rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 251:265–283. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.02.021>
- Urann BM, Le Roux V, Hammond K, et al (2017) Fluorine and chlorine in mantle minerals and the halogen budget of the Earth's mantle. *Contrib Mineral Petrol* 172:51. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1368-7>
- Vaddineni VA, Singh SC, Grevemeyer I, et al (2021) Evolution of the Crustal and Upper Mantle Seismic Structure From 0–27 Ma in the Equatorial Atlantic Ocean at $2^\circ 43'S$. *JGR Solid Earth* 126:. <https://doi.org/10.1029/2020JB021390>
- Verhoest L (2022) Melting a heterogeneous Earth's mantle under an extreme thermal gradient. Thèse de doctorat, Università degli studi di Modena, Université Bretagne Occidentale
- Vieira Duarte JF, Kaczmarek M -A., Vonlanthen P, et al (2020) Hydration of a Mantle Shear Zone Beyond Serpentine Stability: A Possible Link to Microseismicity Along Ultraslow Spreading Ridges? *JGR Solid Earth* 125:e2020JB019509. <https://doi.org/10.1029/2020JB019509>

- Vincent C, Maia M, Biais A, et al (2023) Evolution of a Cold Intra-Transform Ridge Segment Through Oceanic Core Complex Splitting and Mantle Exhumation, St. Paul Transform System, Equatorial Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 24:. <https://doi.org/10.1029/2023GC010870>
- Walker GPL (1973) Mount Etna and the 1971 eruption - Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences* 274:107–118. <https://doi.org/10.1098/rsta.1973.0030>
- Walker D, Shibata T, DeLong SE (1979) Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70:111–125
- Wang X, Hou T, Wang M, et al (2021) A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *Eur J Mineral* 33:621–637. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021>
- Wang, Z., & Singh, S. C. (2022). Seismic evidence for uniform crustal accretion along slow-spreading ridges in the equatorial Atlantic Ocean. *Nature Communications*, 13(1), 7809. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35459-z>
- Wang Z, Singh SC, Prigent C, et al (2022) Deep hydration and lithospheric thinning at oceanic transform plate boundaries. *Nat Geosci* 15:741–746. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01003-3>
- Welsch B, Hammer J, Baronnet A, et al (2016) Clinopyroxene in postshield Haleakala ankaramite: 2. Texture, compositional zoning and supersaturation in the magma. *Contrib Mineral Petrol* 171:6. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1213-9>
- White RS, Bown JW, Smallwood JR (1995) The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shaped ridges. *JGS* 152:1039–1045. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1995.152.01.26>
- Wilson, L., Head, J. W., & Parfitt, E. A. (1992). The relationship between the height of a volcano and the depth to its magma source zone: A critical reexamination. *Geophysical Research Letters*, 19(13), 1395–1398. <https://doi.org/10.1029/92GL01073>

- Wolfe CJ, Purdy GM, Toomey DR, Solomon SC (1995) Microearthquake characteristics and crustal velocity structure at 29°N on the Mid-Atlantic Ridge: The architecture of a slow spreading segment. *J Geophys Res* 100:24449–24472. <https://doi.org/10.1029/95JB02399>
- Wood DA (1979) A variably veined suboceanic upper mantle—Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geol* 7:499. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<499:AVVSUM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<499:AVVSUM>2.0.CO;2)
- Yamagishi H (1991) Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology* 74:5–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90032-9)
- Yang F, Huang X-L, Xu Y-G, He P-L (2019) Magmatic Processes Associated with Oceanic Crustal Accretion at Slow-spreading Ridges: Evidence from Plagioclase in Mid-ocean Ridge Basalts from the South China Sea. *Journal of Petrology* 60:1135–1162. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz027>
- Yeo, I. A., & Searle, R. C. (2013). High-resolution Remotely Operated Vehicle (ROV) mapping of a slow-spreading ridge: Mid-Atlantic Ridge 45°N: ROV MAPPING OF A SLOW-SPREADING RIDGE. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(6), 1693–1702. <https://doi.org/10.1002/ggge.20082>
- Yeo, I. A., Clague, D. A., Martin, J. F., Paduan, J. B., & Caress, D. W. (2013). Preeruptive flow focussing in dikes feeding historical pillow ridges on the Juan de Fuca and Gorda Ridges: PREERUPTIVE FLOW FOCUSSING IN DIKES. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3586–3599. <https://doi.org/10.1002/ggge.20210>
- Yeo, I. A., Devey, C. W., LeBas, T. P., Augustin, N., & Steinführer, A. (2016). Segment-scale volcanic episodicity: Evidence from the North Kolbeinsey Ridge, Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 439, 81–87. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.01.029>
- Yu Z, Singh SC, Gregory EPM, et al (2021) Semibrittle seismic deformation in high-temperature mantle mylonite shear zone along the Romanche transform fault. *Sci Adv* 7:eabf3388. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abf3388>

Yu, Z., Singh, S. C., & Maia, M. (2023). Evidence for low Vp/Vs ratios along the eastern Romanche ridge-transform intersection in the equatorial Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 621, 118380. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118380>

Zhang Y-S, Tanimoto T (1992) Ridges, hotspots and their interactions as observed in seismic velocity maps. *Nature* 355:45–49

Zhou J-S, Wang Q, Xing C-M, et al (2021) Crystal growth of clinopyroxene in mafic alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 568:117005. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117005>

VII. Annexes

Text S1. Navigation data processing

The positioning of the Nautilie is ensured by an ultra-short baseline (USBL) system and the calculation of the Nautilie's dead reckoning. The USBL system is based on an exchange of acoustic signals between a submersible beacon and the ship's ultrashort baseline. The dead reckoning is based on the recording of various parameters of the Nautilie during the dive including: the speed, the elevation compare to the seafloor, the immersion below the surface and the direction. This allows to calculate the dive route. Navigation data of the Nautilie included the time, longitude, latitude and immersion.

The navigation data processing was carried out with QGIS 2.18. It allows to filter the data by removing artefacts and recording issues (such as gaps in waypoints) and to merge USBL with dead reckoning data. At the same time, the direction of the Nautilie is checked by visualizing the dive with the Adélie Vidéo software developed by IFREMER (Adélie features:

<https://www.flotteoceanographique.fr/en/Facilities/Shipboard-software/Analyse-et-traitement-de-l-information/ADELIE/Features>). Adélie Vidéo is linked to navigation files that allows listing observations and taking georeferenced screenshots while viewing the videos.

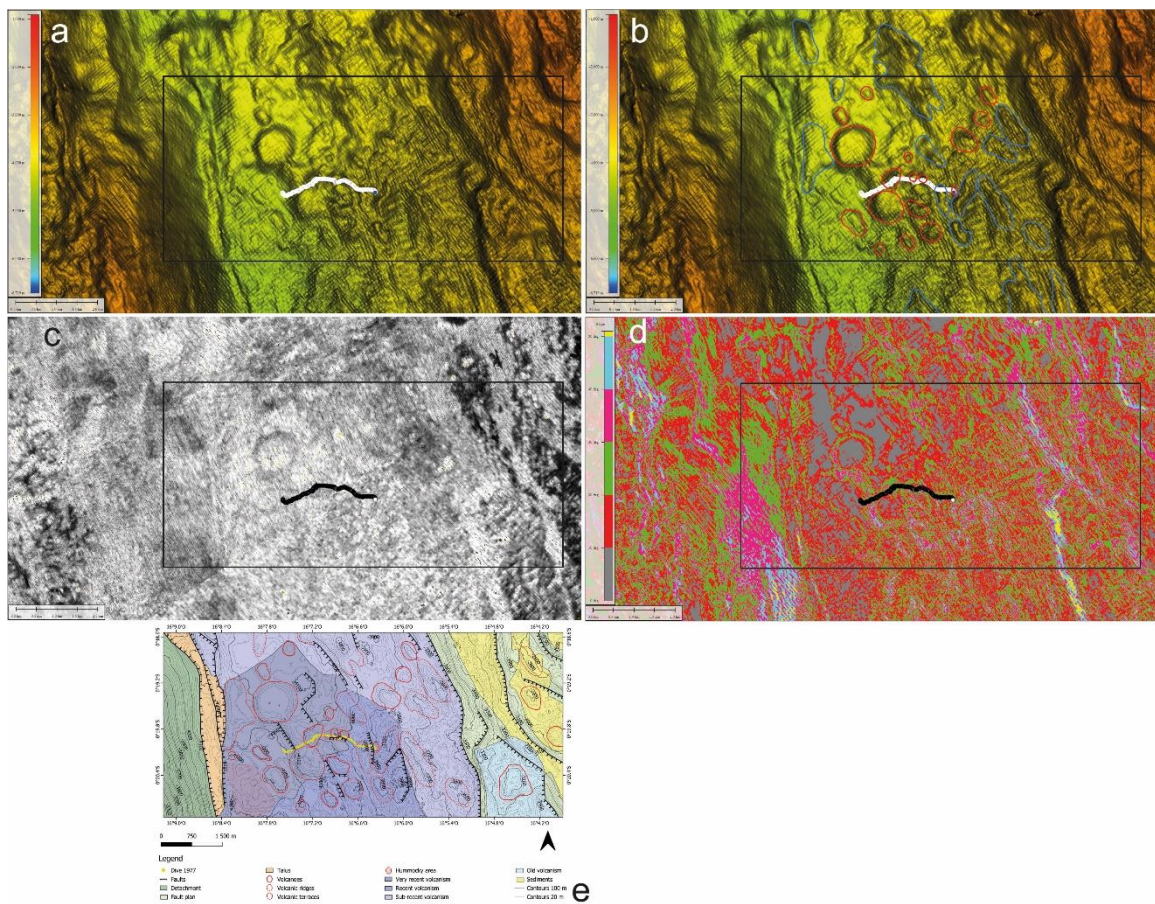


Figure S1. Maps used to identify volcanic features and faults from Global Mapper software. a Bathymetric map in the region of the dive 1977, segment RC3, b Bathymetric map with volcanoes (red) and narrow ridges (blue) circled, c Backscatter mosaic, d Slope map, e Geological map at the regional scale in the segment RC3. The black rectangle in maps a-d correspond to the limits of the geological map (e).

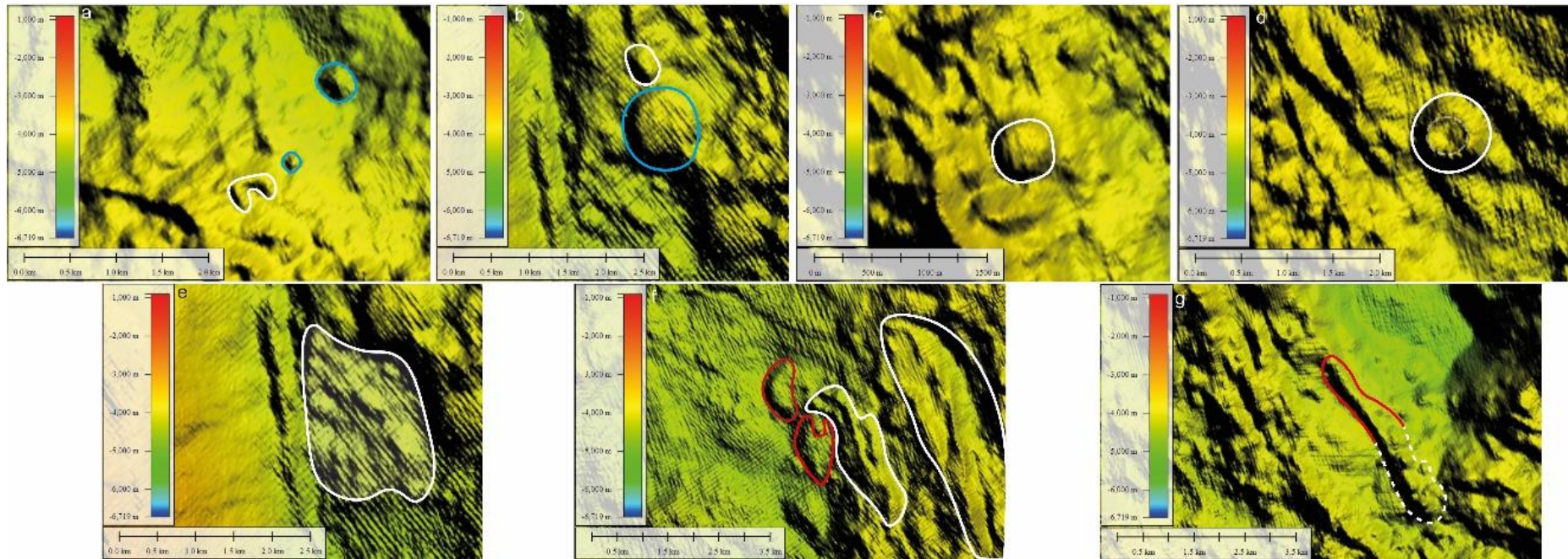


Figure S2. Bathymetric maps of representative examples of volcanic edifices describe at the segment scale. a Conical cones (blue lines) and horseshoe cone (white line), b Elongated cone (white line) and flattop seamount (blue line), c Dome shape seamount, d Seamount with a collapse crater, e Cluster of individual volcanic cones forming a hummocky area delimited by the white line, f Volcanic terraces (red lines) and narrow volcanic ridges with a crest shape, g Narrow ridge with a crest shape in its north part (red line) and its south part is composed by coalescent cones (white dotted line).

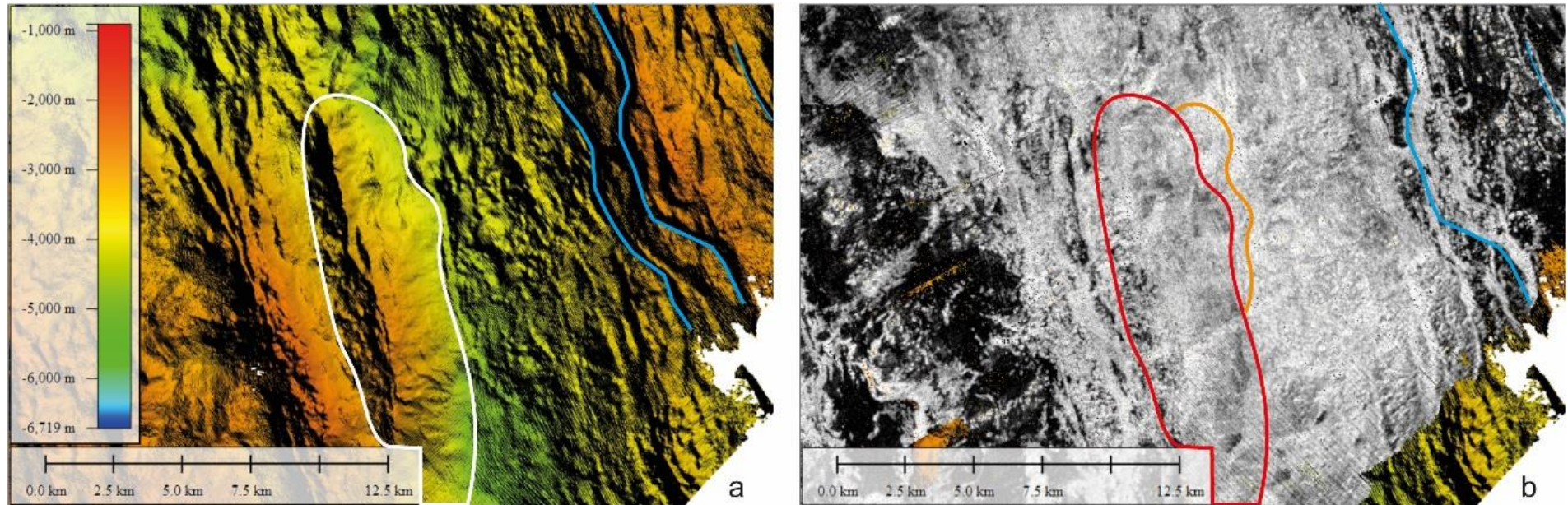


Figure S3. Bathymetric and reflectivity maps of tectonic structures describe at the segment scale observed in the segment RC3. a Bathymetric map where the blue lines delimited the base of fault scarps, the white line circled a detachment, b Reflectivity map where fault scarps (blue lines) appear as lines with high backscatter intensity, the red line circled a detachment with at its base a talus area appearing as a scrambled zone (orange line).

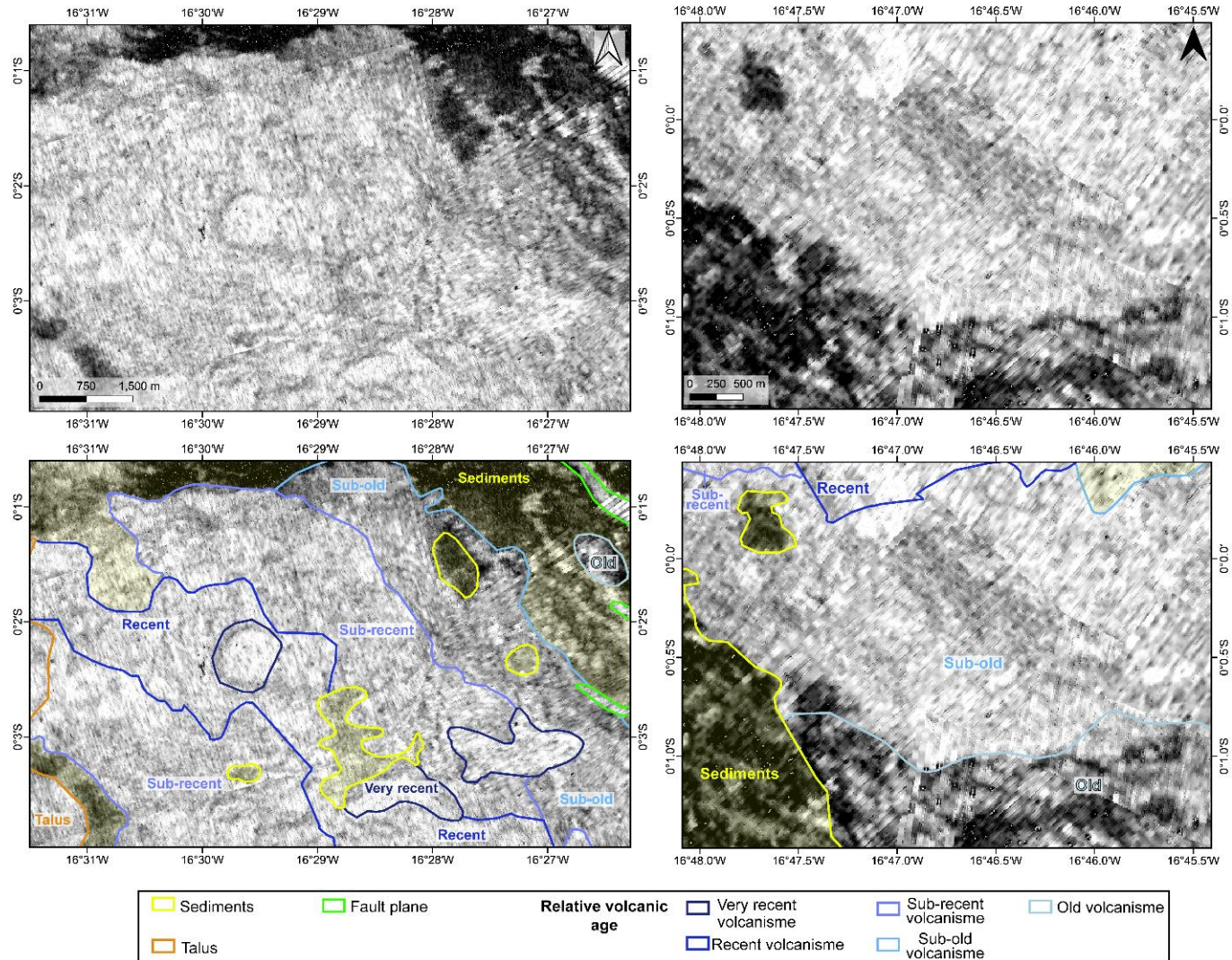


Figure S4. Backscatter mosaics of the neo-volcanic zone. Top: not interpreted. Bottom: Interpretations (colored lines) in terms of areas of different relative volcanic ages or other types of seafloor (sediments, fault planes and talus). The interpretation combines observations at outcrop (dives) and segment scales (bathymetry and backscatter maps).

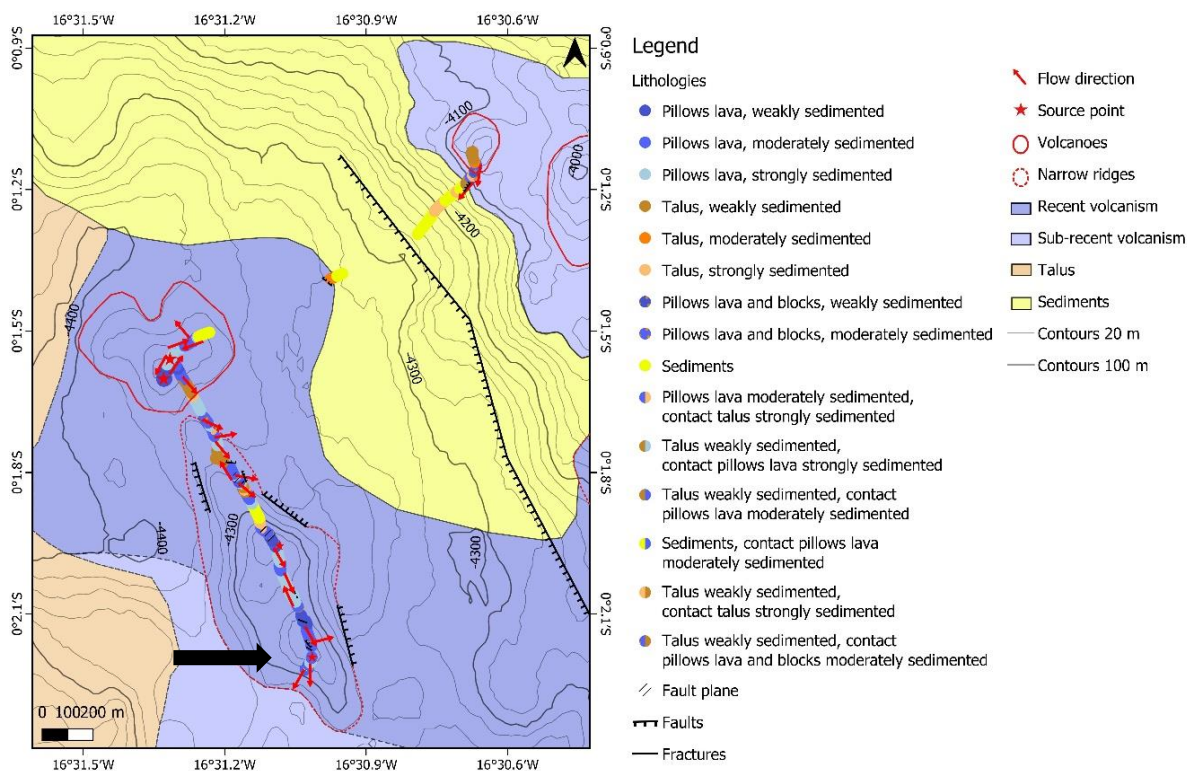


Figure S5. Geological map of dive 1979, located in the northwestern part of the segment RC2. The black arrow indicates the start point of the dive.

Text S2.

During dive 1979 an elongated ridge, a volcano and the west flank of the main central ridge were explored. The elongated ridge and the volcano appear to have been recently active. Their flanks and summits are built by fresh, rounded and elongated pillows. On the volcano, two haystacks were observed, one rounded and the other more elongated, suggesting fissural eruption. These structures are piles of lava of one to a few meters high. They are composed by elongated pillows with smooth surfaces, which flow radially from the summit and interpreted as extrusive loci (Ballard and Moore, 1977; Yeo and Searle, 2013). The rare talus observed are generally covered by a thin veneer of sediments and located at the base of the edifices. Two fault and fissure families affect these edifices, one parallel to spreading, N95 110°E, the other oblique to perpendicular to spreading, N120 155°E. Sediments and heavily sedimented talus cover the flank of the central ridge, suggesting that the ridge is older than edifices previously explored. The summit made of blocks and broken pillows is less sedimented. The presence of glass shards and a layer of iron hydroxide on broken pillows suggests that, this area was recently destabilized (cf. text section 3.3.2, § 7).

