UNIVERSITÉ DE NANTES
UFR SCIENCES ET TECHNIQUES

———

ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES POUR L'INGENIEUR, GEOSCIENCES, ARCHITECTURE

N° attribué par la bibliothèque

Année 2010

Cartographie globale des flux de CO_2 à l'axe des dorsales océaniques : une approche pétrologique

———

THÈSE DE DOCTORAT
Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Pétrologie-Géochimie

Présentée
et soutenue publiquement par

Déborah CHAVRIT

Le 4 Mai 2010, devant le jury ci-dessous

Rapporteurs	M. Bernard MARTY, *professeur,* INPL, Nancy
	M. Philippe SARDA, *professeur,* université Paris 11, Orsay
Examinateurs	M. Didier LAPORTE, *directeur de recherche CNRS, HDR*, université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
	M. Peter MICHAEL, *professeur*, université de Tulsa

Directeur de thèse : Eric HUMLER, professeur, université de Nantes

Co-encadrant de thèse : Yann MORIZET, maître de conférences, université de Nantes

ED : 498-105

Remerciements

Et voilà, ça y est, la thèse est finie, et une nouvelle page se tourne. Ces trois et demi passés au laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'université de Nantes resteront un souvenir inoubliable, tant au niveau professionnel que personnel. Sans un bon nombre de personnes que j'ai pu côtoyer durant cette période, cette thèse n'aurait sans doute pas été la même. Je tiens donc à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin ont contribué à ce que cette thèse se passe dans les meilleures conditions possibles.

Je remercie sincèrement Eric Humler, mon directeur de thèse, pour m'avoir offert ce sujet de thèse très intéressant. Merci pour ton investissement dans ma thèse, ainsi que pour ta disponibilité, ton enthousiasme et tes bons conseils. Merci aussi d'avoir pu me permettre de participer à la mission océanographique PLURIEL sur le Marion Dufresne.

Yann Morizet, mon co-encadrant de thèse, merci pour ta disponibilité et pour l'initiation aux spectroscopies infrarouge et Raman.

Antoine Bézos, je te remercie de m'avoir fait part de tout ton savoir, que ce soit sur tes échantillons, les dorsales médio-océaniques ou les analyses chimiques…

Merci à Bernard Marty, Philippe Sarda, Didier Laporte et Peter Michael d'avoir accepté d'être dans mon jury de soutenance et pour leurs commentaires avisés.

Hervé Loyen et Eric Boeuf, je vous remercie de m'avoir « supportée » dans votre atelier ainsi que pour les nombreuses lames minces que vous avez réalisées et parfaitement polies.

Patrick Launeau, merci vivement pour l'aide apportée sur ton logiciel spo2003, ainsi que les discussions sur les CSD…

Christèle Guivel, Christophe Monnier et Guy Cornen, je vous remercie de votre sympathie et pour les discussions « pétro » très constructives.

Je tiens à remercier aussi Christophe Hémond, Claire Bassoullet et Philippe Nonnotte de l'IUEM à Brest pour leur accueil et pour m'avoir fait découvrir leur laboratoire et la technique d'analyse des déséquilibres radioactifs U-Th.

Merci à Frédéric Couffignal et Michel Fialin de l'IPGP pour leur accueil et leur aide à la microsonde électronique Camparis.

Merci à Aurélia Colin, et à Pete Burnard de Nancy pour les conversations sur le dégazage de nos chers MORBs et l'aide sur les gaz rares.

Merci à Eric Bœuf et Claude Dutreilly pour les nombreuses aides et dépannages informatiques, Marie-Claire Bréhier pour la gestion des missions, et Isabelle Berthaud, toujours prête à rendre service.

Merci à Erwan Le Menn pour les manips sur le Raman.

Merci à Manuel Giraud pour la réalisation du programme générant des bulles.

Merci à Gaël Choblet, Antoine Mocquet, Eric Beucler, Pierre Vacher pour les diverses aides math et stat.

Merci aux personnes rencontrées sur le Marion Dufresne, en particulier Manu Richard, Judith Vatteville et Esther Courrèges.

Merci aux personnes avec qui j'ai partagé des enseignements (Anne Gaudin, Benjamin Rondeau, Patrick Génot, Olivier Jaffrézic, Véronique Ansan) et à Christophe Monnier d'avoir accepté d'être mon tuteur de monitorat.

Merci à tous mes collègues thésards, ATER, et post-doc pour leur aide et leur solidarité, ainsi que tous les moments partagés ensemble, que ce soit au labo, lors des repas au ru, lors des soirées, ou des vacances en Sicile :
Laetitia Le Deit, nos différentes planètes de prédilection ne nous ont pas empêchées de devenir amies. Je te remercie pour ton soutien, tes encouragements, ton éternelle bonne humeur… (je m'arrête là, la liste est trop longue).
Une pensée spéciale à mes co-bureaux : Aurore de Bigault de Granrut, ma binôme du clan des popping-girls, nos conversations et nos théories (plus ou moins sérieuses) sur le monde des bulles resteront gravées. Tu as toujours été là pour moi, et je t'en remercie. Anne Domzig, et Farzaneh Kazemipour (Fafa), je vous remercie pour votre amitié.
Merci à Charles Verpoorter (alias Lap... ou Spectroman), Pierre-André Arrial (alias Subductor), Marion Massé (glaciologue martienne ?), Guillaume Robuchon (pote de monitorat), Karine