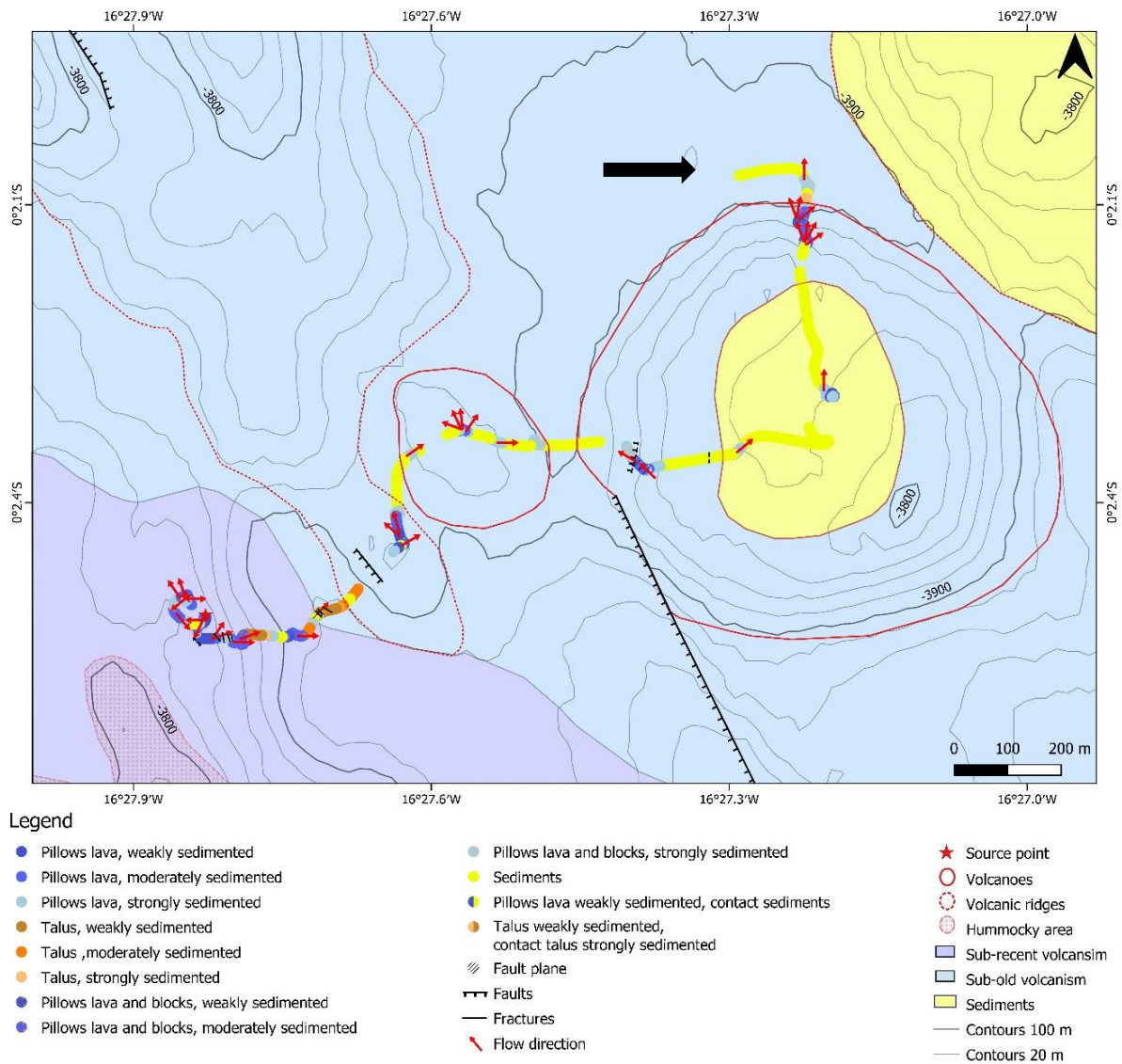


Figure S6. Geological map of dive 1974, located in the northeastern part of the segment RC2. The black arrow indicates the start point of the dive.

Text S3.

Dive 1974 surveyed a seamount with a collapsed crater in the eastern part of the axial valley, followed by a small edifice, a narrow elongated ridge, and finally climbed the eastern side of the axial volcanic ridge until reaching a flat area. The steep flanks of the seamount have rounded and elongated pillows frequently broken, with flat and draped lobes. These lobes are very elongated, flat, with a smooth surface and display a characteristic “draped shape”. The flanks are moderately sedimented whereas sediments fill the caldera, with some intact in-situ pillows testifying of post-caldera volcanic activity. The small edifice appears to be older than the seamount, as it is heavily covered by sediments, with only a few pillows visible on the slope and at the top. The narrow ridge, oblique to the axial volcanic ridge, has an eastern flank

consisting of rounded and elongated pillows, moderately sedimented. The summit displays fresh pillows with a thin sediment layer, as well as more sedimented pillows or sedimented areas. These observations indicate that the ridge underwent various volcanic events, some relatively recent. The base of the main axial volcanic ridge is cut by a set of north-south fissures and faults. The axial volcanic ridge is less covered by sediments than areas surveyed during the rest of the dive, which is consistent with the regional observations from the backscatter (Figure 9.b). The ridge flank consists of talus or blocks and pillows elongated to rounded, whereas its top shows alternating pillows with thin or thick sediment cover. The flat area is also affected by faults and fissures, oriented North-South and N130°E. Faults and fissures observed over the dive are oriented North-South or ~N140°E (Figure 6.d).

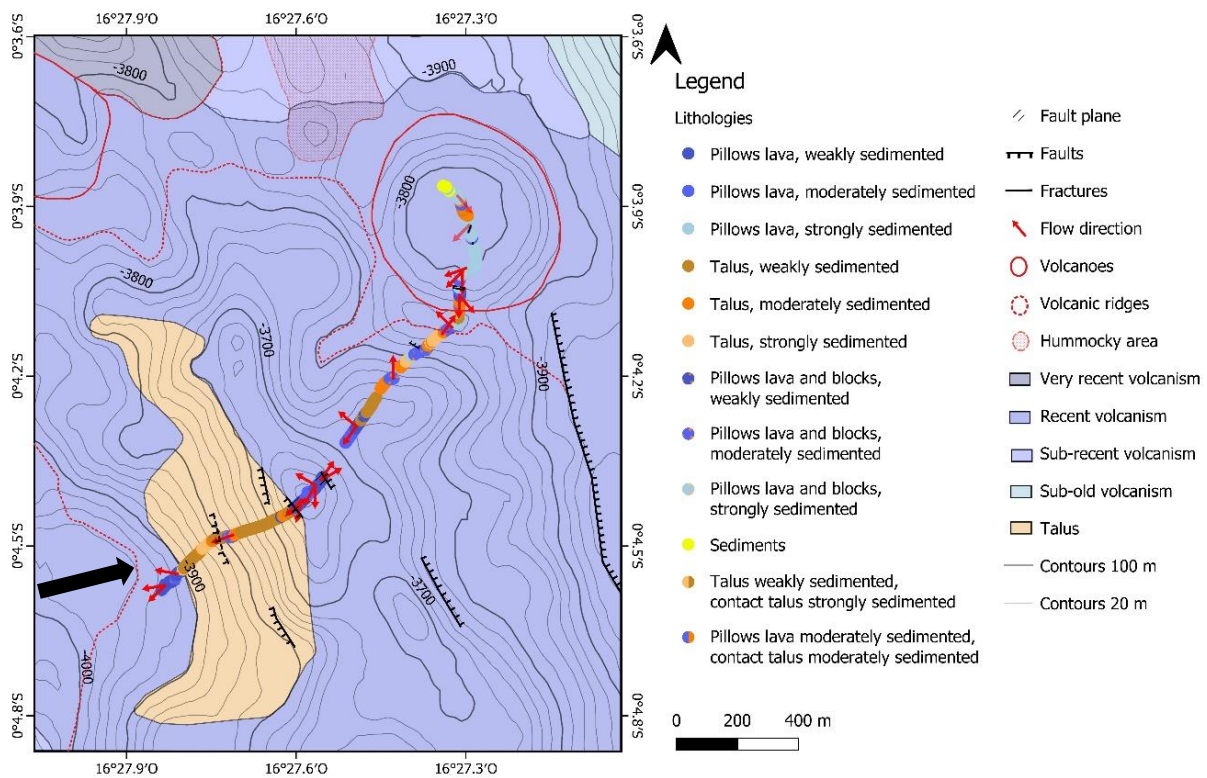


Figure S7. Geological map of dive 1975, located in the center of the segment RC2. The black arrow indicates the start point of the dive.

Text S4.

Dive 1975 explored an elongated ridge forming the crest of the axial volcanic ridge in the center of the RC2 segment, and a flat-topped seamount on its eastern flank (Supplementary B Figure 3). The area is characterized by recent volcanic and tectonic activities. The base of the western flank of the elongated ridge shows fresh elongated and rounded pillows. The major part of the flank is covered by recent talus, slightly covered by sediments. Some blocks are coated by iron hydroxide. The top, overlaid by fresh, slightly sedimented pillows, appears to be recent. The eastern flank, on the contrary, appears to have been active less recently. Indeed, except for the upper part, the flank, covered by blocks and pillows, this flank is more sedimented. Few faults were observed, trending N120°E to N140°E. The flank of the flat-topped seamount on the northeast side of the ridge is covered by talus heavily to slightly sedimented. Intact pillows, elongated or rounded, appear near the summit. Large rounded, heavily sedimented pillows overlay the top of the seamount. Aligned, broken pillows indicate the presence of fissures with North-South and N120-130°E orientations. On the summit, the broken pillows suggest that small collapses occurred.

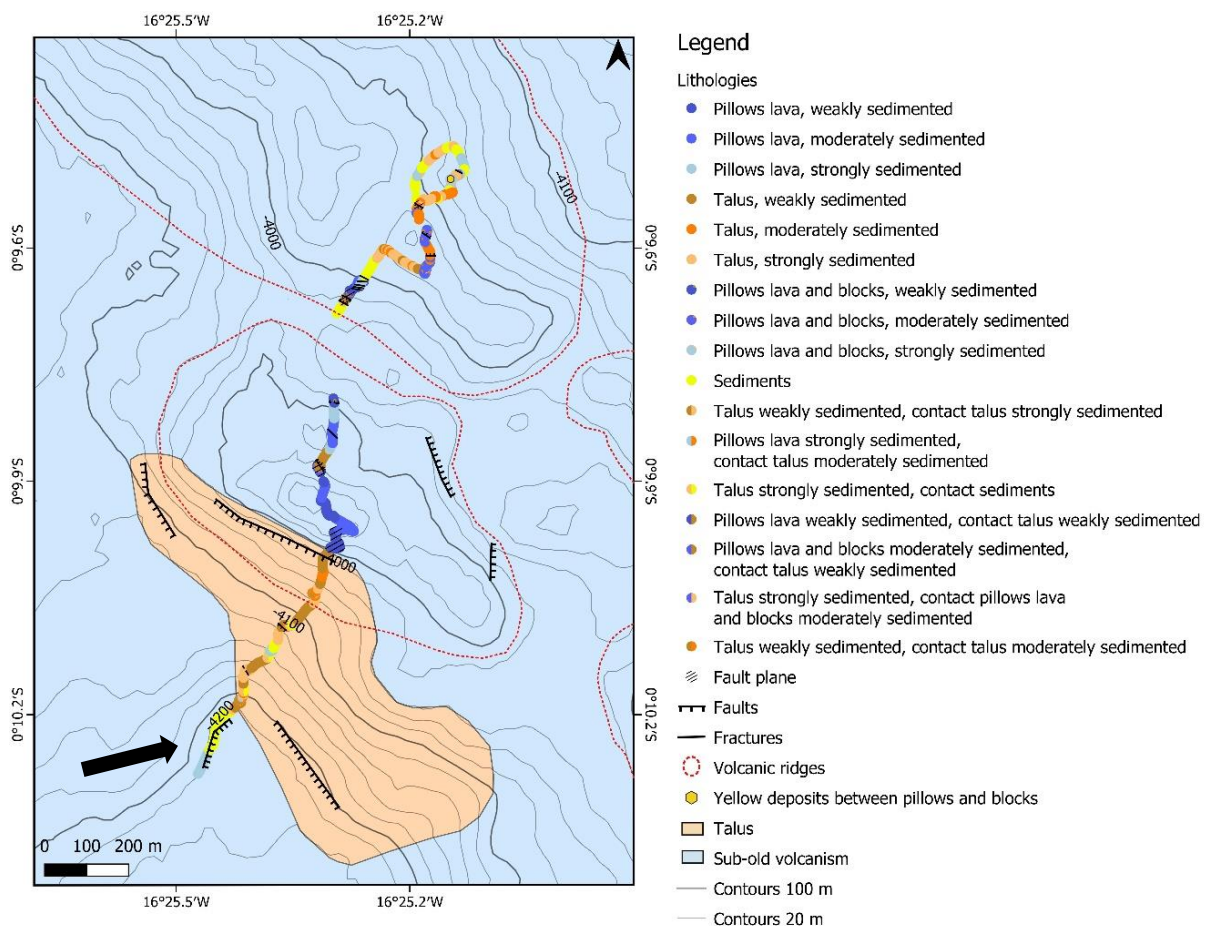


Figure S8. Geological map of dive 1973, located in the southern part of the segment RC2. The black arrow indicates the start point of the dive.

Text S5.

The curved, southern end of the RC2 segment, oriented approximately N130°E, was investigated with the dive 1973 during which two narrow ridges were crossed (Supplementary B Figure 4). The dive started on the flank of a small basin heavily covered by sediments, with some pillows. The west flank of the first narrow ridge was covered by talus, but these probably formed recently since they were moderately to slightly covered by sediments and near the summit blocks coated by iron hydroxide were present. The summit was cut on its western and eastern flanks by N130°E and N150°E faults. The summit was made of intact and rounded pillows, lightly covered by sediments. The eastern flank is also composed of pillows, but here, the sediment cover is thicker. The second ridge seems older, because the flanks are highly covered by sediments and the summit is formed by broken pillows. On the eastern flank, yellow deposits were locally observed between broken pillows. These deposits can result from low temperature diffuse hydrothermal circulation. Contrary to the first ridge, this one

was affected by numerous fractures and faults. In this area two main tectonic structural orientations were observed, one oblique to the spreading direction (N120-130°E) and the second one with an east-west trend (N90-110°E).

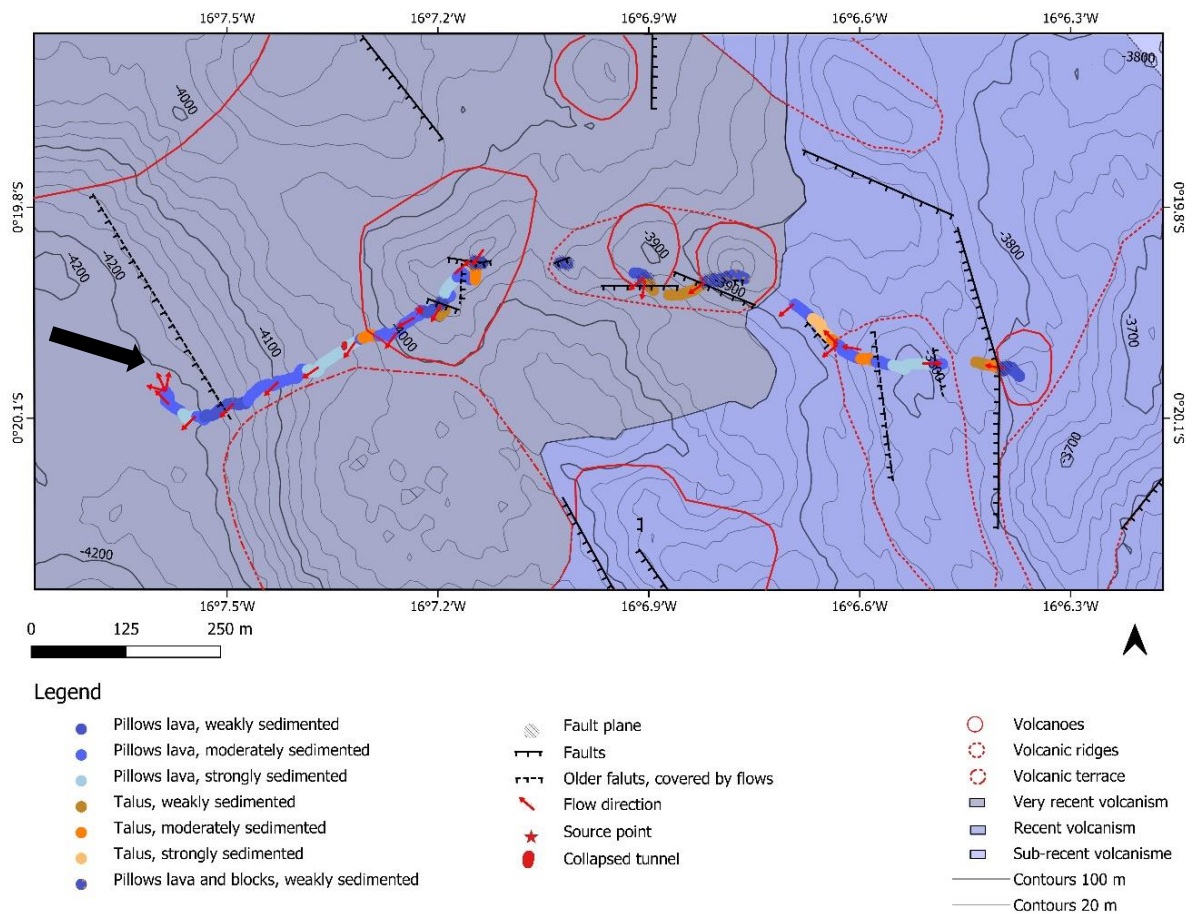


Figure S9. Geological map of dive 1977, located in the segment RC2. The black arrow indicates the start point of the dive.

Text S6.

Dive 1977 crossed a large slope covered by pillows until reaching a flat summit. Further along the dive, three cones were explored, followed by the extremity of a narrow ridge and a fourth cone (Supplementary B Figure 5). Contrary to the observations made at the regional scale, fault orientations observed during the dive are equally divided between north-south, N140°E and east-west directions (Figure 12.d). The large slope surveyed during the initial part of the dive is possibly an old fault scarp currently covered by pillows. The flat summit of this structure is coated by sedimented, large, rounded and empty pillows. A small collapsed lava tunnel was observed. All of the three explored cones show traces of recent volcanic activity. These edifices are affected by faults, with directions varying between N 80° and N 140°, with talus at their base. Some faults have been recently active, because blocks and fault walls are coated by iron hydroxide and glass shards are presented (cf. section 3.3.2, § 7). The second cone is cut by a recent fault and pillows flow over the fault wall from the summit of the

edifice, which indicates that a volcanic event occurred shortly after the fault formed. A layer of massive lava was observed between pillows. The narrow ridge and the last cone seem to be older terrains, because the sedimentary cover is slightly thicker. This is consistent with the decrease of the backscatter intensity in this area. The flank of the ridge is made of alternating talus and pillows, moderately covered by sediments, and its summit by large and flat pillows, sedimented. The last small cone appears to be more recent than the ridge, because its summit is coated by a thin layer of sediments. This cone is affected by a fault N 180° and its base is covered by a talus thinly sedimented. Some pillows flow over the fault wall.

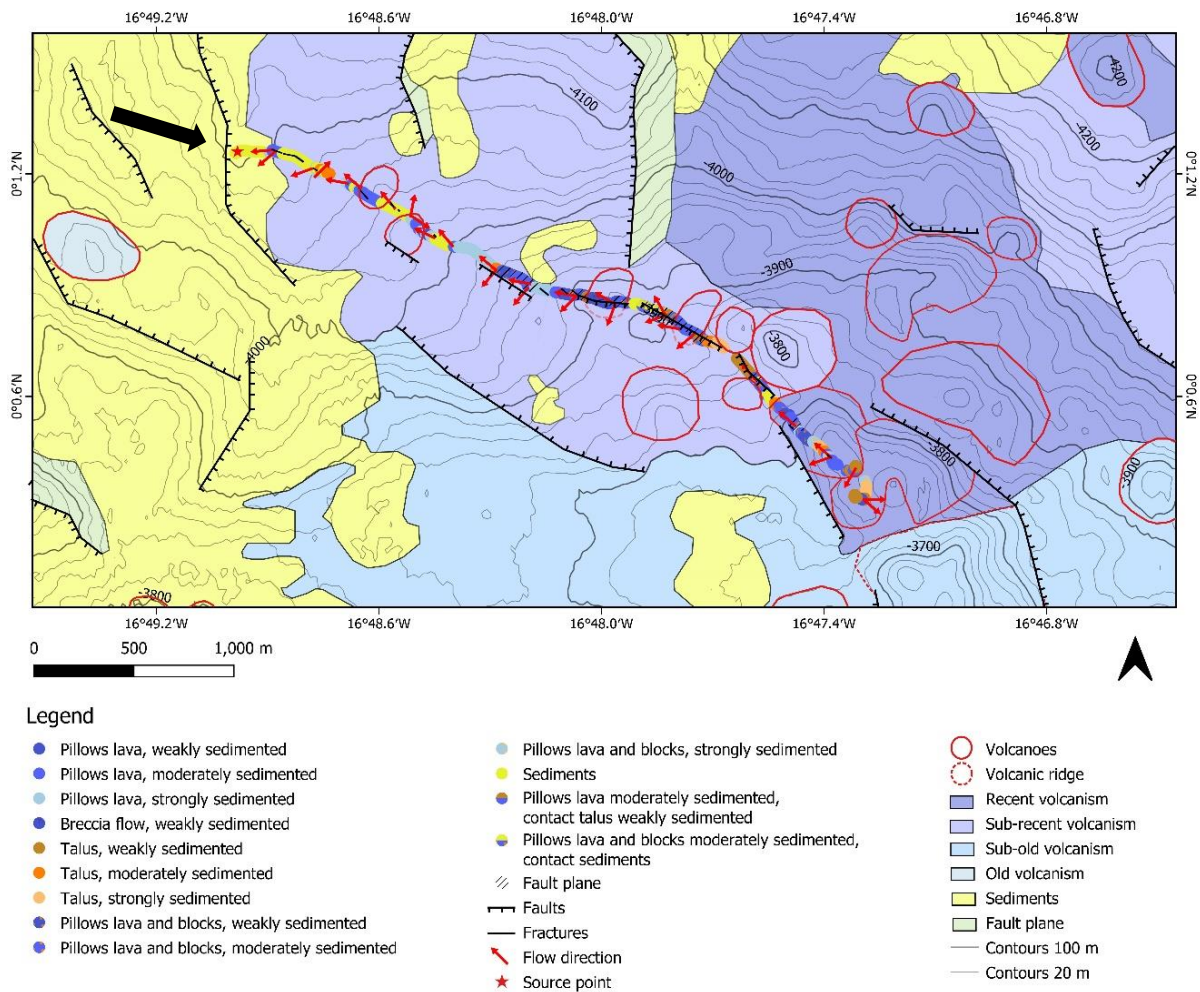


Figure S10. Geological map of dive 1970, located in the western part of NTD1. The black arrow indicates the start of the dive.

Text S7.

Dive 1970 explores a volcanic area formed by volcanic cones and fault alignments of N110°E and N140°E directions (Figure S10). The initial part of the dive corresponds to a flat topography, covered by sediments, and affected by fractures. Few small pillow mounds were observed and the slope increases towards the southeast. A sediment coat is observed on all fault walls and at their bases, the sediment thickness varies on each feature, indicating they have not been recently active and that they were not active at the same time. A layer of massive lava was observed interbedded between pillows. A breccia lava flow was observed at the base of a small fault (Figure 3.d). This flow is less covered by sediments than the rest of the zone and is possibly the most recent of the area. This flow is composed of broken lobes and rounded blocks (Gràcia et al., 1999; Schnur et al., 2017). The end of the dive corresponds to a change in the orientation of both volcano alignment and faults. Faults and fissures have an N130°E

to N170°E orientation and edifices are aligned following an N160°E direction. The flank of the largest volcano, at the end of the dive, shows alternating pillow lavas, with talus or blocks and pillows slightly to strongly sedimented. Some parts of the flank, slightly sloping, are covered by pillow lavas and broken pillows lightly sedimented. Broken pillows covered by a thin sediment layer are found on the summit.

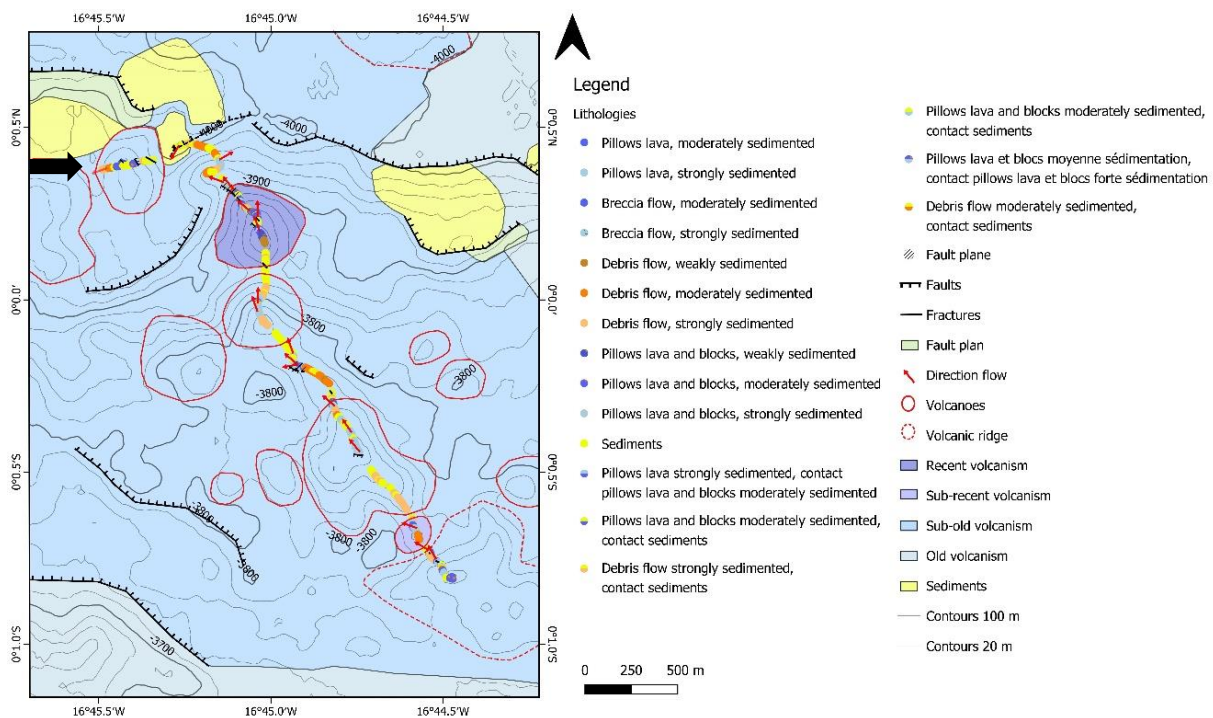


Figure S11. Geological map of dive 1980, located in the western part of NTD1. The black arrow indicates the start of the dive.

Text S8.

The cluster of volcanoes observed during dive 1980 (Supplementary B Figure 7) is more covered by sediments than the one explored during dive 1970 as the area appears to be more sedimented on backscatter mosaics. This is confirmed by the dive observations, because edifices are covered by sediments for almost the entire dive. The dive explored, in sequence, three volcanoes, an old dyke, a seamount and another cone. The dive ends climbing the northwest flank of a narrow ridge. The surveyed edifices are aligned following a N150-160°E direction and are affected by faults and fissures oriented between N 90° and N 150°. Their flanks are mainly covered by talus, and show few in-situ and intact pillows. A thick sediment layer covers the pillows, excepted at the summit of the second edifice, where fresh rounded pillows were observed. Between the three volcanoes and the seamount, a 200 m-long crest was observed, whose uppermost part displays large broken pillows and whose flanks are covered by sediments and blocks. Due to its elongated and regular shape, we interpreted this crest as an old dyke.

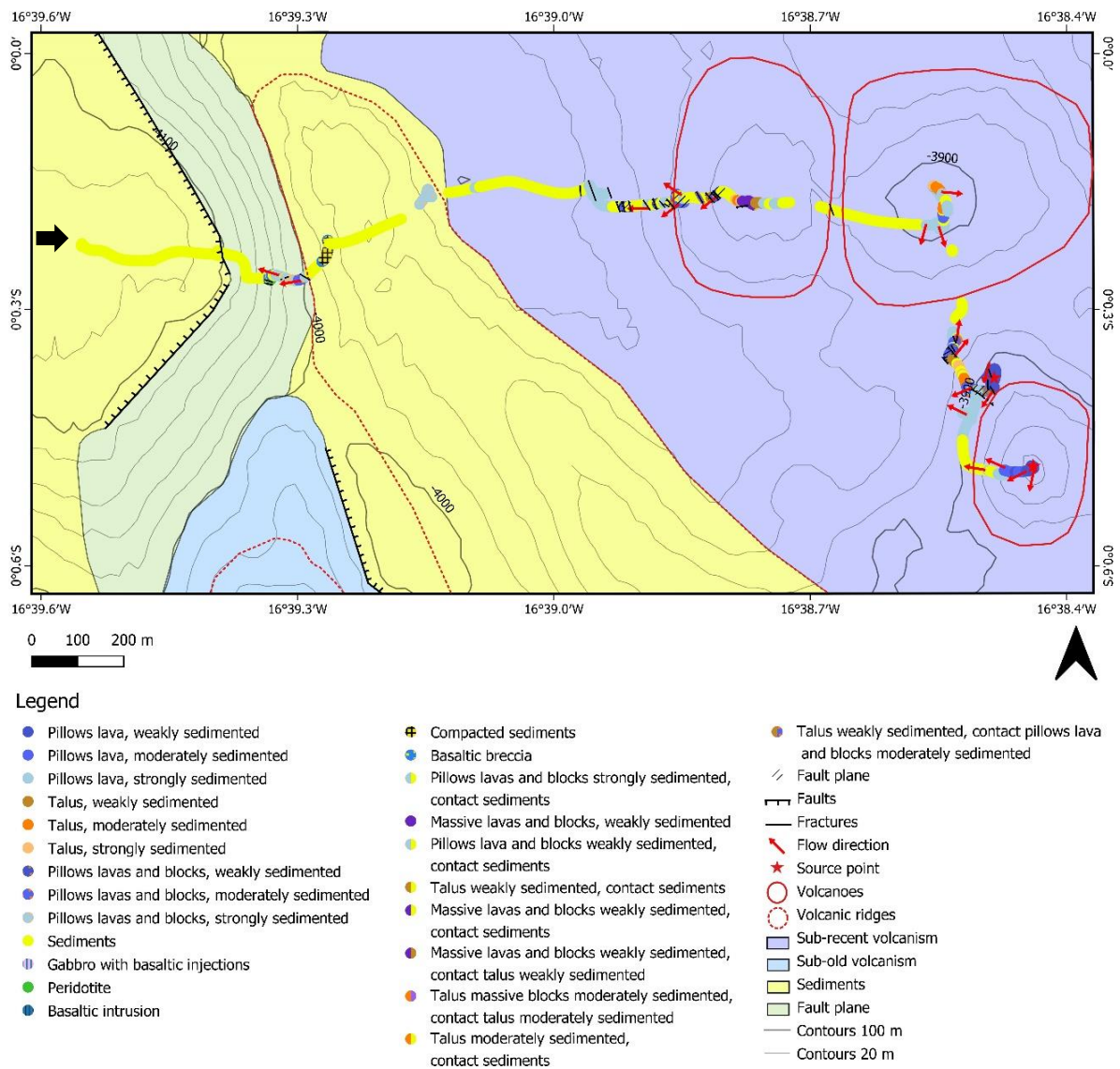


Figure S12. Geological map of dive 1976, located in the eastern part of NTD1. The black arrow indicates the start point of the dive.

Text S9.

The dive 1976 started in a basin, climbed its east flank and arrived on a plateau where a narrow ridge is present, followed by three cones (Supplementary B Figure 8). The basin is filled with sediments and on its flank, peridotite and gabbro outcrops were observed (Figures 4. a-b). Peridotite outcrops have a massive aspect or a lenticular form, while gabbros have a granular texture and are often cut by basaltic dikes. These lithologies are overlaid by basalt flows highly sedimented. This part of the slope is affected by N100°E fractures. On the plateau above the basin, a narrow ridge is present, also covered by sediments. On its west flank an outcrop of basaltic breccia and an 11 m-thick layer of compacted sediments are observed. Heavily sedimented pillows and blocks are found on its east flank. The plateau between the ridge and the

first volcano is affected by a series of N160°E to N175°E-trending fractures and by a small graben with a similar direction. In the vicinity of the first cone, another cluster of fractures cut the seafloor, trending N120°E to N165°E. The few pillows observed on the first cone were heavily sedimented or exposed in N135-150°E-trending fault walls. The summit is formed by a 90°-tilted block of massive lava and pillows (Figure 5.e). The second cone is also mainly covered by sediments. Its summit is made of broken pillows mixed with massive flows and of moderately to heavily sedimented pillows. The last cone, less covered by sediments than the other edifices, seems to be the most recent. Slightly sedimented pillows and haystacks have been observed on its flank, while the summit is almost clear of sediments. Two families of fractures and faults cut the base of this volcano, one with directions N160 to N195°E, and the other N130 to N150°E.

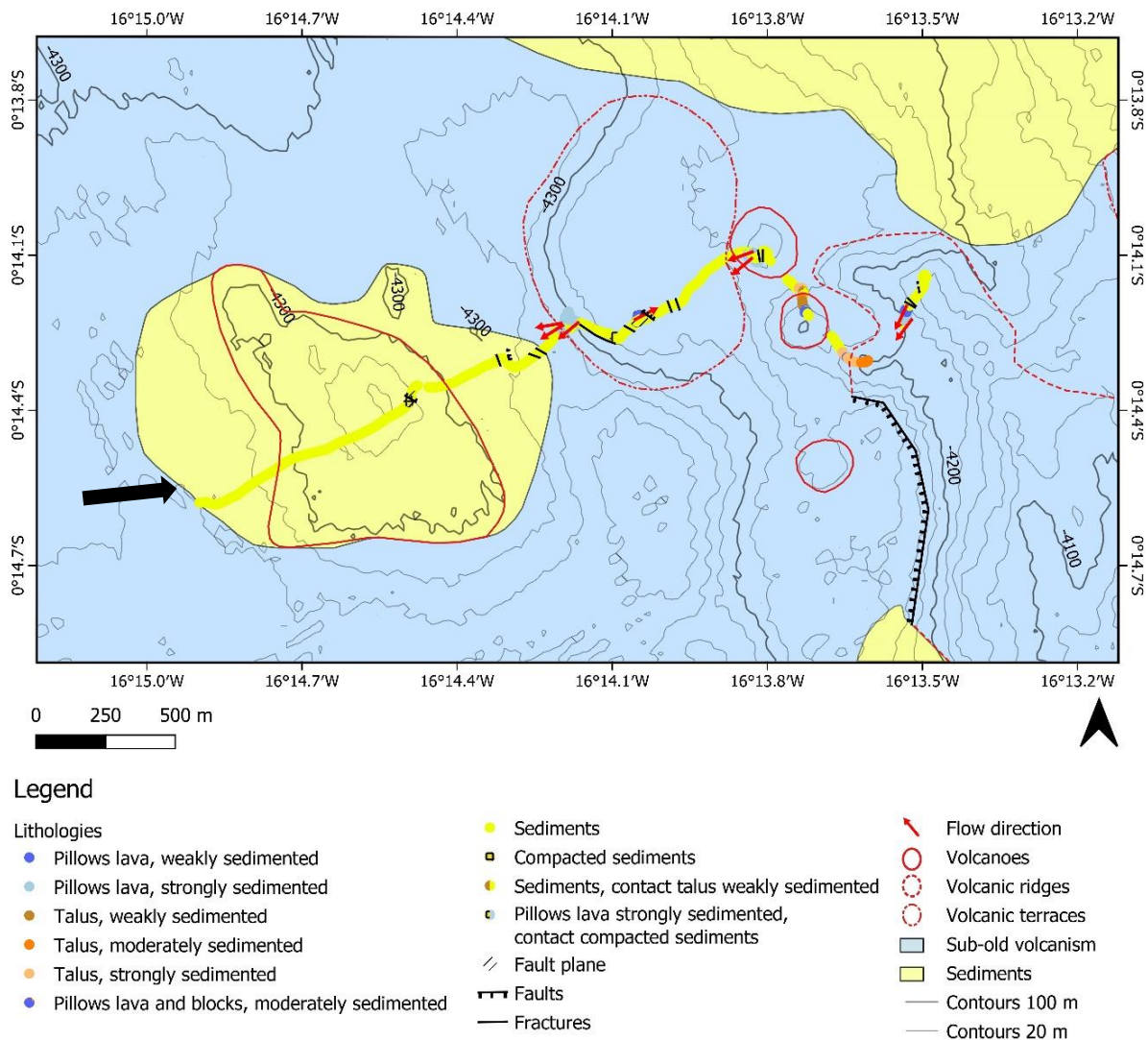


Figure S13. Geological map of dive 1978, located in the NTD2. The black arrow indicates the start of the dive.

Text S10.

Dive 1978 surveyed the centre of the basin and the base of its eastern boundary. It explored a volcanic edifice, a volcanic terrace, two cones and a narrow ridge (Supplementary B Figure 9). The first edifice is completely sedimented. Small collapses and humps in the sediments suggest the presence of pillows underneath. The only outcropping rocks are compacted sediments exposed in a N120°E fault wall. Between this edifice and the terrace, successions of N120°E and N160°E fractures were described. The first pillows of the dive were observed on the flank of the terrace. Other pillows were observed inside a fracture and exposed by a small fault, both having an N 120°E direction. The summit of the terrace is cut by N160°E fractures. On the first cone, broken and sedimented pillows are present on the flank, while its summit is

completely covered by sediments and cut by N170°E–NS-trending fractures. The second cone is less covered by sediments, its slope is overlaid by moderately to strongly sedimented talus, as well as pillows, with massive lava layers. As observed on the first cone, the summit is covered by sediments. An elongated curved prolongation of the ridge was explored, consisting of talus strongly to moderately covered by sediments. The summit is entirely covered by sediments and cut by fractures N120°E and N135°E. Although the thick sediment layer in the entire area suggests an older setting, the samples collected show little to no alteration and glass was often present.

Text S11.

The measurements of argon are performed on the microcrystalline groundmass. The analysis of major elements was performed on this groundmass to obtain the rate of K_2O and the Loss Of Ignition (LOI). Samples were crushed and sieved, keeping the size fraction of 2-1 mm. Phenocrysts and fractions with alteration were manually removed. Samples were dissolved in a solution of 1 ml of HNO_3 and 3 ml of HF, which was heated for 24h, and then 96 ml of H_3BO_3 were added to neutralize the effect of HF (Cotten *et al.*, 1995). Major element compositions were analyzed by ICP-AES at IUEM in Brest (Pôle Spectrométrie Océan).

Table S1. Major elements analysis results of the four selected samples

Samples	SMA1970-192	Std	SMA1970-200	Std	SMA1974-279	Std	SMA1976-318	Std
SiO₂	49.8	0.37	50.2	0.56	47.7	0.38	49.4	0.27
TiO₂	1.72	0.01	1.66	0.01	2.53	0.05	1.83	0.02
Al₂O₃	16.4	0.07	16.7	0.21	15.7	0.14	15.3	0.19
Fe₂O₃	10.5	0.05	10.1	0.05	10.7	0.09	10.3	0.10
MnO	0.16	0.00	0.15	0.00	0.15	0.00	0.16	0.00
MgO	7.28	0.09	6.97	0.04	5.37	0.02	6.24	0.03
CaO	9.37	0.07	9.36	0.06	11.20	0.05	10.31	0.08
Na₂O	3.93	0.02	3.80	0.03	3.61	0.00	3.56	0.01
K₂O	0.41	0.01	0.43	0.00	1.46	0.01	0.77	0.01
P₂O₅	0.27	0.00	0.25	0.00	0.60	0.00	0.39	0.00
LOI	-0.43		0.00		0.97		0.50	
Total	99.41		99.58		99.97		98.65	

Text S12. Selection criteria and sample preparation for geochronology

Glassy samples were avoided because they possibly bear argon excess caused by rapid quenching under high hydrostatic pressure conditions, which impedes loss of the non-initial atmospheric argon. The excess $^{40}\text{Ar}^*$ component can be partially ruled out by processing only the well-crystallized interiors of submarine basalt flows (Dalrymple and Moore, 1968; Duncan and Hogan, 1994). Accordingly, we selected sample portions at least 4 cm far from the glassy rims of the pillow lavas. Another concern is partial alteration by seawater and hydrothermal activity that may result in gain or leaching of K with dramatic effects on the reliability of the derived K-Ar clock ages.

Several indicators are available to estimate the degree of alteration of submarine volcanic samples. We have used major elements analyses to estimate the degree of alteration (Table S1). The loss-on-ignition values (L.O.I.) range from -0.43 to 0.97 %, suggesting that the four selected samples are essentially unaltered. We also used the alteration index (A.I.) of Baksi (2007) that is based on ^{36}Ar contents to evaluate the freshness of the samples. This non-dimensional parameter relates the ^{36}Ar levels to that of ^{39}Ar for K-rich phases and to ^{37}Ar for Ca rich phases. For basalts, this parameter is defined as follow:

$$\text{A.I.} = [({}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{m}} - ({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} \times ({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{c}}] \times (\text{J}/0.01) \times (\text{B}/\text{D}),$$

where $({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ is the correcting factor for interfering neutron reactions, $({}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$ is the measured isotopic ratio, $({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{c}} = (\text{measured})$ isotope ratio, corrected for decay of ^{37}Ar , B = K content (%) of the sample and D = K content for normalization purposes, 0.65 % for whole-rock material. The cut-off value for fresh basalts is < 0.0006.

Text S13. Mass-spectrometric measurements

For $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating experiments, splits of 130-140 mg were wrapped into 99.5% copper foil packets, loaded in aluminum disks, and then irradiated in the CLICIT facility at the Oregon State University TRIGA reactor for 120 minutes (CO#014) and 60 minutes (CO#015). After irradiation, samples were loaded into a stainless-steel carousel over a double-vacuum resistance furnace and degassed at 500°-550°C to remove unwanted large quantities of atmospheric argon. Extraction and gas clean-up procedures followed during the step-heating experiments as well as the mass-spectrometric experiments were identical to the one fully described in Guillou *et al.* (2011).

Neutron fluence (J) was monitored by co-irradiation of ACs crystals (Nomade *et al.*, 2005) placed in three pits encircling each sample. The J value for each sample was determined from 6 single crystal laser fusion analyses of ACs and is reported in Supplementary Tables with the correction factors for interfering neutron reactions. Corresponding J values were calculated using an age of 1.1891 ± 0.0009 Ma (Niespolo *et al.*, 2017). The total decay constants of Renne *et al.* (2011) and the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmospheric ratio at 298.56 (Lee *et al.*, 2006) were used for age calculations. The precision of the mass discrimination correction was monitored by daily measurements of air argon and is about 0.1 - 0.15% (1σ standard deviation for multiples of experiments) all during the period of measurements.

After irradiations, pure groundmass aliquots, were incrementally heated in 8 to 10 steps between 600° and 1200°C using a metal resistance furnace. Isotopic measurements were achieved using a high-sensitivity noble gas GV5400 instrument operated in ion counting mode. One analytical run consists of 20 peak scans of each argon isotope with integration times of 2 s (^{40}Ar , ^{39}Ar), 10 s (^{37}Ar , ^{38}Ar , baseline) and 20 s (^{36}Ar), first preceded by a peak centering routine on the five Ar isotopes, upon admission of the sample into the mass-spectrometer. Raw argon isotope abundances are regressed back to inlet time using GV software (NG v.2.90) based on linear, or polynomial least-squares fit. The instrument was operated at a sensitivity of 8×10^{-3} A/Torr. The precision and accuracy of the mass discrimination correction was monitored by periodical measurements of air argon. This monitoring is performed using a dedicated air-calibration system featuring a 6 liters tank filled with purified atmospheric argon. This system allows for a 1 cc (e.g., 600 000 counts s⁻¹ (cps on ^{40}Ar) or multiple of 1 cc atmospheric aliquots to be delivered into the mass spectrometer

and permits a careful monitoring of the mass discrimination over a wide dynamic range with a precision better than 0.15% (2σ ; standard deviation for multiples of experiments) for any given bean size measured. The achieved precision allows in principle to measure with confidence samples with about or more than 1% $^{40}\text{Ar}^*$ (radiogenic argon). System blanks were measured prior to step-heating experiments at temperature between 600 and 1300°C. Blanks were between 1.4×10^{-16} and 8.6×10^{-16} mole of ^{40}Ar and between 1.0×10^{-18} and 3.4×10^{-18} mole of ^{36}Ar . On average, these values are 30 to 50 times lower than the sample signals.

Plateau ages, isochron regressions, probability of fit estimates as well as all the errors were calculated using ArArCalc (Koppers, 2002) and following the criteria defined in Schaen *et al.*, (2021).

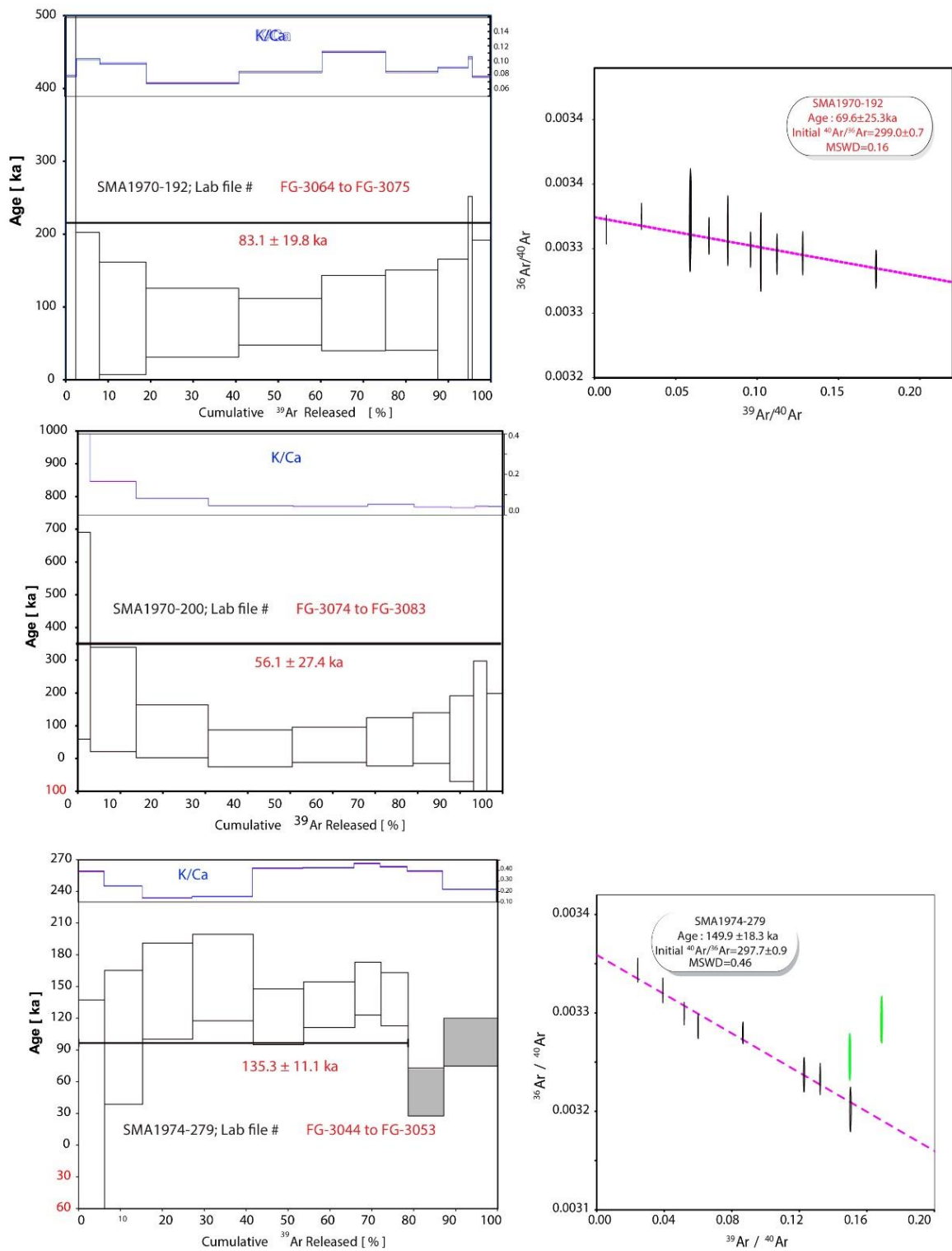


Figure S14. Plateau ages and evolution of K/Ca ratio (left) and inverse isochron (right) for SMA1970-192, SMA1970-200, SMA1974-279. Uncertainties are $\pm 1\sigma$. Boxes in grey were not included in the plateau age.

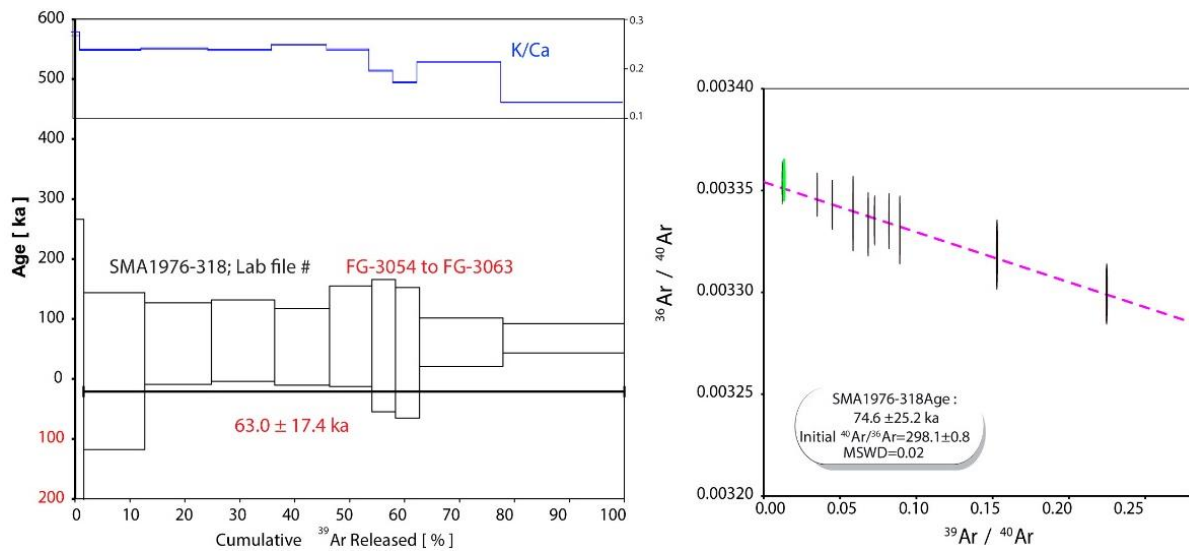


Figure S15. Plateau ages and evolution of K/Ca ratio (left) and inverse isochron (right) for SMA1976-318. Uncertainties are $\pm 1\sigma$.

Table S2. Shape parameters morphology of volcanoes from NTD1, measured with Global Mapper.

Area	Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1 - (D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
NTD1 west	12	Cone	161	47	21	0,13	0,29	1,31	0,02	6,92E+04
	13	Cone	273	51	47	0,17	0,18	0,14	0,06	1,04E+06
	14	Cone	273	92	34	0,12	0,34	0,07	0,09	5,50E+05
	15	Cone	495	208	47	0,09	0,42	0,02	0,40	1,07E+07
	16	Seamount	733	230	50	0,07	0,31	0,18	0,17	2,30E+06
	17	Seamount	650	182	78	0,12	0,28	0,19	0,22	3,84E+06
	18	Cone	338	83	40	0,12	0,24	0,20	0,03	1,80E+05
	19	Cone	421	208	35	0,08	0,49	0,44	0,03	2,76E+05
	20	Cone	221	74	47	0,21	0,33	0,31	0,05	2,85E+05
	21	Cone	201	52	35	0,17	0,26	0,09	0,10	9,73E+05
	22	Cone	259	66	48	0,19	0,25	0,22	0,10	1,06E+06
	23	Cone	350	90	29	0,08	0,26	0,29	0,34	9,46E+06
	29	Cone	396	162	38	0,09	0,41	0,08	0,05	5,01E+05
	30	Cone	360	151	71	0,20	0,42	0,04	0,15	2,98E+06
	31	Seamount	519	194	53	0,10	0,37	0,80	0,12	1,85E+06
	32	Cone	410	187	50	0,12	0,46	0,18	0,16	3,84E+06
	33	Cone	428	110	87	0,20	0,26	0,10	0,13	2,16E+06
	34	Cone	375	133	46	0,12	0,36	0,13	0,23	3,35E+06
	35	Cone	456	168	28	0,06	0,37	0,10	0,08	6,17E+05
	36	Cone	306	145	37	0,12	0,47	0,57	0,11	1,56E+06
38	Cone	259	61	34	0,13	0,23	0,61	0,13	2,64E+06	
39	Seamount	603	214	61	0,10	0,36	0,30	0,19	4,40E+06	
45	Cone	371	142	33	0,09	0,38	0,13	0,38	4,97E+06	

Table S2. Continue.