Bégaudeau (pro de l'arbitrage du vélo), Rachid Baissa (et ses supers gâteaux marocains), Cécile Taffin (clathrate girl), Gaëlle Plissard (pétrolette pro des ophiolites), Mélanie Segard (une autre pétrolette !), Jonathan Besserer, Katya Carmyna, Lucille Le Corre, Olivia Golle, Alistair Bargery, Marie Behounkova, Mathieu Choukroun, Morgan Dussauze, Sandrine Quéré, Régis Roy, Joanna Gurgurewicz.
Merci aussi aux nouveaux venus que je commence tout juste à connaître : Thomas Cornet, Erwin Dehouck, Damien Devismes, Emilie Gardin, Alexandra Houssaye, Mathieu Lefeuvre, Mélanie Drilleau, Sophie Retailleau, Patrick Thollot.

Merci à tous les autres thésards (non géologues/planétologues) que j'ai pu croiser durant ces années, en particulier Patrick Giraudeau pour les soirées pizzas italiennes au feu de bois (rotfl), et Benoît Guédas pour sa zenitude (et les films à deux balles).

Merci aussi à mes potes géologues Clermontois (vive les Geologix !) et à ceux de Montbriz' (en particulier Peperounet) qui m'ont permis de m'évader de Nantes de temps en temps.

Merci à mes fidèles amies Aude (bien contente que tu aies atterri à Nantes), Florie notre championne et Audray (toujours là pour parler volcans). Avec vous, le proverbe loin des yeux, près du cœur se vérifie.

Finalement, mon dernier mot ira à ma famille : papa, maman, je vous remercie de votre soutien, de votre présence, et de m'avoir toujours encouragée à suivre la voie de la géologie. Merci aussi à mon frère Jul, mes grands-parents et ma mamie pour simplement être là.

Table des matières

REMERCIEMENTS I

TABLE DES MATIERES V

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE 1 CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES VERRES BASALTIQUES ETUDIES 7

1.1. Introduction 9

1.2. Techniques analytiques 9
1.2.1. Eléments majeurs 9
1.2.1.1. Conditions analytiques 9
1.2.1.2. Traitement des données 10
1.2.1.3. Résultats des analyses 13
1.2.2. Eléments traces 14
1.2.3. F, Cl, K, Ti 17
1.2.3.1. Conditions analytiques 17
1.2.3.2. Traitement des données du Cl et du F 17
1.2.3.3. Traitement des données du K et Ti 20
1.2.4. H_2O et CO_2 dissous 22
1.2.4.1. Principe de la spectroscopie infrarouge 22
1.2.4.2. Spéciation de l'H_2O et du CO_2 dans les liquides basaltiques et bandes d'absorption 23
1.2.4.3. Le spectromètre infrarouge à transformé de Fourier 25
1.2.4.4. Préparation des échantillons 26
1.2.4.5. Caractéristiques d'analyse 27
1.2.4.6. Calcul des concentrations en CO_2 et H_2O dissous 29
1.2.4.7. Fiabilité des mesures 33

1.3. Les échantillons 36

1.4. Caractérisation géochimique des échantillons 44
1.4.1. Eléments majeurs 45
1.4.1.1. Correction de la cristallisation fractionnée 45
1.4.1.2. Fusion partielle 46
1.4.2. Eléments traces 50
1.4.3. Hétérogénéités de source 50
1.4.4. Chlore et fluor 53
1.4.4.1. Chlore 53
1.4.4.2. Fluor 54
1.4.5. H_2O et CO_2 dissous 55
1.4.5.1. Pressions de saturation 56
1.4.5.2. H_2O dissoute 60
1.4.5.3. Discussion sur l'origine des forts rapports H_2O/Ce 64
1.4.5.4. CO_2 dissous 68

1.5. Conclusion 71

CHAPITRE 2 LES CARACTERISTIQUES DE LA VESICULARITE DES MORBS 75

2.1. Introduction 77

2.2. Les échantillons 77

2.3. Méthodologie 79
2.3.1. Lames minces et mosaïques d'images 79
2.3.2. Traitement d'image 81
2.3.3. Caractéristiques d'analyses 84
2.3.4. Détermination des caractéristiques de la vésicularité 84
2.3.5. Duplicats 85
2.3.5.1. Incertitudes 85
2.3.5.2. Reproductibilité 86
2.3.6. Représentativité des mesures 88
2.3.6.1. Evolution des caractéristiques de la vésicularité en fonction de la surface d'analyse 88
2.3.6.2. Surface critique d'analyse 93
2.3.7. Comparaison avec d'autres études 95

2.4. Résultats 98
2.4.1. Caractéristiques de la vésicularité 98
2.4.2. Relations entre les paramètres 104

2.5. Distribution de taille des vésicules (VSD) 105
2.5.1. Introduction 105
2.5.1.1. Les différents types de VSD 105
2.5.1.2. La seule étude de VSD dans un MORB : la popping-rock 2πD43 (Sarda et Graham 1990) 107
2.5.2. Méthode stéréologique utilisée 108
2.5.3. Type de VSD des MORBs étudiés 110
2.5.4. Limites de la méthode 111
2.5.4.1. Méthode de correction de Na à Nv 111
2.5.4.2. Largeur des intervalles 112
2.5.5. VSD en graphes 114
2.5.6. VSD en chiffres 121
2.5.7. Signification des VSD 126
2.5.8. Comparaison mesures/théorie 130
2.5.8.1. La vésicularité 130
2.5.8.2. Comparaison entre les caractéristiques de la vésicularité mesurées en surface et en volume obtenues avec les VSD 132