Area	Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1 - (D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
NTD1 east	1	Cone	291	101	49	0,17	0,35	0,74	0,06	8,80E+05
	2	Cone	241	122	22	0,09	0,51	0,43	0,05	3,29E+05
	3	Cone	216	52	29	0,13	0,24	0,14	0,04	4,04E+05
	5	Cone	405	140	38	0,09	0,35	0,13	0,08	2,07E+06
	6	Cone	329	136	111	0,07	0,38	0,24	0,15	6,55E+05
	8	Cone	303	119	94	0,08	0,35	0,32	0,05	9,21E+05
	9	Cone	269	134	141	0,17	0,51	0,03	0,05	4,40E+05
	10	Cone	212	122	81	0,18	0,48	0,15	0,05	7,81E+05
	6	Cone	329	136	111	0,07	0,38	0,24	0,06	6,55E+05

Table S3. Shape parameters morphology of volcanoes from RC2, measured with Global Mapper.

Area	Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1 - (D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
RC2 north	1	Cone	499	204	40	0,08	0,41	0,39	0,21	3,72E+06
	2	Cone	377	141	64	0,17	0,37	0,02	0,12	2,16E+06
	3	Cone	588	322	33	0,06	0,55	0,02	0,30	4,29E+06
	5	Cone	312	104	44	0,14	0,33	0,06	0,08	1,18E+06
	6	Cone	321	189	30	0,09	0,59	0,87	0,09	1,21E+06
	8	Cone	306	114	31	0,10	0,37	0,07	0,07	8,07E+05
	9	Cone	347	195	54	0,15	0,56	0,31	0,12	1,98E+06
	10	Cone	476	157	59	0,12	0,33	0,17	0,18	4,43E+06
	11	Cone	453	195	71	0,16	0,43	0,22	0,18	6,07E+06
	12	Cone	524	341	42	0,08	0,65	0,47	0,21	2,20E+06
	13	Cone	279	99	21	0,07	0,35	0,27	0,07	7,31E+05
	14	Seamount	616	360	70	0,11	0,58	0,00	0,29	1,05E+07
	15	Cone	396	137	46	0,11	0,34	0,22	0,15	1,70E+06
	16	Cone	328	128	34	0,10	0,39	0,06	0,11	3,54E+06
	17	Cone	316	160	34	0,11	0,51	0,96	0,13	1,21E+06
	18	Cone	272	63	45	0,17	0,23	0,26	0,07	1,14E+06
	19	Seamount	883	534	96	0,11	0,61	0,00	0,60	2,62E+07
	24	Cone	327	159	38	0,11	0,49	0,55	0,09	9,22E+05
	25	Cone	284	113	42	0,15	0,40	0,30	0,09	1,52E+06
	27	Cone	357	201	44	0,12	0,56	0,24	0,10	1,69E+06
	28	Cone	331	131	56	0,17	0,40	0,21	0,09	1,78E+06
	29	Cone	307	108	42	0,14	0,35	0,13	0,09	1,44E+06
	30	Seamount	595	303	106	0,18	0,51	0,54	0,29	8,22E+06
	31	Cone	188	93	57	0,30	0,49	0,19	0,03	4,21E+05

Table S3. Continue.

Area	Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1 - (D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
RC2 north	32	Cone	342	142	51	0,15	0,42	0,45	0,12	2,41E+06
	33	Cone	397	216	53	0,13	0,54	0,79	0,13	3,20E+06
	34	Cone	396	140	45	0,11	0,35	0,13	0,11	1,76E+06
	35	Seamount	1199	942	113	0,09	0,79	0,14	1,24	5,39E+07
	36	Cone	262	97	49	0,19	0,37	0,05	0,05	9,44E+05
	37	Cone	350	198	31	0,09	0,57	0,34	0,10	1,09E+06
	38	Cone	413	241	22	0,05	0,58	0,27	0,14	1,29E+06
	39	Cone	344	92	57	0,16	0,27	0,16	0,11	2,78E+06
	40	Cone	236	79	26	0,11	0,34	0,10	0,04	4,93E+05
	41	Cone	414	142	53	0,13	0,34	0,30	0,13	3,19E+06
	42	Seamount	559	253	62	0,11	0,45	0,14	0,26	8,48E+06
	48	Seamount	1021	499	132	0,13	0,49	0,10	1,07	6,08E+07
	49	Cone	398	192	43	0,11	0,48	0,36	0,12	2,44E+06
	50	Cone	363	161	58	0,16	0,44	0,12	0,12	2,02E+06
	51	Cone	504	294	46	0,09	0,58	0,60	0,17	4,83E+06
	52	Cone	338	150	36	0,11	0,44	0,57	0,10	2,02E+06
	53	Cone	303	106	26	0,09	0,35	0,24	0,08	1,63E+06
54	Seamount	1087	568	94	0,09	0,52	0,11	0,88	4,91E+07	
55	Cone	430	197	48	0,11	0,46	0,31	0,16	3,82E+06	
RC2 south	43	Cone	261	95	27	0,10	0,36	1,26	0,05	5,93E+05
	44	Cone	346	179	48	0,14	0,52	0,03	0,10	2,46E+06
	45	Cone	221	85	24	0,11	0,38	0,01	0,04	3,79E+05
	46	Cone	240	108	37	0,15	0,45	0,15	0,05	6,14E+05
	47	Cone	259	139	35	0,13	0,54	0,18	0,05	6,63E+05

Table S4. Shape parameters morphology of volcanoes from NTD2, measured with Global Mapper.

Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1-(D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
1	Cone	466	241	41	0,09	0,52	0,06	0,18	2,71E+06
2	Cone	325	160	36	0,11	0,49	1,55	0,08	1,17E+06
3	Cone	620	460	35	0,06	0,74	0,24	0,33	5,10E+06
4	Cone	248	99	26	0,10	0,40	0,10	0,05	6,95E+05
5	Cone	317	181	27	0,08	0,57	0,66	0,08	7,35E+05
6	Cone	999	253	42	0,04	0,25	0,76	0,56	7,28E+06
7	Cone	235	42	25	0,11	0,18	0,03	0,05	3,58E+05
8	Cone	202	79	36	0,18	0,39	0,18	0,03	2,51E+05
10	Cone	586	313	40	0,07	0,53	0,74	0,22	4,45E+06
11	Seamount	559	287	59	0,10	0,51	0,01	0,24	6,51E+06
12	Cone	203	100	26	0,13	0,49	0,14	0,03	2,90E+05
13	Cone	254	92	32	0,13	0,36	0,93	0,06	8,22E+05
15	Cone	559	299	38	0,07	0,53	0,15	0,24	3,04E+06
16	Cone	301	138	39	0,13	0,46	0,04	0,07	1,30E+06

Table S5. Shape parameters morphology of volcanoes from RC3, measured with Global Mapper.

Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1 - (D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
2	Cone	215	94	42	0,20	0,43	0,22	0,04	4,88E+05
3	Cone	547	306	43	0,08	0,56	0,95	0,26	4,24E+06
5	Seamount	1036	778	76	0,07	0,75	0,10	0,86	4,07E+07
6	Cone	334	149	29	0,09	0,45	0,69	0,08	9,54E+05
7	Cone	300	101	28	0,09	0,34	0,07	0,08	6,92E+05
9	Cone	309	112	48	0,16	0,36	0,92	0,10	2,08E+06
10	Cone	447	247	69	0,15	0,55	0,59	0,17	4,96E+06
11	Cone	188	93	32	0,17	0,49	0,08	0,04	3,62E+05
12	Cone	195	83	38	0,19	0,42	0,18	0,03	2,38E+05
13	Cone	183	41	54	0,29	0,22	0,15	0,03	6,36E+05
14	Cone	449	230	54	0,12	0,51	0,92	0,15	4,49E+06
16	Cone	164	31	56	0,34	0,19	0,56	0,02	2,84E+05
17	Cone	482	264	57	0,12	0,55	1,02	0,29	8,44E+06
18	Cone	402	149	34	0,08	0,37	0,29	0,11	2,82E+06
19	Cone	283	113	38	0,13	0,40	0,14	0,12	8,41E+05
20	Seamount	756	339	81	0,11	0,45	0,20	0,43	1,33E+07
21	Cone	498	209	62	0,12	0,42	0,35	0,19	4,56E+06
22	Cone	290	84	50	0,17	0,29	0,71	0,07	1,34E+06
23	Cone	276	81	60	0,22	0,29	0,03	0,07	1,39E+06
24	Cone	417	188	40	0,10	0,45	0,55	0,13	2,50E+06
25	Cone	199	39	33	0,17	0,20	0,03	0,03	4,36E+05
26	Cone	386	149	43	0,11	0,39	0,26	0,11	2,30E+06
27	Cone	210	66	28	0,13	0,31	0,08	0,04	4,15E+05
28	Cone	192	71	21	0,11	0,37	0,28	0,02	2,75E+05

Table S5. Continue.

Number	Category	Mean base diameter (m)	Mean top diameter (m)	Mean height (m)	Aspect ratio H/D	Flatness D_{top}/D_{base}	Diameter ratio $ 1 - (D_{baseA}/D_{baseB}) $	Surface (km ²)	Volume (m ³)
29	Cone	387	102	58	0,15	0,26	0,26	0,12	3,50E+06
30	Cone	278	71	49	0,18	0,26	0,00	0,05	8,70E+05
31	Cone	563	419	31	0,06	0,74	0,23	0,27	5,25E+06
32	Seamount	608	342	63	0,10	0,56	0,87	0,28	7,96E+06
33	Cone	550	270	30	0,05	0,49	0,09	0,23	3,95E+06
34	Cone	232	96	62	0,27	0,41	0,34	0,04	1,35E+06
35	Seamount	714	375	105	0,15	0,53	0,06	0,43	2,66E+07
36	Cone	474	304	39	0,08	0,64	0,11	0,18	3,61E+06
37	Cone	295	139	28	0,10	0,47	0,06	0,07	1,15E+06
38	Cone	343	152	33	0,09	0,44	0,41	0,09	1,19E+06
39	Cone	216	115	36	0,16	0,53	0,25	0,04	3,90E+05
40	Cone	406	296	31	0,08	0,73	0,64	0,15	1,97E+06

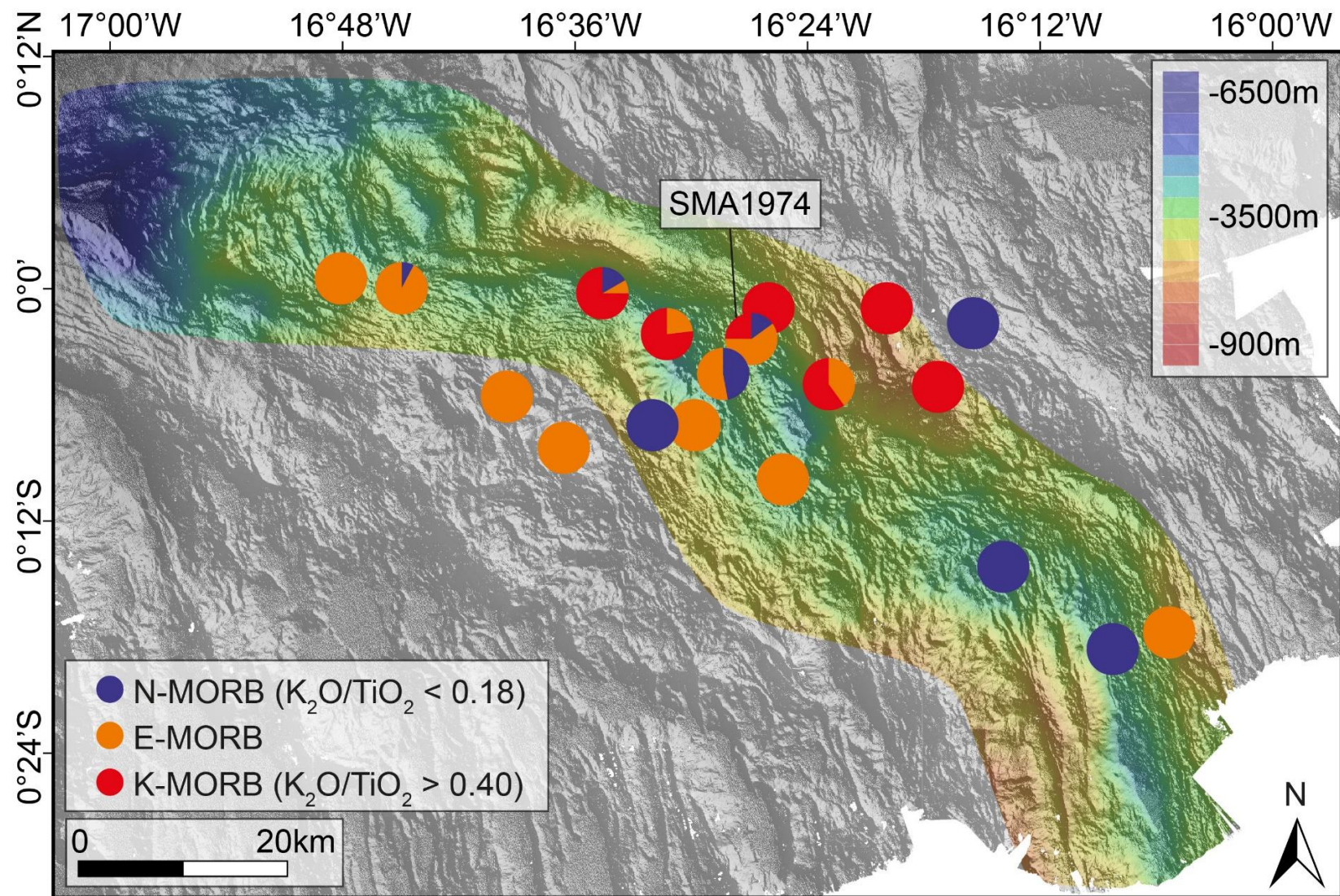


Figure S16. Distribution of N-MORB, E-MORB and K-MORB in the Eastern Romanche Ridge Transform Intersection (ERRTI). Samples were dredged during PRIMAR cruise and sampling during Nautilie submarine dives during SMARTIES cruise. Data from Verhoest (2022). Modified from Verhoest (2022).

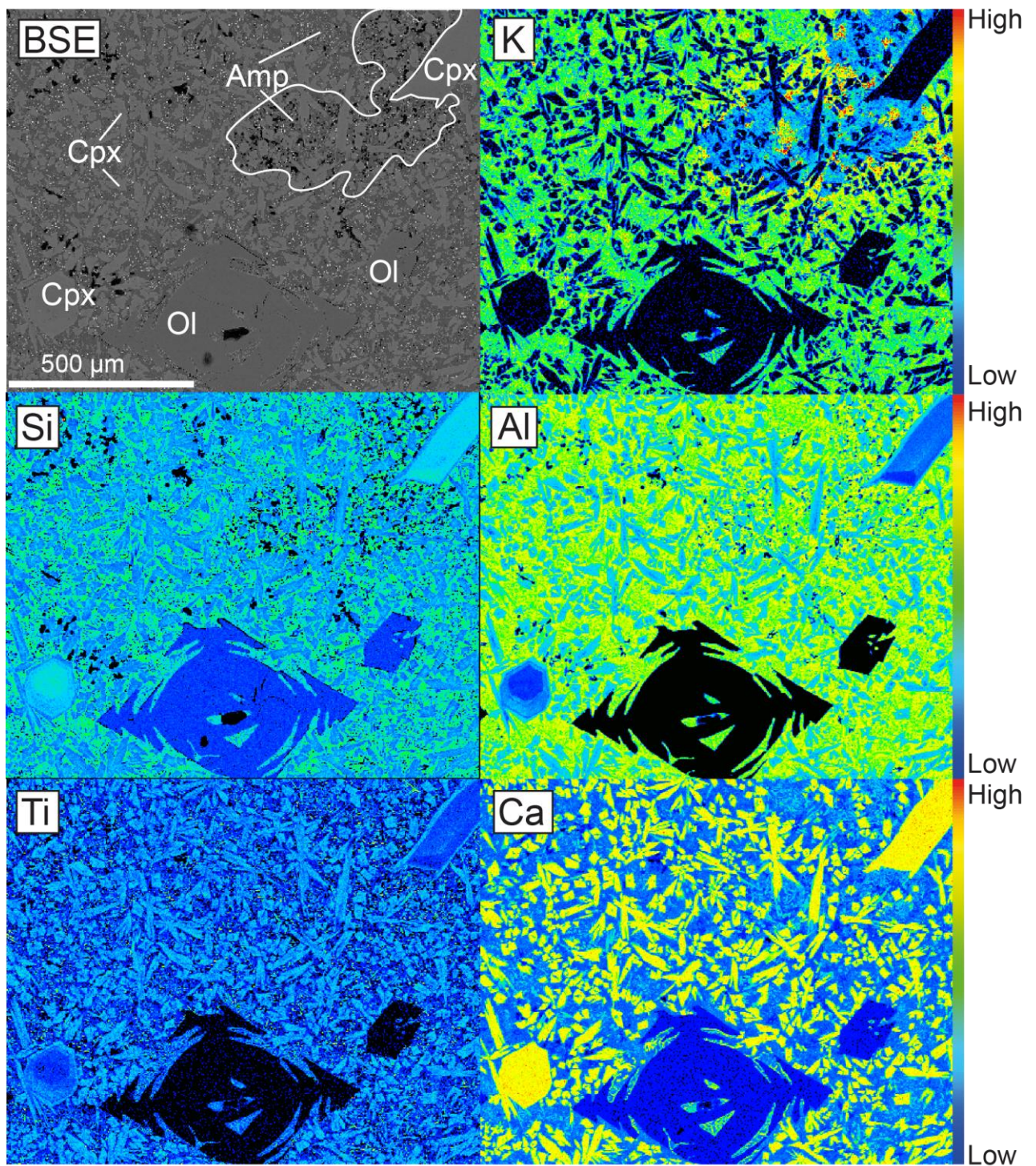


Figure S17. Sample SMA1974-278. Backscatter electron (BSE) image and major element maps (Al and Si) of the groundmass and phenocrysts obtained by electron microprobe. Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine; Amp: amphibole.

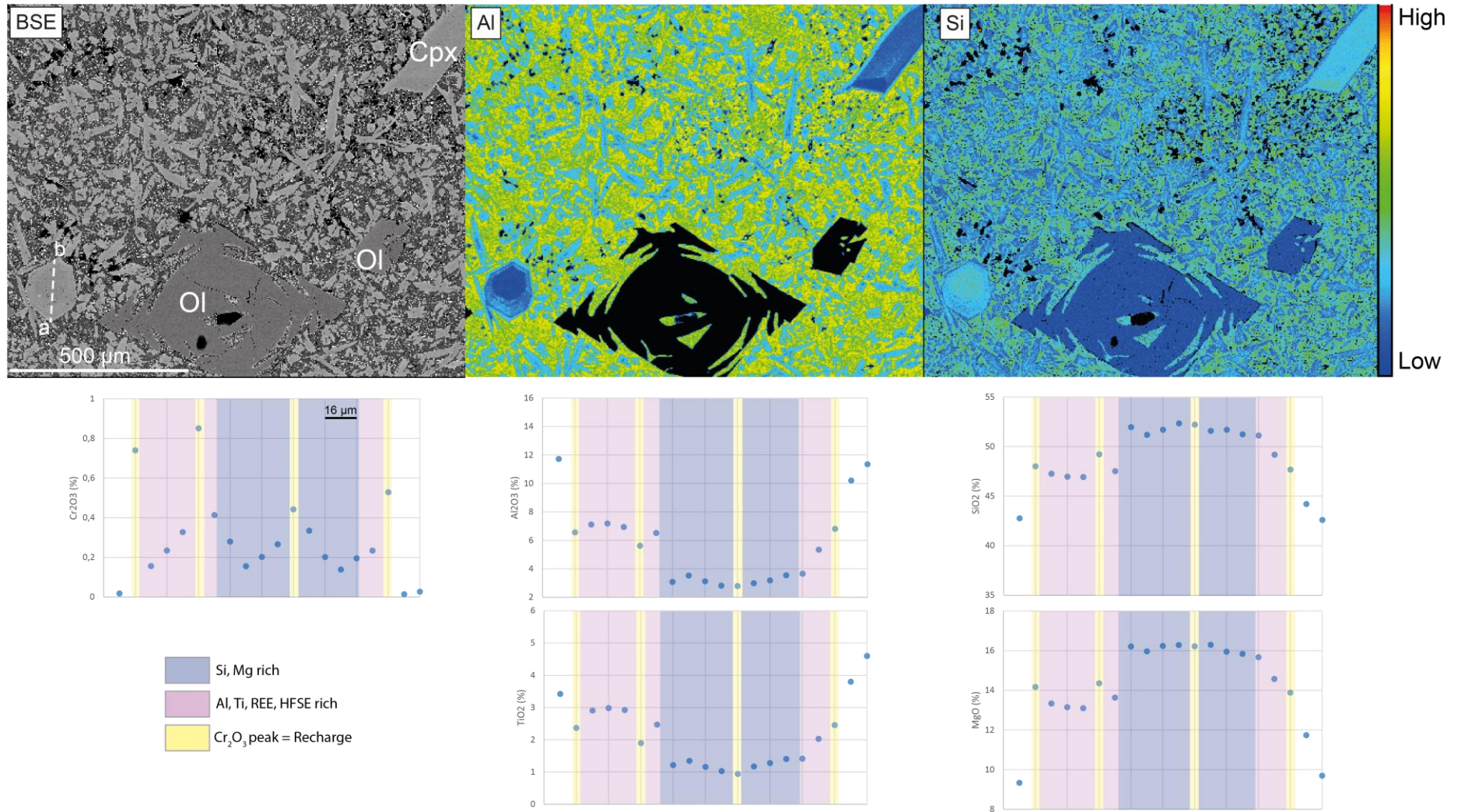


Figure S18. Sample SMA1974-278. **a** Backscatter electron (BSE) image and major element maps (Al and Si) of the groundmass and phenocrysts obtained by electron microprobe. The dashed line marks the trace of the profile analysis presented on **b**. Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine. **b** Electron microprobe profiles, each spot is separated by 10 μm. The dark purple area represents Si-Mg-rich sector, the pink the Al-Ti-rich sector, the white zone is the outermost rim analyzed at the beginning of the profile. Peaks in Cr₂O₃ are present in yellow on the profile.

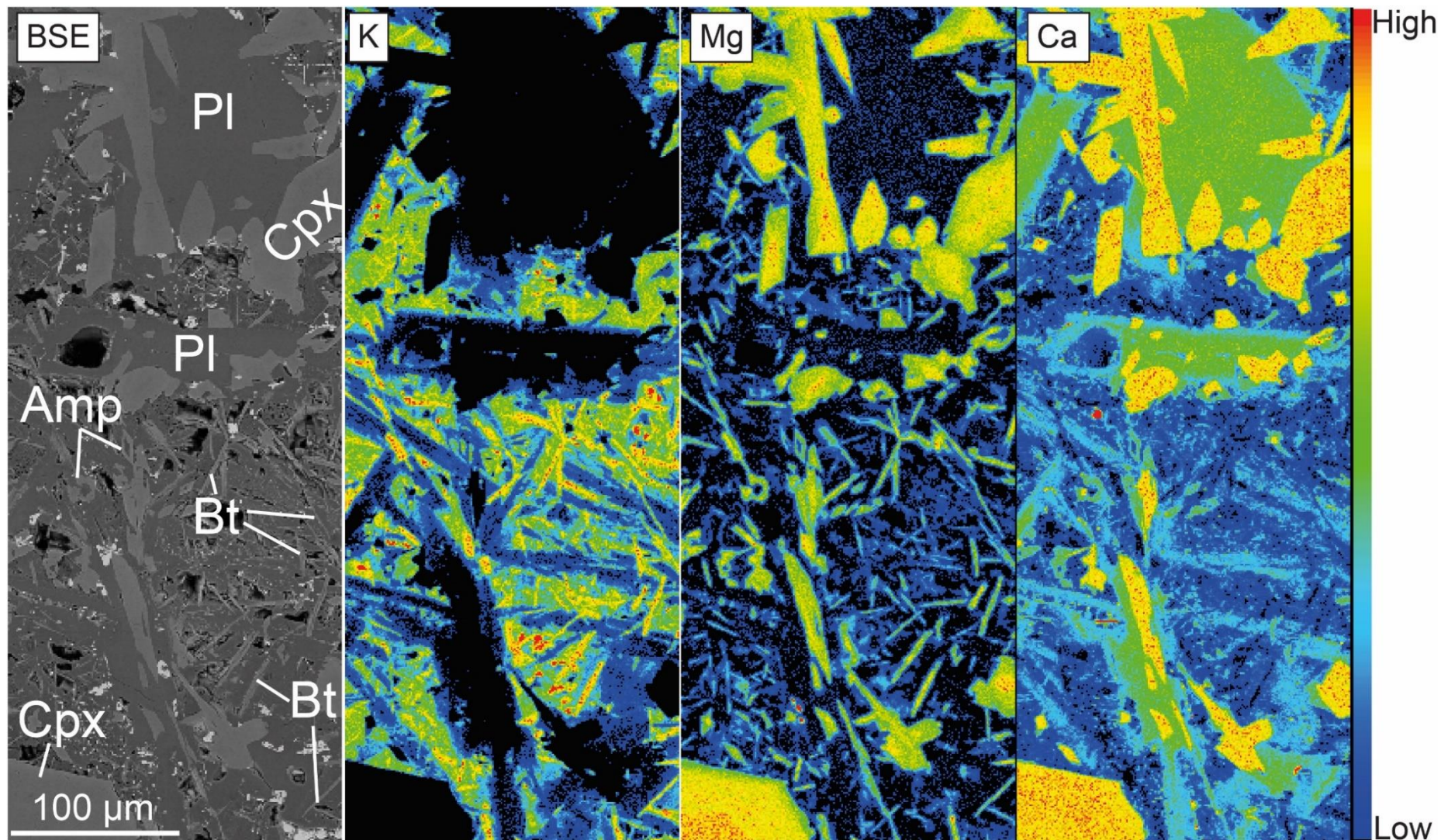


Figure S19. Sample SMA1974-279. Backscatter electron (BSE) image and major element maps (K, Mg and Ca) of the glomerophyre presents in Figure 4.15 composed by phenocrysts of clinopyroxenes and olivines obtained by electron microprobe. Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Amp: amphibole.