2.6. Hétérogénéités des VSD selon les échelles 134
2.6.1. A l'échelle de l'échantillon 135
2.6.2. A l'échelle du segment 138
2.6.3. A l'échelle de régions 143
2.6.4. A l'échelle des océans 144
2.6.5. Echelles de variations des caractéristiques de la vésicularité 146

2.7. Conclusion 147

CHAPITRE 3 CONTROLES DE LA VESICULARITE ET DU DEGAZAGE DES MORBS 151

3.1. Introduction 153

3.2. Comparaison des vésicularités avec d'autres paramètres 153
3.2.1. Historique des études de vésicularité dans des MORBs 153
3.2.1.1. A l'échelle globale : Moore 1979 153
3.2.1.2. Autres données de vésicularité 154

3.2.2. Les échantillons considérés 156
3.2.3. Profondeur d'éruption 157
3.2.4. Taux d'accrétion 161
3.2.5. Paramètres chimiques 162
3.2.5.1. Traceurs de processus magmatiques 162
3.2.5.2. Traceurs de source 165
3.2.5.3. H_2O dissous 168
3.2.5.4. Traceur d'assimilation : Cl/K 169
3.2.6. Viscosités 170
3.2.7. Chambres magmatiques 171
3.2.8. Sursaturation en CO_2 174
3.2.9. Cas des échantillons ayant moins de 20 bulles 177
3.2.10. Conclusion : principaux paramètres contrôlant la vésicularité 178

3.3. Signification des teneurs totales en CO_2 des échantillons 179
3.3.1. Calcul des teneurs totales en CO_2 179
3.3.2. Rapport $(CO_2)_{total}$/Nb reconstitué 181
3.3.3. Pression de saturation du CO_2 total 186

3.4. Type de dégazage 188
3.4.1. Théorie 188
3.4.2. Relations CO_2 dissous et vésicularité 189
3.4.3. Point de vue des gaz rares : $^4He/^{40}Ar^*$ 193

3.5. Conclusion 198

CHAPITRE 4 CARTOGRAPHIE GLOBALE DES FLUX DE CO_2 A L'AXE DES DORSALES MEDIO-OCEANIQUES 201

4.1. Introduction 203

4.2. Les échantillons 203

4.3. Méthode de prédiction de la vésicularité des MORBs 206
4.3.1. Paramètres contrôlant la vésicularité 206
4.3.2. Paramétrisation de la vésicularité 212
4.3.3. Dispersion des données : pertes et gains de bulles ? 215
4.3.4. Poids de chaque paramètre 222
4.3.5. Extrapolation à l'ensemble des magmas de dorsale médio-océanique 223

4.4. Base de données des segments de dorsales 227
4.4.1. Données préexistantes (Su 2002) 227
4.4.2. Base de données finale 228

4.5. Carte du dégazage aux dorsales médio-océaniques 231
4.5.1. Méthodologie / formule 231
4.5.2. Carte du dégazage subi par les magmas des rides médio-océaniques 233

4.6. Cartes des flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques 236
4.6.1. Historique des estimations des flux de CO_2 236
4.6.2. Méthodologie / formule 239
4.6.3. Détermination des paramètres intervenant dans le calcul des flux de CO_2 de chaque segment 239
4.6.3.1. Productivité magmatique par segment Φ_{magma} 239
4.6.3.2. Teneurs en CO_2 des bulles 241
4.6.3.3. Teneurs en CO_2 dissous 242
4.6.3.4. Cartes des teneurs en CO_2 des bulles et dissous 245
4.6.4. Carte des flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse aux dorsales médio-océaniques 248
4.6.4.1. Résultat 248

4.6.4.2. Cas des segments à moins de 1000 m de profondeur 252
4.6.4.3. Influence du rapport K_2O/TiO_2 253
4.6.5. Carte des flux de CO_2 total émis aux dorsales médio-océaniques 254

4.7. CO_2 dans le manteau 258
4.7.1. Méthodologie 258
4.7.2. Résultats 259
4.7.2.1. Carte des teneurs en CO_2 du manteau source des MORBs sous les dorsales médio-océaniques 259
4.7.2.2. Influence de la méthode de détermination des teneurs en CO_2 dissous 260
4.7.2.3. Influence du K_2O/TiO_2 261
4.7.2.4. Comparaison avec une méthode basée sur le rapport $(La/Sm)_N$ 262
4.7.3. Comparaison avec les données de la littérature : 264
4.7.3.1. A l'échelle globale 264
4.7.3.2. A l'échelle régionale 267

4.8. Flux d'^3He 270

4.9. Variations temporelles des flux de CO_2 à l'aplomb des rides médio-océaniques 271

4.10. Conclusion 275

CONCLUSION GENERALE 279

ANNEXE 1 BASE DE DONNEES 285

ANNEXE 2 DETAIL DES ANALYSES EN H_2O ET CO_2 DISSOUS PAR FTIR 307

ANNEXE 3 TABLEAUX DE VSD 325

ANNEXE 4 FICHE DES VSD PAR ECHANTILLON 343

ANNEXE 5 DONNEES UTILISEES DANS LE CHAPITRE 3 435

BIBLIOGRAPHIE 441

Introduction générale

Les éléments volatils sont très importants d'un point de vue géochimique, en raison de leur rôle dans de multiples processus géologiques, tels que la formation de l'atmosphère et des océans et l'apparition de la vie. Le carbone est un élément de plus en plus étudié, compte-tenu de son impact sur le climat (François et Goddéris 1998; Berner et Kothavala 2001; Hayes et Waldbauer 2006, Javoy *et al.* 1982). L'apport du CO_2 mantellique vers l'hydrosphère et l'atmosphère joue un rôle important dans le cycle du carbone. Ce transfert de gaz se fait par le dégazage des magmas lors de l'activité magmatique et volcanique.

L'apport du CO_2 provient de trois contextes géodynamiques différents (convergence, accrétion, point chaud). Chacun d'eux a une contribution plus ou moins importante dans la libération de CO_2 du manteau vers l'atmosphère (Hayes et Waldbauer 2006). La contribution du flux de CO_2 émis par les quelque 50000 km de dorsales médio-océaniques représente environ 50% du flux de CO_2 mantellique, d'où l'importance d'une estimation fiable de ces flux. Pour cette raison, de nombreuses études se sont intéressées à la quantification des flux de CO_2 libérés aux dorsales médio-océaniques.

Cependant, il n'est pas aisé de déterminer les flux de CO_2 libérés, puisqu'une quantité importante du CO_2 est expulsée des magmas par dégazage, le CO_2 étant très peu soluble dans les liquides silicatés (*e.g.* Dixon *et al.* 1995). Pour cette raison, les estimations des flux de CO_2 libérés aux dorsales médio-océaniques varient de plus de deux ordres de grandeur, selon les méthodes et outils utilisés pour reconstruire les teneurs initiales en CO_2 tels que le rapport $CO_2/^3He$ (*e.g.* Marty et Jambon 1987; Marty et Tolstikhin 1998), le rapport CO_2/Nb (Saal *et al.* 2002; Cartigny *et al.* 2008), le $\delta^{13}C$ (*e.g.* Cartigny *et al.* 2008, Des Marais et Moore 1984) des basaltes de ride médio-océanique (MORBs). L'idéal est donc d'étudier des échantillons non-dégazés. Mais ces derniers sont rares : la popping-rock (Javoy et Pineau 1991) et les inclusions vitreuses de Siqueiros (Saal *et al.* 2002). Cependant, là encore, de grandes variabilités du flux de CO_2 subsistent. Une limite à l'ensemble de ces études est qu'elles sont toutes issues d'études locales ou régionales, ou d'un ensemble d'études locales, et que ces données sont ensuite extrapolées à l'échelle globale. Mais les échantillons utilisés ne sont pas forcément représentatifs de la globalité du système de rides médio-océaniques, d'autant plus que les teneurs en CO_2 dans le manteau semblent être fonction de l'enrichissement de la source en éléments incompatibles (Saal *et al.* 2002; Cartigny *et al.* 2008). Ainsi les études basées sur la popping-rock (échantillon contenant tellement de CO_2 gazeux qu'il a éclaté lors de sa remontée par dragage) donnent des estimations du flux parmi les plus élevées. En revanche, le flux estimé à partir des inclusions vitreuses appauvries de Siqueiros est parmi les plus faibles.

Afin de mieux contraindre les flux de CO_2 libérés aux dorsales médio-océaniques, il faudrait donc :

- mieux comprendre les mécanismes de dégazage et les paramètres gouvernant le dégazage des MORBs,
- disposer d'un échantillonnage représentatif du système global des rides médio-océaniques.

La vésicularité (≈ la quantité de bulles) est le témoin direct du dégazage que subissent les magmas, et pourrait donc apporter de précieuses informations quant aux mécanismes de dégazage des MORBs. Cependant, la plupart des études de ce processus utilisent des traceurs géochimiques, tels que les gaz rares (*e.g.* Marty 1995; Marty et Tolstikhin 1998; Burnard 1999a; Marty et Zimmermann 1999; Burnard 2001; Sarda et Moreira 2002; Burnard *et al.* 2003; Burnard *et al.* 2004) et les isotopes du carbone (Pineau *et al.* 1976; Pineau et Javoy 1983, Cartigny *et al.* 2008, Pineau et Javoy 1994, Des Marais et Moore 1984, Aubaud *et al.* 2004). Une seule étude (Moore 1979) s'est intéressée à la vésicularité des MORBs à l'échelle globale. Quelques études existent à l'échelle locale (*e.g.* Dixon *et al.* 1988, Aubaud *et al.* 2004). Ce nombre limité de publications est probablement relié à la difficulté d'obtenir des mesures précises, compte-tenu des faibles teneurs en bulles et de l'incertitude sur la représentativité des mesures. Les vésicularités des MORBs sont faibles, généralement proches de 1% (à l'exception de la popping-rock ayant une vésicularité de 17%, Sarda et Graham 1990). L'étude des vésicularités nécessite donc non seulement une détermination très précise de la vésicularité des MORBs mais également d'autres paramètres caractérisant ces vésicularités (*e.g.* la densité et la taille des bulles). Si l'on veut étudier ces paramètres dans les MORBs, plusieurs questions se posent :

- Est-ce la vésicularité mesurée est représentative de l'échantillon ?
- Que peuvent signifier les différentes vésicularités mesurées dans les échantillons ? Existe-t-il une systématique globale de la vésicularité ?
- Si oui, à quelle(s) échelle(s) est-elle observable ?
- Quels sont les paramètres contrôlant la vésicularité ?