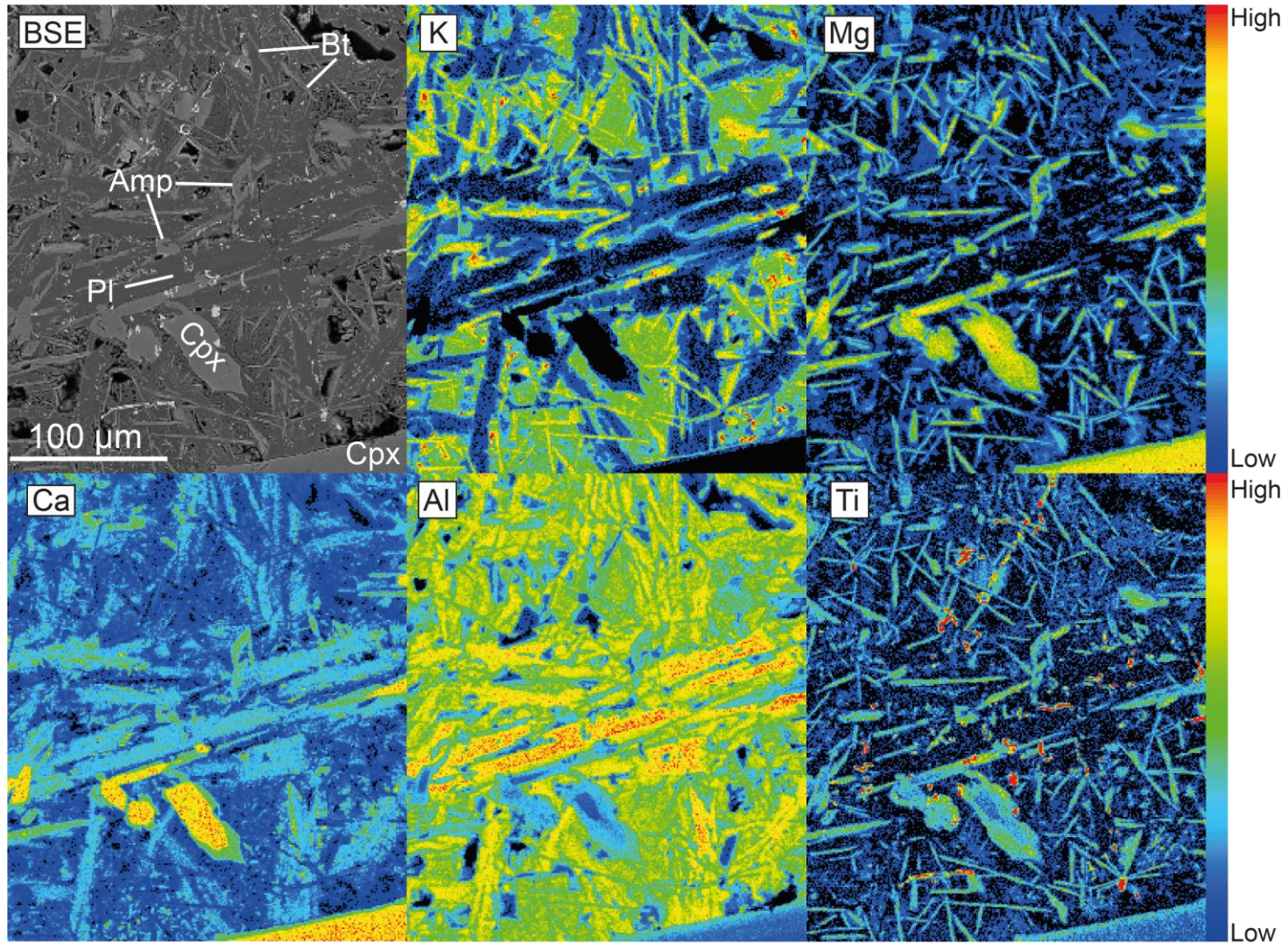


Figure S20. Sample SMA1974-279. Backscatter electron (BSE) image and major element maps (K, Mg, Ca, Al and Ti) of the glomerophyre presents in Figure 4.15 composed by phenocrysts of clinopyroxenes and olivines obtained by electron microprobe. Cpx: clinopyroxene; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Amp: amphibole.

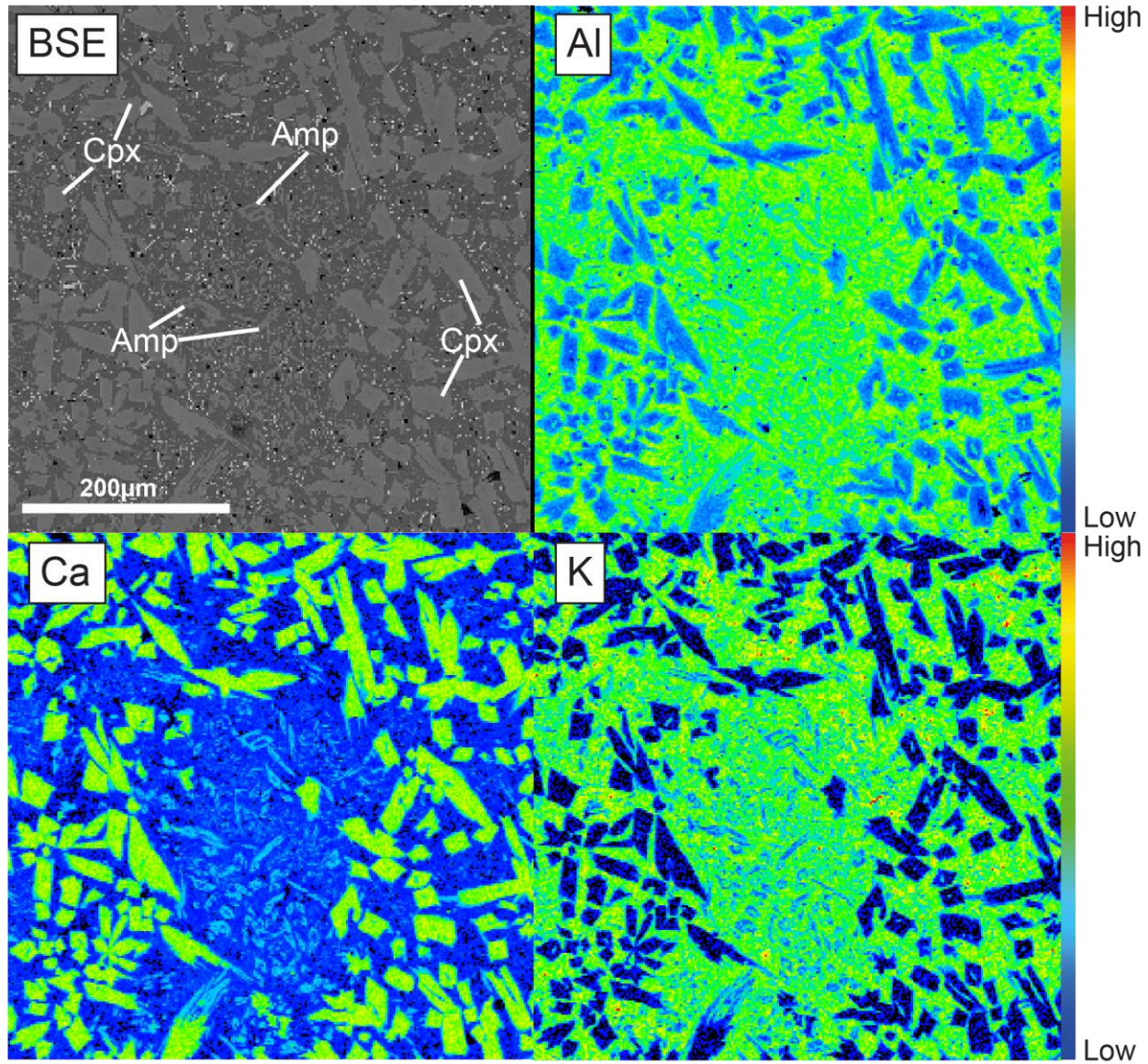


Figure S21. Sample SMA1974-278. Backscatter electron (BSE) image and major element maps (Al, Ca and K) of the groundmass and phenocrysts obtained by electron microprobe. Cpx: clinopyroxene; Amp: amphibole.

Table S6. Major elements of dive SMA1974 measured with ICP-AES.

Samples		SAM1974-269	SAM1974-278	SAM1974-279	SAM1974-280	SAM1974-281	SAM1974-282
Latitude		-0,0356	-0,039	-0,039	-0,040	-0,041	-0,042
Longitude		-16,454	-16,458	-16,460	-16,461	-16,460	-16,462
Depth	m	3824	3890,55	3838	3894	3852	3912,25
SiO₂	wt %	49,5	47,4	47,7	50,7	51,8	51,0
	std	0,12	0,09	0,38	0,14	0,27	0,41
TiO₂	wt %	1,16	2,43	2,53	0,96	0,99	0,98
	std	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02	0,01
Al₂O₃	wt %	16,6	14,9	15,7	16,4	16,2	16,3
	std	0,23	0,17	0,14	0,12	0,23	0,25
Fe₂O₃	wt %	10,6	10,6	10,7	10,5	10,8	10,7
	std	0,13	0,03	0,09	0,06	0,08	0,07
MnO	wt %	0,150	0,148	0,146	0,142	0,147	0,145
	std	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	wt %	7,54	6,43	5,37	8,36	8,54	8,41
	std	0,06	0,02	0,02	0,10	0,01	0,08
CaO	wt %	10,61	11,01	11,20	9,66	9,69	9,88
	std	0,13	0,04	0,05	0,10	0,03	0,03
Na₂O	wt %	3,01	3,53	3,61	2,56	2,78	2,58
	std	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02
K₂O	wt %	0,28	1,31	1,46	0,10	0,10	0,10
	std	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
P₂O₅	wt %	0,160	0,564	0,602	0,107	0,112	0,104
	std	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI		0,38	0,85	0,97	0,00	0,00	0,04
Total	%	99,99	99,22	99,97	99,44	101,17	100,28

Table S7. Trace elements of the cone from dive 1974 measured with ICP-MS.

Samples	SAM1974-278	SAM1974-279
Be	1,46	1,42
Y	25,69	25,85
Zr	209,72	207,97
Mo	2,64	1,66
Ba	334,21	329,96
La	31,04	30,85
Ce	63,87	63,43
Pr	8,00	7,92
Nd	32,01	32,26
Sm	6,88	6,95
Eu	2,22	2,25
Gd	6,57	6,63
Tb	0,93	0,95
Dy	5,09	5,17
Ho	0,95	0,97
Er	2,44	2,48
Yb	2,00	2,04
Lu	0,28	0,29
Hf	4,74	4,79
W	0,86	0,55
Th	3,52	3,46
U	1,01	1,02
Li	6,00	4,50
P	0,57	0,55
Sc	25,81	27,77

Table S8. Major element composition of olivines measured with EMPA.

Samples		SMA1974- 265_OIA_1	SMA1974- 265_OIA_2	SMA1974- 265_OIB2	SMA1974- 265_OIC	SMA1974- 265_OID	SMA1974- 265_OIE	SMA269- 7OI_core	SMA269- 7OI_rim	SMA269- 9OI
SiO₂	wt %	40,62	40,74	40,84	38,89	40,16	40,27	40,96	40,66	40,65
	std							0,39	0,10	0,10
TiO₂	wt %	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std							0,00	0,01	0,00
Al₂O₃	wt %	0,09	0,03	0,09	0,09	0,02	0,05	0,07	0,04	0,07
	std							0,02	0,02	0,02
FeO	wt %	12,97	12,77	13,46	15,23	14,98	14,70	14,38	14,22	14,19
	std							0,19	0,11	0,15
MnO	wt %	0,14	0,12	0,13	0,22	0,19	0,24	0,20	0,20	0,18
	std							0,01	0,04	0,01
MgO	wt %	46,26	46,11	45,74	44,36	45,14	45,34	45,72	45,27	45,99
	std							0,35	0,18	0,14
CaO	wt %	0,25	0,28	0,28	0,36	0,31	0,32	0,28	0,29	0,24
	std							0,01	0,02	0,00
Na₂O	wt %	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
	std							0,00	0,01	0,00
K₂O	wt %	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std							0,00	0,00	0,00
P₂O₅	wt %	0,04	0,00	0,14	0,18	0,07	0,20	0,04	0,01	0,13
	std							0,02	0,01	0,03
Cr₂O₃	wt %	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,03
	std							0,01	0,01	0,02
NiO	wt %	0,36	0,25	0,28	0,28	0,20	0,23	0,23	0,21	0,23
	std							0,04	0,00	0,02
Total	%	100,76	100,38	101,10	99,64	101,16	101,41	101,92	100,96	101,74
Fo	%	86,41	86,56	85,83	83,85	84,30	84,61	85,00	85,02	85,24
Mg#	%	87,84	87,98	87,31	85,50	85,92	86,20	86,56	86,58	86,78

Table S8. Continued.

Samples		SMA269-11OI	SMA269-OI	SMA278-2	SMA278-3	SMA278-4	SMA278-5	SMA278-6	SMA278-20	SMA278-22
SiO₂	wt %	40,59	40,34	40,08	40,28	39,91	40,12	40,01	39,67	39,31
	std	0,22								
TiO₂	wt %	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
	std	0,00								
Al₂O₃	wt %	0,04	0,04	0,03	0,09	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04
	std	0,02								
FeO	wt %	13,76	13,78	14,18	13,66	15,09	13,76	13,85	14,52	15,68
	std	0,12								
MnO	wt %	0,18	0,23	0,16	0,22	0,22	0,16	0,20	0,14	0,22
	std	0,01								
MgO	wt %	45,85	46,04	45,40	45,83	44,70	45,98	45,90	45,15	44,72
	std	0,04								
CaO	wt %	0,27	0,27	0,32	0,32	0,36	0,35	0,36	0,35	0,36
	std	0,02								
Na₂O	wt %	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std	0,01								
K₂O	wt %	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
	std	0,00								
P₂O₅	wt %	0,07	0,16	0,05	0,13	0,06	0,07	0,00	0,08	0,18
	std	0,04								
Cr₂O₃	wt %	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
	std	0,02								
NiO	wt %	0,28	0,26	0,21	0,15	0,19	0,23	0,18	0,09	0,18
	std	0,04								
Total	%	101,10	101,25	100,49	100,72	100,58	100,75	100,62	100,07	100,70
Fo	%	85,59	85,62	85,09	85,67	84,08	85,62	85,52	84,72	83,56
Mg#	%	87,09	87,13	86,64	87,17	85,72	87,13	87,03	86,30	85,24

Table S9. Continued.

Samples		SMA1974- 278A-1	SMA1974- 278B-4	SMA1974- 278B-5	SMA1974- 279-1	SMA1974- 279-8	SMA1974- 279-9	SMA1974- 279-37	SMA278- 1OI_rim	SMA278- 1OI_core
SiO₂	wt %	39,87	39,95	39,58	40,12	39,68	40,31	38,42	40,40	40,37
	std								0,18	0,07
TiO₂	wt %	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02
	std								0,00	0,02
Al₂O₃	wt %	0,12	0,03	0,04	0,08	0,06	0,03	0,08	0,03	0,02
	std								0,01	0,03
FeO	wt %	14,12	14,70	15,30	14,34	15,63	14,02	14,06	14,41	14,65
	std								0,25	0,25
MnO	wt %	0,20	0,21	0,22	0,19	0,19	0,16	0,16	0,20	0,17
	std								0,02	0,02
MgO	wt %	45,27	44,75	44,26	45,17	44,25	45,82	43,84	45,55	45,42
	std								0,28	0,32
CaO	wt %	0,34	0,34	0,40	0,32	0,41	0,39	0,32	0,31	0,37
	std								0,03	0,03
Na₂O	wt %	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01
	std								0,00	0,02
K₂O	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std								0,00	0,00
P₂O₅	wt %	0,13	0,04	0,06	0,06	0,14	0,07	0,16	0,07	0,18
	std								0,02	0,06
Cr₂O₃	wt %	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std								0,00	0,00
NiO	wt %	0,17	0,19	0,15	0,26	0,23	0,22	0,22	0,24	0,21
	std								0,03	0,02
Total	%	100,26	100,21	100,02	100,63	100,60	101,07	97,37	101,25	101,44
Fo	%	85,11	84,44	83,76	84,89	83,46	85,36	84,75	84,93	84,68
Mg#	%	86,66	86,05	85,42	86,45	85,15	86,88	86,33	86,49	86,27

Table S9. Continued.

Samples		SMA278- 2OI_rim	SMA278- 2OI_core1_	SMA278- 2OI_core2_	SMA278- 3OI_core	SMA278- 3OI_rim	SMA278- 6OI_rim	SMA278- 6OI_core	SMA1974- 279_1OI_rim
SiO₂	wt %	41,09	40,67	40,55	40,32	40,52	40,20	40,59	41,04
	std	0,17	0,13	0,20	0,05	0,07	0,26	0,17	0,35
TiO₂	wt %	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
	std	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al₂O₃	wt %	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
	std	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03
FeO	wt %	13,75	13,59	13,66	14,43	14,75	15,72	13,96	13,36
	std	0,06	0,05	0,11	0,16	0,12	0,27	0,15	0,58
MnO	wt %	0,17	0,20	0,17	0,22	0,17	0,23	0,17	0,17
	std	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,04	0,04	0,02
MgO	wt %	45,03	46,02	45,82	45,47	44,86	44,76	45,79	46,15
	std	0,21	0,25	0,08	0,06	0,34	0,41	0,10	0,21
CaO	wt %	0,38	0,36	0,33	0,36	0,34	0,32	0,33	0,35
	std	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
Na₂O	wt %	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
	std	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
K₂O	wt %	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	std	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
P₂O₅	wt %	0,15	0,10	0,12	0,23	0,11	0,05	0,23	0,02
	std	0,07	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,09	0,02
Cr₂O₃	wt %	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
	std	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
NiO	wt %	0,21	0,24	0,23	0,22	0,17	0,19	0,21	0,25
	std	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02
Total	%	100,84	101,27	100,96	101,35	100,98	101,58	101,33	101,44
Fo	%	85,38	85,79	85,67	84,89	84,43	83,54	85,40	86,03
Mg#	%	86,90	87,28	87,17	86,46	86,04	85,22	86,92	87,50

Table S9. Continued.

Samples		SMA1974- 279_1OI_c ore	SMA197 4- 279_4OI	SMA1974- 279_5OI_c ore	SMA1974- 279_5OI_ri m	SMA1974- 279_OI8_c ore	SMA1974- 279_OI8_ri m	SMA197 4- 285_OI_ A	SMA197 4- 285_OI5	SMA1974- 285_OI10_c ore1
SiO₂	wt %	41,73	40,79	40,99	40,74	40,64	40,60	40,71	40,85	41,08
	std	1,14	0,14	0,23	0,13	0,09	0,08		0,11	0,18
TiO₂	wt %	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
	std	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
Al₂O₃	wt %	0,05	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,07	0,04	0,03
	std	0,04	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01		0,02	0,01
FeO	wt %	13,02	13,75	13,08	14,20	12,72	13,67	12,08	12,13	12,29
	std	0,13	0,18	0,10	0,06	0,13	0,22		0,15	0,05
MnO	wt %	0,19	0,20	0,21	0,19	0,18	0,18	0,14	0,14	0,20
	std	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0,04		0,01	0,01
MgO	wt %	46,05	45,91	46,74	45,67	46,44	46,13	46,71	47,02	46,79
	std	0,49	0,11	0,31	0,23	0,27	0,41		0,12	0,22
CaO	wt %	0,36	0,32	0,36	0,31	0,33	0,37	0,26	0,31	0,32
	std	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03		0,01	0,01
Na₂O	wt %	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
	std	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01		0,00	0,00
K₂O	wt %					0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std					0,00	0,00		0,00	0,00
P₂O₅	wt %	0,04	0,10	0,02	0,07	0,06	0,06	0,23	0,17	0,06
	std	0,01	0,07	0,02	0,00	0,00	0,06		0,05	0,06
Cr₂O₃	wt %	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00
	std	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01		0,02	0,00
NiO	wt %	0,21	0,22	0,25	0,20	0,26	0,22	0,29	0,21	0,26
	std	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02		0,01	0,01
Total	%	101,81	101,34	101,73	101,44	100,75	101,33	100,61	100,90	101,04
Fo	%	86,31	85,62	86,43	85,15	86,68	85,75	87,33	87,36	87,16
Mg#	%	87,75	87,12	87,86	86,70	88,09	87,24	88,68	88,71	88,52

Table S9. Continued.

Samples		SMA1974- 285_OI10_core2	SMA1974- 285_OI6_core2	SMA1974- 285_OI6_core1	SMA1974- 285_OI9	SMA1974- 285_OI_B	SMA1974- 285_OI_C	SMA1974- 285_OI11
SiO₂	wt %	41,14	42,11	40,92	41,12	40,96	41,05	41,17
	std	0,18	1,59	0,01	0,10	0,19	0,09	0,08
TiO₂	wt %	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
	std	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al₂O₃	wt %	0,39	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05
	std	0,51	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
FeO	wt %	12,14	11,76	11,94	12,13	12,18	12,06	11,90
	std	0,28	0,10	0,09	0,15	0,27	0,03	0,13
MnO	wt %	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,14	0,15
	std	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03
MgO	wt %	46,19	45,51	47,22	46,96	47,04	46,87	47,01
	std	0,75	2,31	0,18	0,13	0,13	0,02	0,13
CaO	wt %	0,53	0,32	0,32	0,34	0,31	0,29	0,33
	std	0,20	0,02	0,02	0,05	0,00	0,03	0,03
Na₂O	wt %	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
	std	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
K₂O	wt %	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
	std	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P₂O₅	wt %	0,08	0,13	0,09	0,16	0,26	0,14	0,09
	std	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,02
Cr₂O₃	wt %	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
	std	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
NiO	wt %	0,21	0,25	0,27	0,28	0,32	0,29	0,26
	std	0,03	0,06	0,02	0,05	0,07	0,01	0,02
Total	%	100,93	100,35	101,07	101,27	101,33	101,02	101,01
Fo	%	87,15	87,34	87,58	87,35	87,32	87,39	87,56
Mg#	%	88,52	88,69	88,91	88,69	88,67	88,73	88,89

Table S10. Major element composition of plagioclases measured with EMPA.

Samples		SMA1974-265_PIA	SMA1974-265_PIB_rim1	SMA1974-265_PIB_core1	SMA1974-265_PIB_core2	SMA1974-265_PIB_rim2	SMA1974-265_PIC	SMA1974-265_PID_rim1	SMA1974-265_PID_core1	SMA1974-265_PID_core2
SiO₂	wt %	50,92	48,38	48,86	48,96	49,37	51,28	50,59	52,59	51,97
	std									
TiO₂	wt %	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,01
	std									
Al₂O₃	wt %	30,86	32,35	32,11	31,74	32,09	31,33	31,66	30,67	30,18
	std									
FeO	wt %	0,40	0,34	0,33	0,35	0,34	0,46	0,29	0,33	0,33
	std									
MnO	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std									
MgO	wt %	0,22	0,18	0,21	0,16	0,15	0,20	0,18	0,21	0,18
	std									
CaO	wt %	14,68	16,36	16,09	16,02	15,82	14,90	15,19	14,35	14,30
	std									
Na₂O	wt %	3,36	2,45	2,60	2,55	2,71	3,34	3,14	3,68	3,97
	std									
K₂O	wt %	0,07	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,04	0,05
	std									
P₂O₅	wt %	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02
	std									
Total	%	100,72	100,20	100,26	99,88	100,58	101,63	101,16	102,01	101,02
An	%	70,40	78,49	77,20	77,57	76,18	70,96	72,70	68,13	66,41

Table S10. Continued.

Samples		SMA1974- 265_PID_rim 2	SMA1974- 265_PIE_r im1	SMA1974- 265_PIE_ core	SMA1974- 265_PIE_ri m2	SMA269- 1PI_core	SMA269- 2PI_rim	SMA269- 2PI_midd le	SMA269- 2PI_core	SMA269- 3PI_rim
SiO₂	wt %	51,16	51,26	51,16	49,89	51,05	49,02	50,93	50,57	48,21
	std					0,16	0,21	0,25	0,04	0,18
TiO₂	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
	std					0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Al₂O₃	wt %	31,31	31,01	30,55	31,86	31,12	32,70	31,38	31,53	33,29
	std					0,12	0,07	0,03	0,05	0,15
FeO	wt %	0,32	0,37	0,35	0,32	0,36	0,35	0,30	0,32	0,31
	std					0,03	0,00	0,01	0,01	0,02
MnO	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02
	std					0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
MgO	wt %	0,17	0,19	0,20	0,18	0,22	0,17	0,22	0,21	0,18
	std					0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	wt %	15,10	14,91	14,72	15,85	14,56	16,20	15,05	14,99	16,81
	std					0,11	0,28	0,13	0,13	0,12
Na₂O	wt %	3,11	3,38	3,45	2,78	3,52	2,45	3,18	3,20	2,22
	std					0,02	0,10	0,03	0,01	0,03
K₂O	wt %	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01
	std					0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
P₂O₅	wt %	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
	std					0,02	0,01	0,03	0,01	0,01
Total	%	101,29	101,31	100,52	100,94	100,92	100,94	101,18	100,89	101,15
An	%	72,63	70,81	70,03	75,71	69,51	78,45	72,22	72,02	80,65

Table S10. Continued.