D'autres questions sont inévitablement reliées à la vésicularité, puisque dans les MORBs, les bulles ne sont constituées quasiment que de CO_2 (*e.g.* Pineau *et al.* 1976, Moore *et al.* 1977):

- Quelle quantité de CO_2 contiennent les bulles des basaltes de dorsale médio-océanique ?
- Que signifie donc la teneur totale en CO_2 (bulles+dissous) des échantillons ? Les MORBs ont-ils perdu des bulles ? Est ce que les teneurs totales en CO_2 reflètent les teneurs initiales en CO_2 ?
- Quelles sont les teneurs en CO_2 du manteau ?
- Est-il possible d'estimer des flux de CO_2 à partir des vésicularités ?

Dans notre étude, nous avons étudié le dégazage des MORBs grâce à une approche pétrologique. Pour cela, nous avons étudié très précisément les caractéristiques de la vésicularité (*e.g.* vésicularité en %, densité de bulles, taille des bulles …). Dans le premier chapitre, nous présentons une gamme importante de paramètres chimiques caractérisant ces MORBs. Puis, dans le deuxième chapitre, nous présentons les caractéristiques de leur vésicularité. Le troisième chapitre vise à apporter des contraintes sur les paramètres et processus contrôlant la vésicularité des MORBs. Finalement, nous verrons dans un quatrième chapitre comment aboutir à l'estimation des flux de CO_2 libérés à l'aplomb des dorsales médio-océaniques à partir des vésicularités obtenues.

Le chapitre 1 présente les méthodes analytiques ayant permis la détermination chimique des verres de MORBs étudiés (éléments majeurs, traces, halogènes Cl et F, et H_2O et CO_2 dissous). Notamment, nous nous attarderons sur la méthode de détermination de l'H_2O et du CO_2 dissous dont les mesures de cette étude ont été les premières réalisées au laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'université de Nantes. Grâce à cette base de données, nous définirons ensuite les différents traceurs chimiques que nous avons utilisés tout au long de cette étude et leur signification en termes de source, processus magmatiques, assimilation et dégazage dans le contexte de dorsales médio-océaniques.

Parmi ces échantillons, nous en avons sélectionné 64 provenant de tous les océans, couvrant une gamme de compositions chimiques importantes, afin d'étudier leur vésicularité à l'échelle globale (chapitre 2). Nous discuterons de la méthodologie utilisée. La représentativité des mesures sera discutée à partir de l'étude de la distribution de taille des vésicules (VSD).

Dans le chapitre 3, les vésicularités seront ensuite comparées à des paramètres chimiques (chapitre 1) et physiques les caractérisant, ce qui permettra d'apporter des contraintes sur le processus de dégazage des MORBs. Les teneurs totales en CO_2 des échantillons seront calculées, ce qui permettra de discuter des concentrations en CO_2 du manteau. Une partie sera aussi consacrée à l'étude du type de dégazage pouvant affecter les magmas des dorsales océaniques.

Dans le chapitre 4, nous exposerons une nouvelle méthode, grâce à ces mesures de vésicularité permettant d'évaluer les flux de CO_2 pour le système global des dorsales médio-océaniques, à l'aplomb de chaque segment de dorsale. Nous verrons d'abord comment nous pouvons estimer la vésicularité des magmas à l'échelle de segments de dorsales médio-océanique et nous discuterons du problème des gains et pertes de bulles pouvant affecter les MORBs. La méthodologie employée pour avoir accès à la globalité du système de dorsale médio-océanique sera ensuite détaillée. Finalement, nous proposerons des cartes mondiales des paramètres liés au dégazage des MORBs, tels que la quantité de dégazage de CO_2, les flux de CO_2 libéré et total émis, ainsi que les teneurs en CO_2 du

manteau. Ces résultats permettront de proposer de nouvelles valeurs de flux de CO_2 et de concentrations en CO_2 du manteau, qui seront discutées par rapport aux estimations antérieures.

Chapitre 1

Caractérisation géochimique des verres basaltiques étudiés

1.1. Introduction 9

1.2. Techniques analytiques 9

1.3. Les échantillons 36

1.4. Caractérisation géochimique des échantillons 44

1.5. Conclusion 71

1.1. Introduction

Dans cette partie, nous présentons les compositions chimiques (majeurs, traces et volatils) de tous les verres de basaltes médio-océaniques étudiés, en les comparant aux études antérieures (*e.g.* Klein et Langmuir 1987; Langmuir *et al.* 1992; Michael 1995). Les échantillons (163 au total) ont été sélectionnés de manière à couvrir une vaste répartition géographique dans le but d'une approche globale : 42 échantillons proviennent de la MAR, 86 des dorsales de l'océan indien, 23 des dorsales de l'océan Pacifique, 3 du rift océanique de la Mer Rouge, et 9 échantillons de monts sous-marins issus du point chaud de St Paul-Amsterdam.

Les teneurs en H_2O (154 données) et CO_2 dissous (117 données) ont été mesurées au laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes par spectroscopie infrarouge. Les concentrations en halogènes Cl et F ont également été effectuées (88 et 81 données respectivement). La majorité des analyses en éléments majeurs et traces a été obtenue antérieurement à cette étude (Bézos 2003, Meyzen *et al.* 2003, Bézos et Humler 2005, Bézos *et al.* 2005, Humler, pers. comm., Bézos, pers. comm.).

Dans ce qui suit, nous allons présenter les méthodes analytiques utilisées ainsi que le traitement des données ayant permis d'aboutir aux compositions chimiques en majeurs et traces obtenues, et nous détaillerons les traceurs chimiques dont nous nous servirons pour la suite de l'étude. Enfin, nous nous focaliserons plus particulièrement sur l'acquisition des mesures en H_2O et CO_2 dissous. Les compositions chimiques de tous les échantillons étudiés sont présentées dans l'annexe 1.

1.2. Techniques analytiques

1.2.1. Eléments majeurs

1.2.1.1. Conditions analytiques

Les éléments majeurs ont été analysés sur 23 échantillons, soit 2 de la MAR (Mid-Atlantic Ridge), 4 de la SWIR (South-West Indian Ridge), et 17 de la SEIR (South-East Indian Ridge) provenant de la zone d'interaction avec le point chaud de Saint-Paul-Amsterdam (mission PLURIEL MD157), au moyen de la microsonde CAMPARIS SX100 de l'Institut de Physique du Globe de Paris.

Pour chaque échantillon un fragment de verre frais de taille millimétrique a été extrait sous loupe binoculaire. Puis l'ensemble de ces fragments ont été montés dans des plots de PVC ayant ensuite été polis et métallisés préalablement à l'analyse.

Les conditions analytiques utilisées ont été les suivantes :

- tension accélératrice : 15 keV
- intensité : 25 nA
- diamètre du faisceau : 10 µm
- temps d'analyse : 230 s (Tableau 1-1)

Tableau 1-1 : Ordre d'analyse des différents éléments.

Ordre de passage	TAP	LPET	LLIF
1	Na_2O (30s)	K_2O (70s)	TiO_2 (50s)
2	SiO_2 (60s)	CaO (60s)	MnO (70s)
3	Al_2O_3 (60s)	P_2O_5 (100s)	FeO (60s)
4	MgO (60s)		

Un standard interne le Ve32, dont les valeurs recommandées sont reportées dans Bézos *et al.* (2009) (Tableau 1-2), a été intercalé tous les 5 échantillons afin d'avoir un contrôle sur les dérives instrumentales temporelles, afin de pouvoir corriger les analyses de ces dérives. Pour chaque échantillon, 4 sites ont été analysés.

1.2.1.2. Traitement des données

Correction de la dérive analytique

Il arrive qu'une dérive temporelle apparaisse lors des analyses. La SiO_2, en particulier, est sensible à ce type de dérive (Bézos 2003) (Figure 1-2) reflétant des mises au point litigieuses du faisceau incident. Nous n'avons pas constaté de dérive systématique au cours du temps contrairement aux observations de Bézos (2003) sur des mesures faites avec la microsonde CAMPARIS SX50 de l'Institut de Physique du Globe de Paris (Figure 1-1), mais toutefois une dérive de la teneur en SiO_2 par rapport à la somme d'oxydes (Figure 1-2).

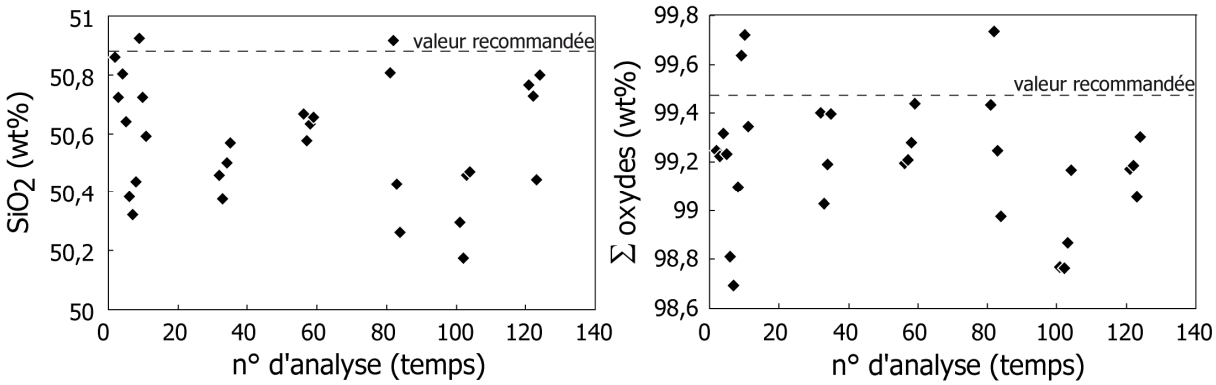


Figure 1-1 : Evolution de la somme d'oxydes en fonction et du temps et de la SiO_2 en fonction du temps au cours d'une séance d'analyse.