Samples		SMA269- 3PI_core	SMA269- 6PI_rim	SMA269- 6PI_core	SMA269- 4PI_rim	SMA269- 4PI_core	SMA269- 3PI_rim4	SMA1974 -279-5	SMA1974 -279-20	SMA1974 -279-22
SiO₂	wt %	48,22	51,82	51,29	50,08	49,91	50,86	54,71	53,15	51,01
	std	0,18	0,21	0,08	0,46	0,24	0,22			
TiO₂	wt %	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,09	0,03
	std	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03			
Al₂O₃	wt %	33,12	30,99	31,05	31,86	31,82	31,42	27,45	28,21	29,74
	std	0,15	0,14	0,10	0,42	0,18	0,14			
FeO	wt %	0,26	0,35	0,31	0,37	0,29	0,47	0,83	0,95	0,82
	std	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,10			
MnO	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
	std	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02			
MgO	wt %	0,17	0,20	0,19	0,21	0,22	0,18	0,10	0,13	0,19
	std	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,12			
CaO	wt %	16,84	14,27	14,53	15,47	15,30	14,95	10,59	11,83	13,63
	std	0,12	0,11	0,12	0,36	0,26	0,12			
Na₂O	wt %	2,15	3,67	3,45	3,02	2,98	3,24	5,32	4,66	3,77
	std	0,03	0,14	0,07	0,22	0,14	0,07			
K₂O	wt %	0,01	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,48	0,27	0,19
	std	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05			
P₂O₅	wt %	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,19	0,16	0,22
	std	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01			
Total	%	100,85	101,42	100,92	101,07	100,56	101,16	99,79	99,54	99,64
An	%	81,22	68,07	69,80	73,83	73,79	71,79	50,93	57,46	65,91

Table S10. Continued.

Samples		SMA1974-279-23	SMA1974-279-38	SMA1974-285_PI1_ri m2	SMA1974-285_PI1_ri m1	SMA1974-285_PI1_m id	SMA1974-285_PI2_ri m2	SMA1974-285_PI2_c ore	SMA1974-285_PI2_ri m1	SMA1974-285_PI3_1
SiO₂	wt %	51,62	50,52	50,08	50,67	50,84	49,66	50,53	50,30	50,09
	std	0,03	0,12	0,52	1,58	0,14	1,00	0,05	0,03	0,12
TiO₂	wt %	0,15	0,11	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03
	std	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03
Al₂O₃	wt %	29,08	29,89	31,05	31,47	31,41	31,54	29,82	30,97	31,07
	std	0,07	0,22	0,19	1,52	0,06	0,35	0,29	0,07	0,22
FeO	wt %	0,94	0,63	0,39	0,42	0,42	0,51	0,44	0,53	0,55
	std	0,01	0,03	0,01	0,08	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03
MnO	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
	std	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	wt %	0,18	0,15	0,19	0,23	0,24	0,24	0,21	0,20	0,24
	std	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01
CaO	wt %	16,84	14,27	15,42	15,19	15,38	14,94	15,20	15,29	15,30
	std	0,18	0,12	0,20	0,27	0,07	0,26	0,06	0,18	0,12
Na₂O	wt %	3,93	3,54	2,89	2,86	2,80	3,02	3,05	2,82	2,88
	std	0,02	0,08	0,08	0,16	0,08	0,07	0,06	0,02	0,08
K₂O	wt %	0,24	0,21	0,11	0,12	0,13	0,18	0,11	0,17	0,11
	std	0,00	0,02	0,03	0,07	0,00	0,06	0,01	0,00	0,02
P₂O₅	wt %	0,20	0,17	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
	std	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
Total	%	99,76	99,38	100,60	101,00	101,46	98,46	100,61	100,44	100,31
An	%	64,31	67,96	77,67	74,08	74,67	72,48	72,89	74,25	74,08

Table S10. Continued.

Samples		SMA1974- 285_PI3_2	SMA1974- 285_PI4	SMA1974- 285_PI12 _rim	SMA1974- 285_PI12 _core	SMA1974- 285_PI13_1	SMA1974- 285_PI13_2	SMA1974- 285_PI_A	SMA1974 -285_PI7	SMA1974 -285_PI8
SiO₂	wt %	49,81	50,18	50,89	50,08	50,93	50,22	50,47	50,23	50,36
	std	0,13	0,31	0,63	0,15	1,07	0,19	0,15	0,33	0,23
TiO₂	wt %	0,04	0,02	0,05	0,03	0,04	0,05	0,00	0,03	0,05
	std	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01
Al₂O₃	wt %	30,98	31,15	30,62	31,01	30,66	31,12	31,18	31,50	31,19
	std	0,34	0,11	0,44	0,11	0,71	0,20	0,05	0,11	0,22
FeO	wt %	0,50	0,48	0,62	0,48	0,62	0,51	0,48	0,42	0,53
	std	0,04	0,02	0,09	0,08	0,07	0,00	0,04	0,06	0,07
MnO	wt %	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	wt %	0,20	0,22	0,23	0,22	0,26	0,21	0,21	0,22	0,21
	std	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	wt %	15,20	15,24	14,79	15,21	14,81	15,59	15,08	15,51	15,29
	std	0,11	0,14	0,61	0,16	0,90	0,20	0,07	0,16	0,20
Na₂O	wt %	2,94	2,94	3,20	2,87	3,25	2,86	3,03	2,87	2,92
	std	0,10	0,10	0,26	0,06	0,49	0,01	0,09	0,10	0,09
K₂O	wt %	0,13	0,12	0,13	0,12	0,14	0,13	0,13	0,11	0,12
	std	0,04	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01
P₂O₅	wt %	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02
	std	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	%	99,88	100,42	100,63	100,12	100,78	100,72	100,63	100,96	100,72
An	%	73,51	73,62	71,31	74,02	70,97	74,57	72,76	74,40	73,82

Table S11. Major element composition of pyroxenes measured with EMPA. Core: core of a phenocryts; Rim: rim of a phenocryts; Orim = outmost rim of a phenocryts; Mic: microlith.

Samples		SMA278-21 core	SMA278-24 Orim	SMA278-25 core	SMA278-26 core	SMA278-27 Orim	SMA278-38 mic	SMA278-39 mic	SMA278-8 mic	SMA278-9 mic
SiO₂	wt %	48,08	41,18	51,25	47,55	41,78	42,94	44,80	46,04	44,18
	std									
TiO₂	wt %	1,98	4,42	0,93	1,98	3,99	4,18	3,78	2,61	3,75
	std									
Al₂O₃	wt %	5,69	10,61	2,80	5,70	11,52	9,38	8,22	9,52	8,54
	std									
FeO	wt %	5,83	10,72	5,00	5,79	11,88	8,14	7,14	7,33	7,61
	std									
MnO	wt %	0,10	0,12	0,13	0,08	0,15	0,06	0,10	0,14	0,13
	std									
MgO	wt %	14,30	10,44	16,40	14,43	9,65	11,61	12,70	12,31	12,36
	std									
CaO	wt %	22,82	21,06	22,75	22,78	19,78	21,65	21,94	20,84	22,13
	std									
Na₂O	wt %	0,34	0,57	0,32	0,33	0,83	0,47	0,41	0,68	0,49
	std									
K₂O	wt %	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,13	0,02
	std									
P₂O₅	wt %	0,05	0,53	0,08	0,06	0,43	0,37	0,25	0,24	0,17
	std									
Cr₂O₃	wt %	0,62	0,00	0,49	0,50	0,00	0,00	0,31	0,01	0,12
	std									
Total	%	99,89	99,73	100,27	99,26	100,23	98,82	99,72	99,98	99,50
Mg#	%	81,39	63,44	85,40	81,63	59,15	71,75	76,03	74,97	74,33

Table S11. Continued.

Samples		SMA1974 -278B-1 core	SMA197 4-278B- 2 core	SMA1974 -278B-3 Orim	SAM278- 5Cpx_rim2	SAM278- 5Cpx_core2	SAM278- 5Cpx_rim3	SAM278- 5Cpx_core1	SAM278- 5Cpx_rim1	SAM278- 4Cpx_core2
SiO₂	wt %	47,89	46,03	49,49	50,72	48,70	48,05	49,69	50,43	47,40
	std				0,30	0,24	0,80	2,16	0,36	0,81
TiO₂	wt %	2,04	2,67	1,42	1,56	2,03	2,23	1,80	1,62	2,63
	std				0,08	0,08	0,43	0,69	0,08	0,35
Al₂O₃	wt %	5,97	7,39	4,46	4,27	5,82	6,22	4,95	4,04	6,82
	std				0,27	0,08	0,75	1,91	0,11	0,77
FeO	wt %	5,47	7,11	5,03	5,91	5,58	5,94	6,15	6,27	6,48
	std				0,22	0,11	0,61	0,35	0,09	0,13
MnO	wt %	0,09	0,10	0,11	0,07	0,06	0,09	0,09	0,11	0,09
	std				0,03	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04
MgO	wt %	14,06	12,96	15,21	15,19	14,12	13,85	14,91	15,42	13,52
	std				0,19	0,02	0,61	1,12	0,15	0,38
CaO	wt %	22,80	22,29	22,89	22,65	22,94	22,72	21,91	22,20	22,84
	std				0,35	0,15	0,19	0,15	0,17	0,18
Na₂O	wt %	0,35	0,39	0,35	0,28	0,38	0,38	0,32	0,29	0,41
	std				0,03	0,01	0,02	0,08	0,03	0,03
K₂O	wt %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	std				0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P₂O₅	wt %	0,29	0,27	0,22	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
	std				0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr₂O₃	wt %	0,79	0,05	0,61	0,06	0,86	0,58	0,22	0,09	0,32
	std				0,03	0,09	0,29	0,08	0,03	0,19
Total	%	99,77	99,31	99,92	100,79	100,57	100,15	100,15	100,57	100,59
Mg#	%	82,09	76,48	84,36	82,09	81,86	80,59	81,20	81,42	78,82

Table S11. Continued.

Samples		SAM278-4Cpx_rim2_	SAM278-4Cpx_core1_	SAM278-4Cpx_rim1_	SMA1974-278_7Cpx_rim1_	SMA1974-278_7Cpx_core	SMA1974-278_7Cpx_rim2_	SMA1974-278_9Cpx	SMA1974-278_8Cpx	SMA1974-278_10Cpx
SiO₂	wt %	49,78	50,37	51,01	49,53	47,80	48,92	48,55	51,80	49,28
	std	1,05	1,06	0,17	0,29	1,09	1,28	0,67	0,48	0,51
TiO₂	wt %	1,86	1,58	1,41	1,77	2,56	2,08	2,08	1,26	1,88
	std	0,40	0,27	0,11	0,00	0,41	0,30	0,26	0,12	0,15
Al₂O₃	wt %	4,99	4,73	3,74	5,56	7,10	6,38	5,93	3,67	5,70
	std	1,24	1,11	0,15	0,04	1,23	0,19	0,28	0,54	0,29
FeO	wt %	6,28	6,29	6,20	5,26	6,13	5,85	5,75	5,53	5,75
	std	0,18	0,18	0,18	0,33	0,33	0,31	0,14	0,06	0,14
MnO	wt %	0,09	0,10	0,08	0,06	0,06	0,08	0,10	0,06	0,09
	std	0,03	0,01	0,03	0,05	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
MgO	wt %	14,97	15,23	15,50	13,57	13,05	13,52	14,40	15,52	14,34
	std	0,96	0,67	0,20	0,77	1,28	0,72	0,30	0,24	0,11
CaO	wt %	22,33	21,98	22,36	22,70	22,63	22,58	22,83	22,52	22,93
	std	0,56	0,07	0,07	0,11	0,13	0,08	0,22	0,27	0,10
Na₂O	wt %	0,35	0,32	0,31	0,28	0,33	0,36	0,35	0,31	0,33
	std	0,07	0,05	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04
K₂O	wt %	0,00	0,00	0,00						
	std	0,00	0,00	0,00						
P₂O₅	wt %	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03
	std	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
Cr₂O₃	wt %	0,15	0,16	0,09	0,75	0,42	0,53	0,43	0,15	0,53
	std	0,01	0,06	0,04	0,13	0,13	0,25	0,09	0,02	0,02
Total	%	100,90	100,68	100,86	99,55	100,25	100,48	100,57	100,89	100,94
Mg#	%	80,95	81,20	81,68	82,16	79,13	80,47	81,71	83,35	81,64

Table S11. Continued.

Samples		SMA1974- 279_2Cpx_ core	SMA1974- 279_2Cpx_ rim	SMA1974- 279_3Cpx_ core	SMA1974- 279_3Cpx_ rim2	SMA1974- 279_3Cpx_ri m1_	SMA1974- 279_Cpx7_ rim	SMA1974- 279_Cpx7_ core	SMA1974- 279_Cpx6_ rim2	SMA1974- 279_Cpx6_ core
SiO₂	wt %	49,59	49,14	49,10	48,80	50,27	52,05	49,59	47,98	47,90
	std	0,05	0,34	1,93	0,49	1,89	0,66	0,78	0,49	1,37
TiO₂	wt %	1,66	1,99	2,04	2,04	1,74	1,12	1,99	2,03	1,74
	std	0,03	0,21	0,62	0,13	0,57	0,08	0,24	0,20	0,20
Al₂O₃	wt %	5,28	5,59	5,52	6,08	4,71	3,16	5,97	5,88	5,36
	std	0,06	0,29	1,70	0,35	1,50	0,58	0,51	0,53	0,04
FeO	wt %	5,36	5,86	6,29	6,28	6,20	5,26	5,67	5,69	5,43
	std	0,12	0,04	0,23	0,43	0,12	0,29	0,21	0,23	0,11
MnO	wt %	0,06	0,10	0,09	0,07	0,11	0,10	0,05	0,11	0,07
	std	0,02	0,01	0,01	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04
MgO	wt %	14,54	14,41	14,62	14,01	14,80	15,88	13,83	13,68	13,77
	std	0,04	0,09	0,98	0,19	0,92	0,20	0,67	0,67	1,02
CaO	wt %	22,87	22,73	22,24	22,62	22,46	22,77	22,75	22,73	22,64
	std	0,13	0,09	0,20	0,20	0,40	0,03	0,15	0,06	0,54
Na₂O	wt %	0,38	0,35	0,32	0,34	0,34	0,32	0,36	0,34	0,36
	std	0,00	0,02	0,07	0,03	0,07	0,04	0,03	0,06	0,03
K₂O	wt %						0,00	0,01	0,00	0,02
	std						0,00	0,00	0,00	0,03
P₂O₅	wt %	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03
	std	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr₂O₃	wt %	0,66	0,35	0,16	0,15	0,09	0,44	0,70	0,73	0,79
	std	0,17	0,09	0,08	0,05	0,04	0,10	0,20	0,15	0,10
Total	%	100,49	100,58	100,51	100,48	100,85	101,21	101,04	99,26	98,16
Mg#	%	82,86	81,43	80,55	79,91	80,97	84,33	81,31	81,09	81,88

Table S11. Continued.

Samples		SMA1974- 279_Cpx6 _rim1	SMA1974- 279_Cpx1 1	SMA1974- 279_Cpx9 _core	SMA1974- 279_Cpx9 _rim	SMA1974 -279-2 core	SMA1974 -279-25 mic	SMA1974 -279-3 core	SMA1974 -279-34 Orim	SMA1974 -279-4 Orim
SiO₂	wt %	49,59	49,14	49,10	48,80	47,65	43,98	51,49	40,78	44,33
	std	0,76	0,45	0,74	1,12					
TiO₂	wt %	1,66	1,99	2,04	2,04	2,35	4,03	0,97	5,11	3,20
	std	0,16	0,24	0,38	0,28					
Al₂O₃	wt %	5,28	5,59	5,52	6,08	6,25	8,72	2,85	9,84	7,58
	std	0,74	0,32	0,55	1,07					
FeO	wt %	5,36	5,86	6,29	6,28	6,07	7,97	4,80	11,48	10,24
	std	0,15	0,13	0,54	0,31					
MnO	wt %	0,06	0,10	0,09	0,07	0,11	0,08	0,10	0,18	0,17
	std	0,01	0,06	0,02	0,03					
MgO	wt %	14,54	14,41	14,62	14,01	13,84	12,10	16,35	9,62	11,44
	std	0,42	0,32	0,49	0,72					
CaO	wt %	22,87	22,73	22,24	22,62	22,56	21,92	22,54	20,79	21,75
	std	0,03	0,02	0,21	0,46					
Na₂O	wt %	0,38	0,35	0,32	0,34	0,34	0,44	0,29	0,78	0,43
	std	0,01	0,03	0,03	0,06					
K₂O	wt %					0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
	std									
P₂O₅	wt %	0,05	0,04	0,05	0,03	0,27	0,35	0,31	1,01	0,38
	std	0,02	0,01	0,01	0,04					
Cr₂O₃	wt %	0,66	0,35	0,16	0,15	0,45	0,01	0,76	0,00	0,01
	std	0,01	0,03	0,23	0,14					
Total	%	100,49	100,58	100,51	100,48	99,92	99,61	100,51	99,62	99,57
Mg#	%	82,86	81,43	80,55	79,91	80,27	73,02	85,86	59,91	66,57

Table S12. SMA1974-278_Cpx

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	49,48	1,70	5,47	6,23	0,09	14,69	22,45	0,28		0,04	0,14	100,65	80,77
2	51,33	1,26	3,62	5,77	0,07	15,64	22,87	0,28		0,04	0,04	101,04	82,86
3	50,71	1,43	4,16	5,94	0,02	15,16	23,05	0,22		0,06	0,07	100,84	81,98
4	51,45	1,31	3,69	5,68	0,10	15,46	22,35	0,26		0,01	0,06	100,40	82,93
5	51,51	1,27	3,17	5,84	0,11	15,89	22,05	0,22		0,05	0,15	100,36	82,91
7	51,37	1,25	3,27	5,80	0,09	16,05	22,15	0,24		0,04	0,19	100,64	83,15
8	51,26	1,23	3,10	5,76	0,15	16,08	21,82	0,31		0,00	0,28	100,01	83,26
9	51,73	1,20	3,10	5,32	0,08	16,21	22,02	0,29		0,01	0,40	100,39	84,46
10	52,06	0,87	2,83	4,78	0,12	16,25	22,32	0,36		0,00	0,56	100,30	85,83
11	49,16	1,68	5,50	5,95	0,11	14,65	22,45	0,37		0,05	0,49	100,42	81,43
12	49,07	1,74	5,67	6,13	0,06	14,47	22,22	0,42		0,07	0,39	100,41	80,81
13	48,81	1,85	5,80	6,30	0,09	14,32	22,36	0,42		0,09	0,39	100,50	80,20
14	48,36	1,91	5,99	6,23	0,13	13,93	22,19	0,38		0,09	0,30	99,52	79,94
15	48,58	1,98	6,17	6,56	0,12	14,01	22,10	0,35		0,07	0,15	100,14	79,19
16	48,96	1,78	5,86	6,60	0,11	14,13	22,59	0,37		0,07	0,12	100,65	79,25
17	47,92	2,39	6,63	6,69	0,12	13,62	22,35	0,46		0,04	0,13	100,48	78,39
19	44,67	2,82	7,44	6,26	0,07	13,92	22,68	0,39		0,00	0,21	98,58	79,87
20	46,99	2,83	7,33	6,70	0,07	13,40	22,66	0,34		0,03	0,21	100,61	78,10
21	47,08	2,93	7,32	6,60	0,12	13,34	22,57	0,36		0,01	0,24	100,57	78,27
22	46,85	2,82	7,00	6,60	0,07	13,14	22,41	0,40		0,03	0,26	99,66	78,03
23	47,58	2,70	6,93	6,39	0,07	13,49	22,76	0,37		0,04	0,28	100,69	79,00
24	47,47	2,64	6,99	6,26	0,05	13,41	22,71	0,38		0,06	0,28	100,34	79,24
25	47,63	2,68	6,75	6,32	0,10	13,65	22,54	0,39		0,04	0,40	100,72	79,37
26	47,23	2,62	6,97	6,30	0,07	13,37	22,68	0,37		0,08	0,43	100,31	79,10
27	47,07	2,68	7,40	6,31	0,11	13,57	22,54	0,40		0,00	0,52	100,71	79,31
28	48,04	2,12	6,49	5,86	0,06	14,01	22,78	0,40		0,01	0,95	100,89	80,98
29	48,17	2,02	6,03	5,49	0,06	14,18	22,75	0,41		0,08	1,01	100,28	82,15
30	48,16	2,21	6,46	5,80	0,10	13,84	22,64	0,44		0,02	0,75	100,51	80,97
31	48,47	1,99	6,31	5,88	0,10	14,07	22,47	0,39		0,01	0,68	100,48	81,01
32	47,64	2,27	6,74	6,19	0,06	13,64	22,34	0,41		0,00	0,55	99,89	79,71
35	50,78	1,42	3,81	6,05	0,13	16,14	21,97	0,28		0,02	0,11	100,71	82,63
36	50,97	1,42	3,66	6,09	0,13	15,89	21,96	0,22		0,03	0,20	100,62	82,30
37	50,82	1,45	3,84	6,04	0,09	15,68	22,02	0,27		0,06	0,14	100,43	82,24
38	50,69	1,35	3,94	6,16	0,09	15,46	22,20	0,26		0,05	0,08	100,33	81,73
39	49,82	1,67	5,09	6,23	0,10	14,62	22,70	0,33		0,00	0,03	100,60	80,71
40	50,29	1,61	4,17	6,48	0,15	15,36	22,12	0,30		0,09	0,09	100,77	80,86
43	51,25	1,44	3,86	6,45	0,07	15,49	21,68	0,28		0,07	0,06	100,69	81,07
44	51,28	1,28	3,52	6,33	0,12	15,64	22,07	0,25		0,05	0,08	100,72	81,49
45	51,56	1,34	3,69	6,05	0,10	15,73	22,17	0,28		0,03	0,17	101,14	82,26
46	51,08	1,39	3,61	6,25	0,12	15,78	22,30	0,27		0,04	0,13	101,05	81,82
47	51,49	1,27	3,47	5,97	0,06	15,62	22,18	0,24		0,01	0,14	100,47	82,34
48	48,68	2,22	5,78	6,61	0,15	14,08	22,32	0,33		0,03	0,07	100,35	79,17
49	51,22	1,45	3,62	6,12	0,14	16,10	21,76	0,21		0,05	0,26	100,99	82,41

Table S13. SMA1974-278_Cpx5

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	43,06	4,08	10,41	9,17	0,10	10,79	21,57	0,51		0,25	0,00	100,11	67,72
2	44,61	3,77	9,14	7,46	0,06	12,19	22,13	0,49		0,21	0,00	100,08	74,44
3	45,81	3,49	8,60	6,80	0,05	12,56	22,41	0,50		0,13	0,10	100,49	76,70
6	48,49	2,01	5,90	5,84	0,11	14,33	22,76	0,34		0,04	0,51	100,40	81,38
7	48,47	1,89	5,75	5,68	0,00	14,23	22,97	0,38		0,07	0,69	100,16	81,70
8	47,75	1,99	5,37	5,51	0,09	13,24	22,72	0,34		0,06	0,68	97,88	81,08
9	48,50	1,64	5,30	5,20	0,05	14,44	22,34	0,35		0,00	0,80	98,69	83,19
10	49,14	1,61	5,55	5,47	0,08	14,82	22,97	0,32		0,02	0,79	100,90	82,84
11	49,86	1,61	5,17	5,28	0,09	14,57	22,93	0,32		0,08	0,98	100,95	83,11
12	49,36	1,79	5,29	5,54	0,01	14,67	22,93	0,45		0,02	0,77	100,85	82,53
13	49,48	1,71	5,27	5,55	0,08	14,42	22,96	0,39		0,03	0,78	100,82	82,24
14	49,70	1,64	4,90	5,27	0,10	14,85	22,78	0,43		0,04	0,93	100,70	83,40
15	49,65	1,65	5,09	5,28	0,07	14,80	22,97	0,42		0,04	0,78	100,92	83,32
16	49,59	1,73	5,38	6,44	0,07	13,81	22,19	0,32		0,00	0,70	100,36	79,26
17	49,61	1,65	5,18	5,60	0,10	14,89	22,57	0,35		0,01	0,77	100,74	82,57
18	49,96	1,71	5,05	5,33	0,09	14,61	23,12	0,38		0,03	0,84	101,23	83,01
19	49,99	1,41	4,99	5,24	0,08	14,76	22,97	0,34		0,05	0,80	100,86	83,38
20	48,38	1,53	4,71	6,65	0,06	14,67	21,46	0,40		0,00	0,61	98,51	79,73

Table S14. SMA1974-278_Cpx_carto

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	42,76	3,42	11,72	10,97	0,18	9,33	20,82	0,88	0,11	0,62	0,02	100,90	60,26
2	48,01	2,37	6,57	6,07	0,06	14,17	22,44	0,37	0,00	0,08	0,74	100,94	80,63
3	47,26	2,91	7,11	6,81	0,10	13,34	22,91	0,37	0,00	0,03	0,16	101,01	77,73
4	46,96	2,98	7,18	6,68	0,08	13,15	22,99	0,36	0,01	0,04	0,23	100,85	77,83
5	46,92	2,92	6,94	6,42	0,07	13,10	23,05	0,35	0,00	0,02	0,33	100,17	78,45
6	49,21	1,90	5,62	5,60	0,10	14,36	22,95	0,37	0,00	0,00	0,85	101,03	82,06
7	47,51	2,47	6,52	6,61	0,09	13,63	21,71	0,37	0,02	0,05	0,41	99,51	78,63
8	51,96	1,22	3,08	5,49	0,11	16,21	22,23	0,28	0,01	0,03	0,28	100,92	84,03
9	51,17	1,35	3,53	6,21	0,13	15,97	21,92	0,21	0,00	0,07	0,16	100,83	82,09
10	51,70	1,16	3,13	5,95	0,10	16,24	22,16	0,25	0,00	0,00	0,20	101,02	82,95
11	52,33	1,03	2,82	5,44	0,09	16,28	22,34	0,26	0,00	0,03	0,27	101,00	84,22
12	52,20	0,94	2,79	5,29	0,09	16,22	22,65	0,28	0,00	0,02	0,44	100,97	84,55
13	51,57	1,17	2,99	5,26	0,10	16,30	22,58	0,33	0,00	0,04	0,33	100,71	84,68
14	51,69	1,28	3,18	5,89	0,05	15,95	21,86	0,24	0,02	0,03	0,20	100,59	82,84
15	51,23	1,41	3,55	6,04	0,11	15,84	21,74	0,25	0,00	0,04	0,14	100,46	82,38
16	51,11	1,41	3,65	6,19	0,08	15,67	21,97	0,28	0,01	0,04	0,20	100,65	81,86
17	49,18	2,03	5,34	6,56	0,13	14,58	21,91	0,37	0,02	0,06	0,23	100,44	79,85
18	47,67	2,46	6,81	6,19	0,08	13,89	22,43	0,32	0,00	0,07	0,53	100,58	80,00
19	44,20	3,80	10,20	7,90	0,08	11,74	21,70	0,47	0,01	0,23	0,01	100,41	72,60
20	42,59	4,60	11,35	10,91	0,19	9,70	19,61	0,93	0,16	0,28	0,03	100,41	61,32