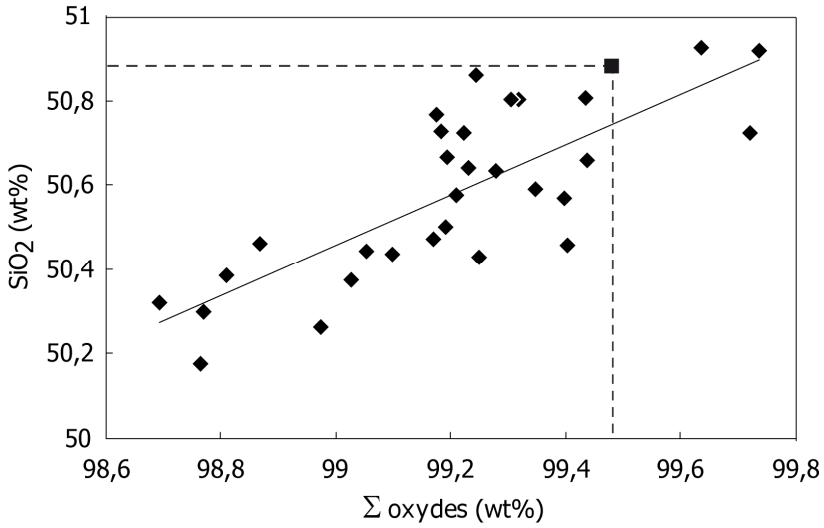


Figure 1-2 : Graphe illustrant la dérive de la SiO_2 au cours d'une séance d'analyse sur le standard Ve32. La différence de la somme d'oxydes mesurée par rapport aux valeurs recommandées (carré noir) est reliée à l'écart de la SiO_2 mesuré par rapport à la valeur recommandée.

Pour pallier ce biais, une correction est effectuée à partir des valeurs recommandées du standard Ve32 selon l'équation :

$$SiO_{2_{corr}} = SiO_{2_{mes}} + p.\Sigma oxydes_{th.} - p.\Sigma oxydes_{mes}, \qquad 1\text{-}1$$

p représente la pente de la régression linéaire dans le graphe SiO_2-$\Sigma oxydes$ pour le standard Ve32 soit 0,597 dans notre cas (Figure 1-2),

$SiO_{2_{corr}}$ *est la teneur en SiO_2 corrigée,*

$SiO_{2_{mes}}$ *est la teneur en SiO_2 mesurée dans un échantillon,*

$\Sigma oxydes_{Ve32}$ *est la valeur de la somme d'oxydes recommandée du standard Ve32, soit 99,48 wt%,*

$\Sigma oxydes_{th.}$ *est la valeur théorique de la somme d'oxydes de l'échantillon. Comme la somme d'oxydes des échantillons n'est pas connue, nous considérons (Bézos, comm. pers.) :*

- $\Sigma oxydes_{th.} = \Sigma oxydes_{Ve32}$ *lorsque* $\Sigma oxydes_{mes} > \Sigma oxydes_{Ve32}$
- $\Sigma oxydes_{th.} = \Sigma oxydes_{\max.mesurée}$ *lorsque* $\Sigma oxydes_{mes} \leq \Sigma oxydes_{Ve32}$.

Normalisation au standard

Pour pallier les dérives instrumentales lors d'une séance d'analyse, il convient de normaliser la valeur mesurée pour un échantillon au standard, c'est-à-dire en multipliant la valeur de la mesure pour un oxyde d'un échantillon donnée par le rapport de la valeur recommandée du standard sur la valeur mesurée du standard. Cela est traduit dans l'équation suivante :

$$Ox_{corr} = \frac{\left[moy(Ox).\frac{Ox_{Ve32_{rec.}}}{\left[moy(Ox_{Ve32})\right]_d} + moy(Ox).\frac{Ox_{Ve32_{rec.}}}{\left[moy.(Ox_{Ve32})\right]_f} \right]}{2} \qquad 1\text{-}2$$

Ox_{corr} *est la valeur corrigée de l'oxyde analysé,*

$moy(Ox)$ *est la valeur moyenne des 4 analyses d'un échantillon,*

$Ox_{Ve32_{rec.}}$ *est la valeur recommandée du standard Ve32,*

$\left[moy(Ox_{Ve32})\right]_{d,f}$ *est la valeur moyenne des 4 analyses du standard Ve32, d et f indiquent respectivement les valeurs de début de bloc et de fin de bloc.*

Le tableau 1-2 montre la valeur moyenne du standard Ve32 analysé tout au long de la séance d'analyse.

Tableau 1-2 : Moyenne des analyses des éléments majeurs (en wt%) sur le standard Ve32, calculée sur 28 analyses obtenues lors d'une séance (7 blocs de 4 analyses), l'écart type à 2σ est calculé sur 30 analyses.

N=30	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
moyenne	50,74	1,87	14,34	11,47	0,20	6,63	10,73	2,97	0,24	0,18	99,37
écart-type	0,13	0,03	0,08	0,06	0,02	0,04	0,04	0,07	0,02	0,02	
2σ	0,05	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	
val.rec.	50,88	1,86	14,13	11,60	0,21	6,70	10,86	2,97	0,27	0,21	99,48

Comparaison inter-laboratoire

Deux échantillons analysés à la microsonde de Paris ont été analysés par ICP-AES du SARM de Nancy. La similarité des résultats montre une bonne reproductibilité des analyses (Tableau 1-3).