Table S15. SMA1974-278_Cpx4T

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	42,99	4,10	10,10	9,36	0,13	10,81	21,43	0,52	0,01	0,22	0,00	99,91	77,35
2	48,88	2,03	6,04	6,02	0,09	14,03	23,07	0,36	0,00	0,04	0,30	100,95	87,32
3	47,84	2,49	6,67	6,39	0,07	13,43	22,87	0,41	0,00	0,02	0,14	100,42	86,13
4	46,98	2,80	7,40	6,63	0,09	13,24	22,84	0,38	0,00	0,03	0,14	100,66	85,52
5	46,54	3,08	7,26	6,83	0,05	12,86	22,77	0,41	0,00	0,00	0,13	99,97	84,77
6	47,10	2,60	6,95	6,59	0,10	13,45	22,48	0,41	0,00	0,05	0,37	100,36	85,78
7	47,97	2,62	6,68	6,31	0,07	13,68	22,54	0,39	0,00	0,04	0,44	100,84	86,51
8	51,40	1,27	3,28	6,11	0,15	16,10	22,23	0,22	0,00	0,08	0,21	101,16	88,63
9	51,87	1,23	3,19	5,89	0,13	16,11	22,33	0,27	0,00	0,04	0,25	101,49	88,99
10	51,92	1,14	2,97	5,58	0,08	16,01	22,21	0,25	0,00	0,04	0,34	100,68	89,46
11	52,12	1,02	2,86	5,05	0,09	16,20	22,72	0,32	0,00	0,03	0,46	100,90	90,46
12	47,87	2,35	6,99	6,15	0,12	13,60	22,59	0,37	0,00	0,03	0,63	100,84	86,73
13	47,79	2,80	6,79	6,57	0,03	13,43	22,46	0,40	0,00	0,03	0,41	100,80	85,80
14	47,31	2,72	6,94	6,45	0,06	13,43	22,68	0,37	0,03	0,02	0,21	100,35	86,02
15	46,98	2,80	7,34	6,56	0,09	13,11	22,56	0,46	0,00	0,00	0,11	100,11	85,52
16	47,53	2,67	7,06	6,55	0,09	13,41	22,57	0,41	0,01	0,05	0,11	100,73	85,81
17	48,31	2,22	6,42	6,20	0,05	13,88	23,19	0,36	0,00	0,04	0,09	100,86	86,87
18	48,86	2,13	6,23	6,22	0,10	13,95	23,10	0,30	0,00	0,02	0,11	101,13	86,90
19	46,08	3,10	8,28	7,35	0,13	12,64	22,31	0,42	0,01	0,08	0,00	100,57	83,56

Table S16. SMA1974-278_Cpx5T

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	45,63	3,30	8,66	7,23	0,13	12,47	22,51	0,37	0,02	0,07	0,07	100,53	75,47
2	47,24	2,61	7,15	6,65	0,03	13,45	22,63	0,35	0,00	0,01	0,06	100,19	78,30
3	47,58	2,52	6,76	6,26	0,11	13,65	23,03	0,30	0,00	0,00	0,22	100,54	79,55
4	48,65	2,17	5,96	5,89	0,08	14,21	22,96	0,38	0,00	0,07	0,50	100,90	81,12
5	48,89	1,81	5,44	5,44	0,10	14,30	22,83	0,35	0,00	0,05	0,81	100,11	82,42
6	49,19	1,76	5,38	5,33	0,00	14,50	23,09	0,31	0,00	0,02	0,87	100,49	82,91
7	47,24	2,53	7,32	6,36	0,10	13,23	22,49	0,46	0,00	0,01	0,30	100,12	78,75
8	45,98	3,19	7,63	6,91	0,09	12,90	22,25	0,40	0,00	0,04	0,23	99,67	76,90
9	46,18	3,18	7,87	6,71	0,15	13,14	22,17	0,42	0,01	0,03	0,27	100,25	77,73
10	48,61	2,15	6,02	6,47	0,10	13,91	22,39	0,42	0,00	0,11	0,31	100,53	79,30
11	46,36	3,06	7,63	6,66	0,07	13,12	22,74	0,41	0,00	0,03	0,20	100,37	77,84
12	46,89	2,90	7,55	6,57	0,08	13,14	22,84	0,45	0,01	0,00	0,14	100,69	78,11
13	47,73	2,54	6,77	6,17	0,10	13,84	22,64	0,41	0,00	0,01	0,47	100,73	80,00
14	49,28	1,80	5,30	5,43	0,05	14,48	22,99	0,36	0,00	0,02	0,94	100,71	82,64
15	49,50	1,88	5,46	5,48	0,09	14,48	22,67	0,32	0,00	0,02	0,65	100,64	82,48
16	47,97	2,54	6,60	6,07	0,04	13,66	22,92	0,38	0,00	0,04	0,27	100,55	80,06
17	47,47	2,55	6,79	6,29	0,07	13,57	22,92	0,34	0,00	0,01	0,17	100,27	79,36
18	48,19	2,52	6,88	6,45	0,07	13,61	23,18	0,39	0,00	0,06	0,11	101,53	79,00
19	44,03	3,68	9,70	8,67	0,09	11,56	22,31	0,52	0,00	0,11	0,00	100,77	70,38

Table S17. SMA1974-278_Cpx5-4

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	45,19	3,24	9,10	7,57	0,13	12,16	22,68	0,47	0,02	0,02	0,00	100,66	74,12
2	47,91	2,26	6,88	6,53	0,07	13,56	23,33	0,34	0,01	0,01	0,05	100,99	78,75
3	47,42	2,42	6,76	6,36	0,11	13,63	22,53	0,36	0,00	0,05	0,14	99,86	79,26
4	49,88	1,44	4,81	5,18	0,07	14,94	23,05	0,33	0,00	0,00	0,94	100,66	83,71
5	45,72	3,31	7,74	7,10	0,06	12,80	22,53	0,43	0,00	0,05	0,10	99,90	76,28
6	46,46	3,23	7,40	6,66	0,07	13,04	22,89	0,42	0,00	0,06	0,26	100,62	77,74
7	46,13	3,30	7,85	6,79	0,14	12,64	22,37	0,44	0,01	0,05	0,25	100,03	76,85
8	50,52	1,44	4,31	5,23	0,01	15,31	23,10	0,34	0,01	0,04	0,19	100,57	83,91
9	50,63	1,41	4,13	4,96	0,02	15,37	23,16	0,34	0,00	0,01	0,13	100,29	84,67
10	50,14	1,64	4,16	6,52	0,08	15,17	22,14	0,27	0,00	0,03	0,07	100,35	80,58
11	46,71	2,93	7,04	6,62	0,06	13,23	22,52	0,35	0,00	0,05	0,36	99,91	78,08
12	48,37	2,18	5,98	6,10	0,07	13,97	22,65	0,39	0,00	0,00	0,47	100,19	80,32
13	47,92	2,28	6,30	6,12	0,10	13,77	23,13	0,36	0,00	0,06	0,37	100,45	80,04
14	46,92	2,63	7,04	6,78	0,13	13,17	22,76	0,41	0,00	0,02	0,05	100,10	77,61
15	48,10	2,13	6,43	6,28	0,03	13,75	23,09	0,34	0,00	0,01	0,00	100,42	79,60
16	49,02	1,87	5,51	6,13	0,08	14,06	23,10	0,38	0,00	0,00	0,05	100,22	80,34
17	45,63	3,06	8,67	7,07	0,03	12,55	22,43	0,45	0,00	0,11	0,04	100,17	75,99
18	45,53	3,27	8,49	7,74	0,16	12,03	22,43	0,47	0,00	0,10	0,00	100,23	73,48
19	43,09	3,52	12,15	10,59	0,13	8,41	18,99	1,25	0,37	0,38	0,00	99,02	58,60

Table S18. SMA1974-279_Cpx6

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	52,40	1,12	3,02	5,32	0,06	16,03	23,03	0,25		0,03	0,23	101,52	84,31
2	52,22	1,20	3,24	5,35	0,11	15,83	22,83	0,27		0,04	0,16	101,40	84,06
3	51,47	1,40	3,38	5,67	0,06	15,68	22,79	0,32		0,07	0,13	101,03	83,14
4	52,03	0,95	2,88	4,83	0,08	16,21	22,67	0,30		0,02	0,55	100,62	85,69
5	48,72	2,17	6,06	5,96	0,11	14,34	22,56	0,42		0,04	0,41	100,87	81,08
6	50,12	1,53	4,86	5,25	0,09	14,66	22,28	0,37		0,03	0,96	100,37	83,27
7	49,34	2,16	5,88	5,94	0,02	14,28	22,57	0,29		0,03	0,39	100,96	81,09
8	48,26	1,95	5,59	6,50	0,08	13,71	21,98	0,38		0,01	0,49	99,06	78,99
9	48,43	2,36	6,17	6,21	0,11	13,89	22,61	0,35		0,01	0,25	100,42	79,93
10	48,67	2,04	5,80	5,75	0,05	14,21	22,57	0,32		0,00	0,42	99,96	81,51
11	48,28	2,36	6,64	6,03	0,03	13,85	23,00	0,37		0,07	0,32	101,20	80,36
12	47,94	2,62	6,82	6,44	0,10	13,41	22,74	0,40		0,00	0,21	100,70	78,77
13	47,60	2,79	7,17	6,50	0,09	13,45	22,70	0,39		0,01	0,13	100,88	78,67
14	47,78	2,60	6,90	6,26	0,09	13,47	22,86	0,39		0,08	0,25	100,70	79,33
15	48,32	2,30	6,40	6,21	0,03	13,87	22,98	0,41		0,00	0,29	100,83	79,92
16	49,02	2,02	5,87	5,65	0,05	14,11	22,73	0,40		0,00	0,58	100,52	81,65
17	49,63	1,68	5,44	5,46	0,13	14,78	23,05	0,39		0,04	0,82	101,46	82,84
18	50,27	1,52	5,11	5,25	0,08	14,95	22,97	0,38		0,00	0,87	101,50	83,54
19	50,04	1,58	5,11	5,24	0,08	14,76	22,97	0,36		0,01	0,99	101,17	83,40
20	50,43	1,50	5,04	5,26	0,08	14,36	22,56	0,37		0,07	0,98	100,67	82,95
21	48,57	2,44	6,53	6,15	0,05	14,01	22,62	0,40		0,04	0,36	101,43	80,26
22	47,83	2,82	6,69	6,20	0,09	13,67	22,86	0,40		0,04	0,36	100,99	79,70
23	48,58	2,36	6,31	6,04	0,09	13,75	22,83	0,43		0,02	0,39	100,87	80,23
24	48,26	2,47	6,56	6,22	0,09	13,76	22,77	0,42		0,06	0,32	100,97	79,78
25	48,73	2,48	6,39	6,09	0,07	14,00	22,70	0,36		0,02	0,41	101,33	80,38
26	47,42	2,81	7,14	6,39	0,05	13,59	22,74	0,42		0,02	0,35	100,97	79,13
27	47,77	2,56	6,67	5,99	0,11	13,66	22,68	0,42		0,02	0,52	100,41	80,27
28	48,18	2,60	6,77	6,04	0,08	13,70	22,77	0,41		0,01	0,52	101,20	80,17
29	47,01	3,04	7,36	6,53	0,16	13,18	22,73	0,45		0,01	0,25	100,89	78,26
30	47,04	2,92	8,05	6,76	0,07	13,20	22,37	0,37		0,04	0,28	101,20	77,69
31	48,39	2,29	6,43	6,51	0,10	13,94	22,29	0,38		0,05	0,21	100,71	79,23
32	52,02	1,38	3,42	6,14	0,14	15,96	22,01	0,26		0,02	0,16	101,57	82,25
33	51,78	1,23	3,56	5,97	0,08	15,85	21,71	0,29		0,02	0,23	100,80	82,54
34	52,22	1,25	3,26	5,98	0,05	16,36	22,29	0,22		0,08	0,18	101,97	83,00
35	51,86	1,26	3,28	5,84	0,13	15,97	22,11	0,27		0,05	0,20	101,02	82,98
36	51,72	1,27	3,56	5,77	0,08	15,77	22,31	0,32		0,01	0,20	101,09	82,99
37	51,99	1,16	3,00	5,62	0,14	16,36	22,27	0,28		0,06	0,20	101,13	83,85
38	51,46	1,30	3,78	5,71	0,10	15,53	22,38	0,30		0,00	0,11	100,73	82,89
39	52,42	1,15	3,09	5,46	0,01	16,03	22,65	0,27		0,00	0,21	101,40	83,96
40	52,34	1,02	2,95	5,15	0,06	16,33	22,68	0,28		0,01	0,51	101,49	84,95
41	52,42	1,01	2,80	5,00	0,10	16,28	22,75	0,23		0,03	0,42	101,08	85,31
42	52,41	0,98	2,87	4,82	0,09	16,42	22,76	0,29		0,00	0,51	101,18	85,85
43	50,44	1,59	4,71	5,28	0,11	15,03	22,71	0,34		0,02	0,54	100,76	83,53
44	51,68	1,29	3,78	5,43	0,07	15,80	22,99	0,31		0,02	0,16	101,56	83,83
46	50,51	1,41	4,62	5,15	0,12	15,16	22,95	0,34		0,02	0,60	100,97	84,00
47	49,81	1,75	5,63	5,54	0,08	14,86	22,68	0,36		0,01	0,74	101,49	82,71
48	52,52	1,07	2,96	5,04	0,10	16,19	22,76	0,29		0,02	0,41	101,38	85,13
49	52,16	1,04	3,02	5,12	0,09	16,14	22,99	0,31		0,00	0,34	101,23	84,89
50	52,21	1,28	3,28	5,44	0,15	15,80	23,00	0,31		0,04	0,20	101,72	83,81

Table S19. SMA1974-279_Cpx7

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	46,25	3,01	8,09	7,09	0,08	12,83	22,80	0,35		0,12	0,00	100,71	76,33
2	49,49	1,87	5,44	5,78	0,05	14,51	23,03	0,33		0,00	0,27	100,82	81,73
3	49,97	1,81	5,12	5,36	0,10	14,85	23,22	0,28		0,00	0,55	101,39	83,16
4	49,85	1,57	5,17	5,43	0,09	14,51	22,93	0,34		0,02	0,43	100,43	82,63
5	49,55	1,85	5,27	5,40	0,04	14,63	23,22	0,38		0,07	0,54	100,98	82,85
6	48,77	2,24	6,19	5,80	0,05	14,08	22,95	0,37		0,05	0,29	100,85	81,24
7	49,33	1,95	5,56	5,61	0,05	14,51	22,71	0,37		0,07	0,56	100,77	82,18
8	48,99	2,05	5,93	5,67	0,07	14,11	22,94	0,41		0,01	0,47	100,75	81,59
9	48,92	2,16	6,02	6,01	0,10	14,21	22,50	0,34		0,04	0,34	100,68	80,82
10	48,76	2,32	6,41	5,80	0,14	14,07	22,78	0,38		0,00	0,38	101,20	81,21
11	49,58	1,68	5,29	5,41	0,12	14,68	22,60	0,37		0,03	0,89	100,79	82,87
12	48,68	2,09	5,93	5,89	0,06	14,08	22,94	0,40		0,03	0,50	100,63	80,99
13	49,80	1,72	5,32	5,36	0,12	14,27	22,67	0,37		0,06	0,86	100,71	82,59
16	49,53	1,91	5,58	5,48	0,05	14,39	22,80	0,38		0,05	0,94	101,33	82,40
17	48,57	2,23	6,11	5,84	0,07	14,11	22,94	0,39		0,02	0,70	101,08	81,14
18	49,49	1,70	5,32	5,51	0,08	14,46	23,05	0,35		0,01	0,88	100,86	82,40
19	48,46	2,28	6,07	6,15	0,12	13,80	22,85	0,36		0,05	0,52	100,77	80,00
20	48,65	2,00	5,95	5,88	0,07	14,04	22,68	0,42		0,00	0,50	100,21	80,97
21	50,18	1,15	2,92	5,87	0,08	13,81	21,57	0,27		0,03	0,31	96,19	80,76
22	52,12	1,13	3,05	5,49	0,14	16,20	22,38	0,28		0,03	0,28	101,20	84,03
23	52,27	1,20	3,21	5,53	0,14	16,24	22,27	0,25		0,05	0,27	101,47	83,96
24	52,68	0,91	2,71	5,09	0,09	16,33	22,31	0,26		0,04	0,53	100,99	85,13
25	52,55	0,98	2,89	5,18	0,07	16,09	22,27	0,26		0,05	0,38	100,82	84,69
26	52,47	1,10	2,83	4,94	0,16	15,99	22,70	0,23		0,03	0,38	100,88	85,24
27	52,06	1,11	2,89	5,02	0,06	16,16	22,72	0,29		0,06	0,42	100,90	85,16
28	51,11	1,27	3,48	5,76	0,07	15,33	22,22	0,28		0,04	0,12	99,79	82,59
29	50,07	1,67	6,58	7,08	0,10	13,93	21,27	0,79		0,12	0,19	101,86	77,83
30	52,20	1,24	3,33	5,73	0,13	15,81	22,25	0,27		0,06	0,24	101,31	83,11
31	52,51	1,10	3,15	5,29	0,11	16,22	22,14	0,25		0,05	0,39	101,26	84,54
32	51,72	1,22	3,24	5,68	0,10	15,98	21,91	0,26		0,04	0,31	100,56	83,38
33	51,57	1,19	3,44	5,67	0,05	15,60	22,41	0,25		0,01	0,15	100,38	83,07
34	52,80	0,95	2,78	5,02	0,04	16,14	22,43	0,27		0,05	0,50	100,99	85,15
35	52,37	0,95	2,65	5,10	0,04	16,12	22,76	0,33		0,00	0,56	100,97	84,93
36	52,41	1,09	2,93	5,23	0,08	16,02	22,62	0,31		0,02	0,34	101,07	84,53
37	52,27	1,07	2,98	5,14	0,09	16,05	22,71	0,32		0,00	0,29	100,95	84,77
38	51,98	1,23	3,50	5,97	0,10	15,92	21,87	0,28		0,01	0,20	101,10	82,64
39	52,11	1,25	3,14	5,73	0,08	15,93	22,03	0,22		0,02	0,22	100,73	83,22
40	51,52	1,30	3,54	6,22	0,19	15,68	22,08	0,28		0,03	0,12	101,06	81,79
45	49,53	1,91	5,58	5,48	0,05	14,39	22,80	0,38		0,05	0,94	101,33	82,40
46	48,57	2,23	6,11	5,84	0,07	14,11	22,94	0,39		0,02	0,70	101,08	81,14
47	49,49	1,70	5,32	5,51	0,08	14,46	23,05	0,35		0,01	0,88	100,86	82,40
48	48,46	2,28	6,07	6,15	0,12	13,80	22,85	0,36		0,05	0,52	100,77	80,00
49	48,65	2,00	5,95	5,88	0,07	14,04	22,68	0,42		0,00	0,50	100,21	80,97

Table S20. SMA1974-279_Cpx_new_carto

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	49,35	1,87	5,96	6,32	0,08	14,09	23,13	0,32	0,00	0,03	0,15	101,37	79,88
2	50,33	1,57	4,95	5,41	0,11	14,45	22,60	0,43	0,00	0,02	0,62	100,52	82,65
3	49,40	1,67	5,73	6,03	0,06	14,06	22,94	0,32	0,00	0,05	0,26	100,54	80,61
4	50,14	1,64	5,30	5,72	0,12	14,60	23,12	0,31	0,00	0,01	0,51	101,47	81,98
5	49,93	1,50	5,16	5,39	0,04	14,62	23,18	0,39	0,02	0,05	0,73	101,03	82,86
6	50,21	1,46	5,26	5,32	0,08	14,63	23,08	0,34	0,00	0,04	0,90	101,39	83,06
7	49,50	1,59	5,52	5,84	0,09	14,63	22,29	0,36	0,02	0,02	0,62	100,60	81,69
8	51,79	1,43	3,63	6,13	0,15	15,84	22,11	0,33	0,00	0,03	0,15	101,68	82,17
9	51,82	1,32	3,33	5,98	0,13	15,99	22,05	0,26	0,00	0,08	0,07	101,09	82,65
10	51,95	1,26	3,46	5,97	0,12	16,05	22,33	0,22	0,00	0,07	0,07	101,55	82,73
11	51,71	1,19	3,40	5,97	0,09	15,88	22,28	0,30	0,00	0,06	0,09	101,02	82,59
12	51,86	1,19	3,34	5,99	0,06	16,05	22,48	0,29	0,00	0,00	0,10	101,42	82,70
13	51,40	1,31	3,35	5,85	0,10	15,70	22,31	0,28	0,01	0,00	0,03	100,35	82,72
14	51,81	1,31	3,56	5,99	0,08	15,71	22,48	0,22	0,00	0,00	0,09	101,34	82,39
15	51,27	1,32	3,67	5,98	0,07	15,65	22,43	0,25	0,00	0,03	0,09	100,87	82,35
16	51,35	1,33	3,72	5,96	0,12	15,56	22,30	0,26	0,00	0,00	0,04	100,68	82,33
17	51,11	1,38	3,80	5,85	0,05	15,55	22,34	0,29	0,00	0,03	0,09	100,64	82,56
18	51,23	1,35	3,67	6,11	0,08	15,71	22,44	0,28	0,00	0,01	0,08	101,00	82,08
19	51,11	1,25	3,75	6,02	0,10	15,59	22,21	0,30	0,00	0,00	0,10	100,56	82,18
20	51,12	1,42	3,74	6,16	0,07	15,67	21,90	0,29	0,06	0,03	0,09	100,58	81,94
21	51,49	1,33	3,71	6,10	0,11	15,56	22,42	0,27	0,01	0,06	0,09	101,18	81,97
22	50,93	1,40	3,63	6,15	0,10	15,73	22,16	0,23	0,00	0,04	0,13	100,56	82,01
24	49,60	1,05	3,03	5,63	0,11	15,51	22,15	0,30	0,02	0,03	0,15	101,37	83,09
25	51,96	1,23	3,18	5,62	0,09	16,14	22,47	0,32	0,01	0,02	0,30	97,63	83,66
26	51,34	1,29	3,93	5,63	0,11	15,79	22,57	0,34	0,00	0,05	0,20	101,44	83,33
27	51,29	1,43	4,16	5,66	0,05	15,48	22,48	0,31	0,00	0,00	0,22	101,35	82,98
28	52,22	1,07	2,96	4,70	0,06	15,95	22,94	0,32	0,00	0,01	0,67	101,26	85,81
29	52,28	1,04	2,91	5,08	0,05	16,12	22,58	0,25	0,02	0,02	0,50	100,95	84,98
30	51,97	1,13	3,00	5,30	0,07	15,89	22,46	0,33	0,03	0,00	0,38	100,98	84,24
31	52,71	0,95	2,93	4,87	0,11	16,26	22,81	0,30	0,00	0,01	0,52	100,62	85,61
32	52,50	0,99	2,93	4,93	0,12	16,26	22,95	0,29	0,00	0,02	0,47	101,58	85,48
33	52,48	0,97	2,99	4,73	0,14	16,09	22,96	0,31	0,00	0,00	0,50	101,49	85,85
34	52,27	0,97	3,03	5,22	0,11	15,94	22,49	0,28	0,00	0,02	0,30	101,35	84,49
35	52,23	1,02	3,04	5,17	0,10	16,15	22,75	0,29	0,00	0,04	0,33	100,64	84,76
36	50,73	1,10	3,64	7,43	0,21	14,75	20,40	0,27	0,51	0,00	0,08	101,25	77,97
37	52,60	1,20	3,22	5,42	0,12	16,04	22,99	0,31	0,00	0,04	0,20	99,19	84,05
38	52,00	1,25	3,32	5,78	0,03	15,85	22,38	0,32	0,03	0,02	0,12	102,30	83,01
39	52,58	1,02	2,99	5,08	0,12	16,08	22,66	0,33	0,00	0,00	0,53	101,26	84,94
40	51,29	0,94	3,19	6,09	0,13	15,34	21,42	0,35	0,22	0,03	0,43	101,48	81,80
41	51,63	1,24	3,42	5,76	0,13	15,99	22,30	0,26	0,00	0,04	0,21	99,49	83,20
42	51,69	1,21	3,41	5,53	0,14	16,15	22,72	0,27	0,00	0,05	0,15	101,18	83,90
43	52,01	1,18	3,31	5,71	0,07	16,02	22,10	0,29	0,01	0,06	0,16	101,41	83,33
44	51,80	1,17	3,41	5,86	0,13	15,87	22,33	0,30	0,01	0,04	0,10	100,96	82,83
45	47,05	2,11	4,65	9,05	0,19	14,03	20,69	0,41	0,03	0,08	0,00	101,13	73,43

Table S21. SMA1974-279_Cpx_carto

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	42,19	4,89	10,36	11,28	0,20	10,08	21,14	0,64	0,04	0,12	0,00	101,19	61,44
2	47,96	2,43	7,12	7,29	0,08	13,41	21,71	0,42	0,19	0,03	0,30	101,01	76,64
3	48,73	1,90	6,09	5,95	0,09	14,22	22,62	0,40	0,02	0,01	0,65	100,72	80,98
4	48,88	1,88	5,59	5,64	0,08	14,48	22,69	0,37	0,01	0,06	0,86	100,80	82,08
5	52,39	1,00	2,73	5,49	0,10	16,23	22,32	0,32	0,03	0,04	0,46	101,18	84,04
6	52,89	1,02	2,72	5,13	0,09	16,25	22,64	0,29	0,00	0,01	0,41	101,65	84,95
7	52,45	0,96	2,75	5,00	0,11	16,21	22,92	0,26	0,01	0,03	0,46	101,26	85,26
8	52,48	0,99	2,85	5,09	0,14	16,20	22,98	0,27	0,00	0,05	0,40	101,55	85,02
9	52,62	0,98	2,84	4,75	0,07	16,46	22,68	0,29	0,00	0,00	0,58	101,32	86,08
10	52,17	1,01	2,86	4,94	0,06	16,30	22,88	0,25	0,01	0,05	0,42	101,08	85,48
11	52,52	0,98	2,91	5,08	0,05	16,20	22,71	0,25	0,00	0,01	0,32	101,07	85,05
12	52,44	1,29	3,11	5,53	0,08	16,12	22,39	0,31	0,00	0,02	0,23	101,66	83,86
13	52,44	1,09	3,00	5,18	0,17	16,11	23,01	0,31	0,00	0,00	0,33	101,67	84,72
14	52,51	1,14	3,09	5,49	0,15	16,06	22,69	0,33	0,00	0,00	0,19	101,66	83,91
15	51,75	1,34	3,67	5,72	0,12	15,78	22,53	0,23	0,00	0,05	0,08	101,35	83,11
16	51,88	1,34	3,47	5,63	0,06	15,90	22,81	0,29	0,00	0,01	0,09	101,49	83,44
17	52,21	1,13	3,19	5,66	0,10	16,14	22,40	0,27	0,00	0,03	0,16	101,49	83,55
18	52,52	1,08	3,03	5,45	0,03	15,99	22,73	0,30	0,01	0,05	0,17	101,49	83,95
19	52,35	1,05	3,06	5,31	0,05	16,07	22,78	0,31	0,01	0,00	0,27	101,34	84,36
20	52,79	1,09	2,95	4,92	0,06	16,34	22,93	0,28	0,00	0,04	0,45	101,92	85,55
21	52,72	1,03	2,79	5,03	0,09	16,27	22,76	0,31	0,00	0,02	0,33	101,44	85,23
22	51,56	1,17	3,05	5,62	0,07	15,95	21,94	0,22	0,00	0,04	0,15	99,87	83,50
23	52,48	1,21	3,25	5,44	0,10	15,94	22,66	0,22	0,01	0,05	0,15	101,61	83,94
24	52,19	1,28	3,34	5,82	0,05	15,88	22,59	0,26	0,00	0,07	0,15	101,70	82,95
25	43,74	4,31	9,77	9,92	0,19	10,74	21,53	0,62	0,09	0,34	0,00	101,69	65,88

Table S22. SMA1974-279_Cpx6-7

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	43,17	3,62	12,15	9,11	0,09	9,48	20,75	1,14	0,16	0,59	0,00	100,29	64,97
2	50,69	1,30	4,42	5,22	0,09	15,11	23,05	0,32	0,00	0,00	0,52	100,82	83,77
3	48,91	1,61	5,47	5,52	0,11	14,41	22,99	0,33	0,02	0,03	0,92	100,36	82,31
4	46,54	2,73	7,70	6,74	0,07	13,17	22,75	0,39	0,00	0,02	0,28	100,54	77,69
5	48,84	1,72	5,64	5,51	0,10	14,47	22,97	0,37	0,00	0,01	1,19	100,88	82,40
6	50,77	1,46	3,90	6,04	0,14	15,61	22,55	0,26	0,01	0,00	0,39	101,18	82,16
7	51,56	1,22	3,08	5,84	0,14	15,85	22,10	0,22	0,00	0,00	0,29	100,32	82,88
8	52,05	1,01	3,00	5,61	0,09	16,12	22,03	0,27	0,01	0,03	0,29	100,56	83,67
9	51,59	1,11	3,11	5,62	0,14	16,25	22,48	0,27	0,00	0,02	0,25	100,85	83,76
10	51,49	1,19	3,12	5,81	0,12	16,15	22,17	0,30	0,01	0,04	0,26	100,69	83,21
11	51,81	1,14	3,20	5,98	0,08	16,04	22,07	0,26	0,00	0,06	0,25	101,05	82,69
12	51,78	1,28	3,22	5,91	0,10	15,97	22,04	0,23	0,00	0,07	0,24	100,87	82,80
13	51,72	1,23	3,31	5,98	0,11	15,88	21,59	0,19	0,00	0,03	0,22	100,30	82,56
14	51,45	1,24	3,29	5,89	0,13	16,12	21,83	0,25	0,00	0,01	0,25	100,53	82,99
15	49,00	2,06	5,48	6,19	0,13	14,80	21,91	0,34	0,00	0,04	0,49	100,55	81,00
16	48,42	2,03	6,36	5,73	0,02	14,01	22,64	0,38	0,00	0,02	0,84	100,48	81,33
17	46,26	3,04	7,85	6,78	0,06	13,28	22,63	0,30	0,00	0,03	0,27	100,53	77,75
18	47,66	2,31	6,78	5,93	0,06	14,12	22,38	0,40	0,00	0,03	0,68	100,55	80,92
19	48,61	1,98	6,06	5,70	0,08	14,19	22,81	0,35	0,00	0,07	0,84	100,73	81,61
20	46,37	2,92	7,74	6,76	0,05	13,40	22,52	0,35	0,00	0,03	0,15	100,33	77,93
21	48,14	2,17	6,35	6,63	0,03	13,78	22,27	0,31	0,11	0,05	0,42	100,35	78,74
22	48,91	1,82	5,59	5,60	0,06	14,51	23,08	0,36	0,00	0,00	0,53	100,54	82,20
23	48,77	1,87	5,69	5,78	0,10	14,39	23,21	0,29	0,00	0,05	0,60	101,11	81,61
24	47,87	2,34	6,65	6,32	0,12	13,96	22,92	0,32	0,01	0,03	0,30	100,90	79,76
25	43,82	3,60	10,27	8,13	0,08	11,44	22,30	0,53	0,04	0,37	0,00	100,65	71,49

Table S23. SMA1974-279_Cpx6T

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	Fo
1	46,94	2,74	7,42	7,82	0,06	12,68	21,56	0,42	0,30	0,06	0,20	100,39	74,30
2	49,08	1,87	5,36	5,62	0,02	14,54	22,54	0,34	0,00	0,03	0,59	100,03	82,19
3	48,96	2,12	5,81	5,79	0,10	14,10	23,01	0,36	0,00	0,03	0,51	101,08	81,27
4	49,01	1,86	5,40	5,67	0,06	14,38	23,18	0,44	0,00	0,04	0,68	100,83	81,89
5	49,33	1,74	5,26	5,27	0,06	14,55	23,07	0,35	0,01	0,02	0,90	100,60	83,12
6	49,11	1,74	5,35	5,33	0,05	14,34	22,67	0,33	0,01	0,02	0,87	99,83	82,75
7	48,63	2,05	5,93	5,89	0,08	14,24	22,87	0,35	0,01	0,06	0,43	100,67	81,17
8	48,31	2,33	6,46	6,10	0,09	13,92	22,73	0,40	0,00	0,02	0,50	101,04	80,28
9	49,68	1,57	5,20	5,10	0,08	14,51	23,16	0,35	0,01	0,02	0,89	100,72	83,53
10	48,33	2,25	6,37	6,19	0,05	13,95	23,18	0,35	0,01	0,04	0,45	101,21	80,08
11	49,07	2,09	5,94	6,28	0,02	14,20	22,77	0,34	0,01	0,08	0,28	101,22	80,12
12	47,55	2,57	6,74	6,17	0,02	13,40	22,67	0,38	0,00	0,05	0,49	100,18	79,48
13	47,46	2,53	6,62	6,02	0,06	13,55	22,93	0,34	0,00	0,00	0,40	99,99	80,06
14	47,84	2,40	6,27	7,08	0,05	13,44	22,21	0,38	0,22	0,07	0,38	100,48	77,18
15	48,21	2,31	6,18	6,09	0,09	13,96	23,04	0,36	0,00	0,03	0,36	100,73	80,34
16	47,67	2,35	6,46	6,11	0,06	13,85	22,79	0,36	0,00	0,04	0,30	100,17	80,16
17	47,88	2,39	6,25	6,10	0,09	13,75	22,93	0,38	0,00	0,00	0,37	100,16	80,08
18	50,06	1,54	4,88	5,18	0,07	14,72	23,02	0,35	0,00	0,04	1,06	100,98	83,53
19	49,61	1,64	5,24	5,26	0,04	14,56	22,96	0,33	0,00	0,01	0,96	100,72	83,15
20	47,14	2,66	7,42	6,70	0,09	13,53	22,56	0,36	0,00	0,05	0,37	100,99	78,27
21	47,20	2,51	7,21	6,27	0,06	13,48	22,64	0,38	0,00	0,04	0,36	100,19	79,32
22	48,25	2,05	6,15	5,61	0,09	14,20	22,48	0,39	0,00	0,01	0,77	100,18	81,86
23	48,83	1,83	5,76	5,54	0,10	14,30	22,87	0,41	0,00	0,03	0,84	100,59	82,14
24	48,35	1,85	6,11	5,75	0,06	14,18	22,92	0,36	0,00	0,01	0,72	100,42	81,45
25	47,97	2,34	6,80	6,05	0,08	13,97	22,64	0,34	0,00	0,03	0,30	100,55	80,45
26	48,40	2,23	6,50	6,00	0,08	13,98	22,69	0,37	0,00	0,02	0,39	100,68	80,61
27	49,21	1,76	5,45	5,43	0,04	14,54	22,91	0,37	0,00	0,02	0,63	100,50	82,69
28	49,27	1,78	5,44	5,52	0,02	14,55	23,14	0,34	0,01	0,04	0,61	100,90	82,47
29	48,83	1,92	5,74	5,88	0,08	14,38	22,98	0,38	0,00	0,01	0,38	100,73	81,34
30	46,85	2,29	6,73	6,42	0,07	13,84	22,37	0,38	0,02	0,02	0,12	99,20	79,35

Table S24. Trace elements of pyroxenes measured with LA-ICP-MS

Samples	SMA278_1 OCpx	SMA278_4 Cpx_core_ 1	SMA278_4 Cpx_core_ 2	SMA278_4 Cpx_rim_1	SMA278_4 Cpx_rim_2	SMA278_5 Cpx_core_ 2	SMA278_5 Cpx_rim_3	SMA278_7 Cpx_core	SMA278_7 Cpx_rim_1
Cs	0,00	0,01			0,01		0,01	0,01	
Rb	0,02	0,06	0,15	0,01		0,03	0,59	0,10	0,10
Ba	54,82	53,70	67,31	55,70	71,03	69,81	80,94	64,53	60,77
Th	14,23	22,07	23,06	21,49	27,64	26,82	22,93	23,00	22,18
U	45,97	87,39	116,90	79,62	147,84	118,85	119,39	117,54	96,51
Nb	0,39	0,47	1,54	0,35	1,84	1,25	2,53	1,23	0,81
Ta	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,08		0,01
K	15,89	20,22	39,00	1,31	4,23	10,27	161,96	27,09	23,18
La	0,02	0,06	0,15	0,01		0,03	0,59	0,10	0,10
Ce	54,82	53,70	67,31	55,70	71,03	69,81	80,94	64,53	60,77
Pb	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,07	0,05	0,05
Pr	1,81	2,29	3,26	2,32	3,62	3,74	3,14	2,97	2,72
Sr	54,82	53,70	67,31	55,70	71,03	69,81	80,94	64,53	60,77
P	25,50	37,43	34,54	32,67	34,59	41,76	40,64	26,75	29,09
Nd	15,89	20,22	39,00	1,31	4,23	10,27	161,96	27,09	23,18
Zr	45,97	87,39	116,90	79,62	147,84	118,85	119,39	117,54	96,51
Sm	0,39	0,47	1,54	0,35	1,84	1,25	2,53	1,23	0,81
Eu	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,08		0,01
Ti	72,65	91,12	149,00	88,61	168,02	147,94	142,43	152,81	119,74
Dy	3,28	4,82	5,60	4,78	6,19	6,14	5,17	5,32	5,24
Y	14,23	22,07	23,06	21,49	27,64	26,82	22,93	23,00	22,18
Yb	1,05	1,72	1,80	1,69	2,08	1,99	1,62	1,75	1,77
Lu	0,15	0,24	0,24	0,23	0,27	0,27	0,22	0,24	0,24

Table S24. Continued.

Samples	SMA278_7 Cpx_rim_2	SMA278_8 Cpx	SMA278_9 Cpx	SMA279_1 1Cpx	SMA279_2 Cpx_core	SMA279_3 Cpx_core	SMA279_3 Cpx_rim1	SMA279_3 Cpx_rim2	SMA279_6 Cpx_core
Cs			0,01	0,00		0,00	0,01	0,00	
Rb	0,02	0,17	0,37	0,13	0,01	0,04	0,12	0,06	
Ba	69,84	64,80	61,47	63,32	67,48	59,10	56,68	72,55	60,76
Th	22,25	21,50	17,76	20,31	17,82	22,79	18,41	21,00	17,93
U	120,58	86,27	85,38	105,81	82,13	102,76	70,75	110,11	84,80
Nb	1,30	0,60	1,26	1,12	0,60	1,02	0,46	1,30	0,83
Ta	0,03	0,01	0,03		0,00	0,05	0,06	0,05	0,05
K	3,37	40,48	101,09	39,24	6,59	27,40	34,36	23,34	2,03
La	0,02	0,17	0,37	0,13	0,01	0,04	0,12	0,06	
Ce	69,84	64,80	61,47	63,32	67,48	59,10	56,68	72,55	60,76
Pb	22,25	21,50	17,76	20,31	17,82	22,79	18,41	21,00	17,93
Pr	3,12	2,74	2,53	2,82	2,57	2,88	2,22	3,12	2,68
Sr	69,84	64,80	61,47	63,32	67,48	59,10	56,68	72,55	60,76
P	29,91	32,77	43,36	27,46	24,57	33,51	31,32	36,16	30,15
Nd	3,37	40,48	101,09	39,24	6,59	27,40	34,36	23,34	2,03
Zr	120,58	86,27	85,38	105,81	82,13	102,76	70,75	110,11	84,80
Sm	1,30	0,60	1,26	1,12	0,60	1,02	0,46	1,30	0,83
Eu	0,03	0,01	0,03		0,00	0,05	0,06	0,05	0,05
Ti	149,89	108,20	117,68	155,89	127,13	139,12	91,84	155,63	130,98
Dy	5,04	4,81	4,11	4,90	4,16	5,15	4,22	4,83	4,04
Y	22,25	21,50	17,76	20,31	17,82	22,79	18,41	21,00	17,93
Yb	1,62	1,67	1,47	1,67	1,38	1,73	1,43	1,64	1,38
Lu	0,23	0,23	0,20	0,23	0,18	0,23	0,19	0,20	0,19

Table S24. Continued.

Samples	SMA279_6Cpx_r im1	SMA279_6Cpx_r im2	SMA279_7Cpx_ core	SMA279_7Cpx_r im	SMA279_9Cpx_ core	SMA279_9Cpx_r im
Cs	0,00	0,01	0,00	0,01		0,02
Rb	0,07	0,29	0,01	0,33		0,52
Ba	54,40	62,58	62,73	55,81	65,24	62,62
Th	11,21	15,77	17,62	12,45	21,62	15,80
U	36,03	75,26	77,53	42,90	109,91	54,53
Nb	0,20	0,80	0,67	0,30	1,14	0,49
Ta	0,03	0,06		0,03	0,01	0,04
K	19,30	78,74	2,33	82,94	2,40	81,99
La	0,07	0,29	0,01	0,33		0,52
Ce	54,40	62,58	62,73	55,81	65,24	62,62
Pb	11,21	15,77	17,62	12,45	21,62	15,80
Pr	1,55	2,34	2,61	1,70	2,91	1,89
Sr	54,40	62,58	62,73	55,81	65,24	62,62
P	20,92	25,21	29,79	22,65	29,52	25,64
Nd	19,30	78,74	2,33	82,94	2,40	81,99
Zr	36,03	75,26	77,53	42,90	109,91	54,53
Sm	0,20	0,80	0,67	0,30	1,14	0,49
Eu	0,03	0,06		0,03	0,01	0,04
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01		0,02
Dy	2,64	3,60	4,03	2,93	5,08	3,60
Y	11,21	15,77	17,62	12,45	21,62	15,80
Yb	0,87	1,23	1,31	0,92	1,65	1,17
Lu	0,11	0,16	0,17	0,13	0,23	0,15

Table S25. Temperature, pressure of clinopyroxene phenocrysts and liquid water content obtained by geothermobarometry and hygrometer. Using respectively Putirka (2008), Neave and Putirka (2017) and Perinelli *et al.*, (2016).

Samples	T (°C) SEE ± 45	P (kbar) SEE ± 1,4	Depth (km) SEE ± 4,7	H₂O (%) SEE ± 0,45
SMA1974-278_Cpx5_1	1135,10	2,66	8,64	2,13
SMA1974-278_Cpx5_2	1127,45	2,29	7,43	2,63
SMA1974-278_Cpx5_3	1112,48	0,98	3,20	2,33
SMA1974-278_Cpx5_4	1126,44	1,98	6,42	2,30
SMA1974-278_Cpx5_5	1121,49	1,00	3,24	1,84
SMA1974-278_Cpx5_6	1143,86	4,48	14,57	2,58
SMA1974-278_Cpx5_7	1126,90	1,47	4,76	1,98
SMA1974-278_Cpx5_35	1142,16	2,62	8,51	2,01
SMA1974-278_Cpx5_36	1126,11	1,16	3,76	1,66
SMA1974-278_Cpx5_37	1136,82	2,41	7,84	2,01
SMA1974-278_Cpx5_38	1130,99	2,02	6,56	2,22
SMA1974-278_Cpx5_39	1138,89	3,47	11,27	2,46
SMA1974-278_Cpx5_40	1142,33	3,00	9,74	2,04
SMA1974-278_Cpx5_43	1142,09	2,75	8,93	1,97
SMA1974-278_Cpx5_44	1130,96	1,87	6,07	2,12
SMA1974-278_Cpx5_45	1136,09	2,45	7,97	2,08
SMA1974-278_Cpx5_46	1134,51	2,27	7,36	2,12
SMA1974-278_Cpx5_47	1126,19	1,62	5,25	2,11
SMA1974-278_Cpx7_6	1140,95	3,76	12,22	1,81
SMA1974-278_Cpx7_7	1143,51	4,41	14,33	1,95
SMA1974-278_Cpx7_8	1122,97	3,65	11,86	1,98
SMA1974-278_Cpx7_10	1136,86	3,29	10,68	1,85
SMA1974-278_Cpx7_12	1154,98	5,39	17,52	1,88
SMA1974-278_Cpx7_13	1143,31	4,48	14,54	1,90
SMA1974-278_Cpx7_17	1146,07	3,97	12,91	1,69
SMA1974-278_Cpx7_20	1166,34	5,15	16,72	1,65
SMA1974-278_Cpx_carto9	1125,32	1,00	3,25	1,67
SMA1974-278_Cpx_carto10	1132,18	1,87	6,07	2,07
SMA1974-278_Cpx_carto14	1129,62	1,65	5,36	1,87
SMA1974-278_Cpx_carto15	1133,54	1,89	6,15	1,82

Table S25. Continued

Samples	T (°C) ± 36,6	P (kbar) ± 1,4	Depth (km) ± 4,7	H₂O (%) ± 0,45
SMA1974-278_Cpx_carto16	1138,81	2,58	8,40	1,96
SMA1974-278_Cpx_5-4_10	1134,70	2,35	7,63	2,04
SMA1974-278_Cpx_5-4_12	1147,79	4,57	14,84	1,76
SMA1974-278_Cpx_5-4_13	1138,24	4,08	13,26	1,99
SMA1974-278_Cpx_5-4_15	1134,24	3,61	11,72	2,49
SMA1974-278_Cpx_5-4_16	1137,74	4,17	13,55	2,63
SMA278-5Cpx_rim2_	1129,16	2,38	7,75	2,33
SMA278-5Cpx_core1_	1147,04	3,55	11,54	1,81
SMA278-5Cpx_rim1_	1139,13	2,80	9,10	2,07
SMA278-4Cpx_core1_	1147,43	3,43	11,14	1,98
SMA278-4Cpx_rim1_	1140,16	3,09	10,04	2,32
SMA1974-278_Cpx4T_8	1122,91	0,94	3,05	1,75
SMA1974-278_Cpx4T_9	1133,86	2,24	7,29	2,07

Table S26. Major element composition of amphiboles measured with EMPA.

Samples		SMA278-35	SMA278-36	SMA1974-278B-7	SMA1974-279-6	SMA1974-279-31	SMA1974-279-30
SiO₂	wt %	37.97	37.64	37.89	39.80	38.21	40.47
TiO₂	wt %	3.99	5.02	5.42	1.66	5.99	3.57
Al₂O₃	wt %	14.13	13.96	14.17	13.20	13.06	14.09
FeO	wt %	15.33	15.28	14.17	17.44	12.24	14.35
MnO	wt %	0.14	0.13	0.17	0.26	0.18	0.20
MgO	wt %	11.20	11.16	9.80	8.85	12.37	10.65
CaO	wt %	11.03	11.02	10.50	11.31	11.30	10.62
Na₂O	wt %	2.62	2.57	2.79	3.13	2.80	2.88
K₂O	wt %	0.62	0.74	0.79	1.00	0.80	1.25
P₂O₅	wt %	0.03	0.04	0.02	0.05	0.27	0.35
Cr₂O₃	wt %	0.72	0.46	0.83	0.88	0.58	0.90
Cl	wt %	0.03	0.02	0.10	0.09	0.03	0.05
Total	wt %	98.10	98.34	96.79	97.87	97.78	99.23
Mg#	%	59.67	59.67	58.36	50.69	67.18	60.06

Titre : Architecture et cyclicité magmato-tectonique de la zone néo-volcanique d'une dorsale lente en contexte de manteau froid

Mots clés : dorsale Médio-Atlantique, Faille Transformante de la Romanche, manteau froid, zone néo-volcanique, cyclicité volcano-tectonique, stockage et ascension de magmas

Résumé : L'étude de la zone néo-volcanique à l'intersection est entre la faille transformante de la Romanche et la dorsale Médio-Atlantique a permis d'explorer la variation spatio-temporelle de la structure de la zone néo-volcanique et de la composition de basaltes, dans un contexte de fort gradient thermique. La zone néo-volcanique a été cartographiée à partir de vidéos de plongées en submersible et de données bathymétriques et de réflectivité, collectées durant la campagne SMARTIES. Afin de contraindre les périodes d'activité magmatique, des basaltes ont été datés par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La composition chimique et pétrologique de basaltes tholéiitiques et alcalins collectés dans le segment volcanique le plus proche de l'intersection (RC2) ont été analysées. L'orientation des failles varie d'oblique à normale à la direction d'expansion avec la distance à la faille transformante. Cette variation reflète une diminution de la

contrainte cisailante et de l'épaisseur de la lithosphère avec la distance à la transformante. Le segment RC2 contient la plus forte densité et les plus grands monts sous-marin de la zone d'étude. Cela peut être dû à une lithosphère plus épaisse sous RC2 impliquant des volumes de magmas plus importants et des éruptions moins fréquentes, ou à la fusion d'un manteau localement plus fertile. L'analyse d'échantillons dans ces conditions particulières de fusion du manteau apporte des contraintes sur la dynamique de production et stockage de magma. Les échantillons de RC2 étudiés sont issus de la fusion de différentes sources. Les clinopyroxènes présents dans les échantillons alcalins ont cristallisé en moyenne à $3,0 \pm 0,92$ kbar dans un réservoir dynamique, dans lequel des injections magmatiques se sont produites.

Title : Magmato-tectonic architecture and cyclicity of the neo-volcanic zone of a slow ridge in the context of a cold mantle

Keywords : Mid-Atlantic Ridge, Romanche Transform Fault, cold mantle, neo-volcanic zone, volcano-tectonic cyclicity, storage and ascent of magmas

Abstract: The study of the neo-volcanic zone at the eastern intersection between the Romanche transform fault and the Mid-Atlantic ridge allows to explore the spatio-temporal variation in the structure of the neo-volcanic zone and the composition of basalts, in a strong thermal gradient context. The neo-volcanic zone was mapped using submersible dive videos and bathymetric and reflectivity data collected during the SMARTIES cruise. To constrain the periods of magmatic activity, basalts were dated using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. The chemical and petrological composition of tholeiitic and alkaline basalts collected in the volcanic segment closest to the intersection (RC2) were analyzed. The orientation of the faults varies from oblique to normal to the direction of expansion with the

distance to the transform fault. This variation reflects the decrease of the shear stress and lithosphere thickness with distance from the transform. Segment RC2 contains the highest density and largest seamounts of the study area. This may be due to a thicker lithosphere below RC2 implying larger magma volumes and less frequent eruptions, or the melting of a locally more fertile mantle. The analysis of samples under these particular mantle melting conditions provides constraints on the dynamics of magma production and storage. The RC2 samples studied come from the melting of different sources. The clinopyroxenes present in the alkaline samples crystallized on average at 3.0 ± 0.92 kbar in a dynamic reservoir, in which magmatic injections occurred.