*Tableau 1-3 : Résultats des analyses en éléments majeurs (en wt%) des échantillons PLU DR04 tube 2g et PLU DR06-1-2g effectuées à l'ICP-AES du SARM de Nancy et à la microsonde CAMPARIS SX100 de l'Institut de Physique du Globe de Paris (après normalisation au standard Ve32) - * : FeOt=Fe_2O_3/0,1113.*

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
PLU DR04 tube 2g											
ICP-AES	51,56	2,32	14,05	12,37*	0,20	5,65	9,45	3,05	0,61	0,30	99,56
microsonde	51,21	2,37	14,08	11,97	0,23	5,36	9,43	3,14	0,60	0,33	98,71
PLU DR06-1-2g											
ICP-AES	56,67	1,89	13,83	11,32*	0,19	3,00	6,53	3,84	1,16	0,49	98,93
microsonde	56,99	1,86	14,14	11,11	0,21	2,79	6,35	3,80	1,21	0,55	99,01

1.2.1.3. Résultats des analyses

Les résultats des analyses en éléments majeurs sur 20 échantillons sont reportés dans le tableau 1-4. Toutes les analyses en éléments majeurs sont présentées dans l'annexe 1.

Tableau 1-4 : Résultats des analyses en éléments majeurs sur des verres de MORBs effectuées lors de cette étude.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Atlantique											
DV15-4	51,40	1,32	14,46	10,76	0,20	7,16	11,35	2,40	0,26	0,17	99,48
Indien											
CIR											
MD57 D9-9	51,97	1,04	16,23	8,90	0,14	8,64	10,00	2,75	0,03	0,05	99,75
SWIR											
SWF DR05 GlSt°	50,35	1,89	15,18	10,31	0,18	6,63	11,09	3,19	0,55	0,36	99,73
ED DR65-1-1	49,94	2,03	15,49	11,01	0,21	6,96	10,16	3,57	0,17	0,25	99,79
ED RC01	50,91	1,59	16,66	8,80	0,17	6,92	10,03	4,12	0,26	0,20	99,66
St Paul-Ams. axe											
PLU DR04 tube 2g	51,21	2,37	14,08	11,97	0,23	5,36	9,43	3,14	0,60	0,33	98,71
PLU DR06-1-1g	56,75	1,93	14,11	11,14	0,21	2,76	6,33	3,89	1,21	0,51	98,83
PLU DR06-1-2g	56,99	1,86	14,14	11,11	0,21	2,79	6,35	3,80	1,21	0,55	99,01
PLU DR06-1-3	57,39	1,93	14,28	11,18	0,19	2,80	6,40	3,88	1,24	0,56	99,86
PLU DR06-1-4g	57,14	1,94	14,07	11,11	0,22	2,80	6,35	3,86	1,20	0,53	99,24
PLU DR06-2-1g	55,29	2,05	13,99	11,18	0,18	3,22	6,65	3,68	1,08	0,42	97,74
PLU DR06-2-2g	56,43	2,06	14,26	11,30	0,18	3,32	6,94	3,67	1,12	0,45	99,72
St Paul-Ams. monts sous-marins											
PLU DR01-2-2g	51,14	2,88	13,30	13,68	0,25	4,64	8,91	3,38	0,61	0,33	99,14
PLU DR01-2-3g	51,37	2,86	13,37	13,73	0,25	4,69	8,94	3,32	0,60	0,30	99,45
PLU DR02-1-1g	50,68	2,03	14,00	11,95	0,21	5,94	9,97	3,03	0,40	0,23	98,45
PLU DR02-1-2g	51,80	2,04	14,09	11,96	0,22	5,96	10,09	3,01	0,41	0,24	99,83
PLU DR22-3-1g	51,17	2,84	13,82	12,71	0,23	4,84	9,08	3,55	0,67	0,37	99,29
PLU DR22-7-1	51,55	2,77	14,08	12,50	0,20	4,97	9,20	3,54	0,68	0,39	99,88
PLU DR24-1g	53,36	1,15	15,37	9,51	0,14	7,34	9,93	2,76	0,19	0,13	99,88
PLU DR34-1-1g	50,86	2,79	13,74	12,85	0,23	4,90	9,08	3,47	0,52	0,37	98,81

1.2.2. Eléments traces

Les éléments traces ont été analysés sur 19 échantillons à l'ICP-MS du Service d'Analyses des Roches et des Minéraux (SARM) du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG) de Nancy. Pour chaque échantillon, environ 200-250 mg de fragments de verre frais ont été extraits sous loupe binoculaire, puis ont été nettoyés abondamment à l'eau milli-Q et plongés dans des bains à ultrasons. Après séchage, les échantillons ont ensuite été broyés au mortier en agate (utilisé uniquement pour des échantillons basaltiques afin de limiter les contaminations) dans de l'éthanol.
Deux standards internes ED DR26 type 1 et ENO26 10D-3 ont été analysés afin d'avoir un contrôle qualitatif des mesures montrant des résultats similaires entre les différentes époques et lieux d'analyses (Figure 1-14). D'après Bézos (2003), des corrections de dérive ne sont pas nécessaires, compte tenu de la similarité des incertitudes établies sur plusieurs mesures et des incertitudes données par le SARM, sauf pour le Nb. Pour cet élément, Bézos (2003, et comm. pers.) a remarqué une sous-estimation des mesures au SARM par rapport aux analyses effectuées à Harvard. Afin de corriger de cet effet, nous avons utilisé l'équation suivante :

$$Nb_{corr} = 1{,}1733 \times Nb_{mes} \qquad 1\text{-}3$$

Nb_{corr} et Nb_{mes} sont respectivement les valeurs de Nb corrigée et mesurée en ppm.

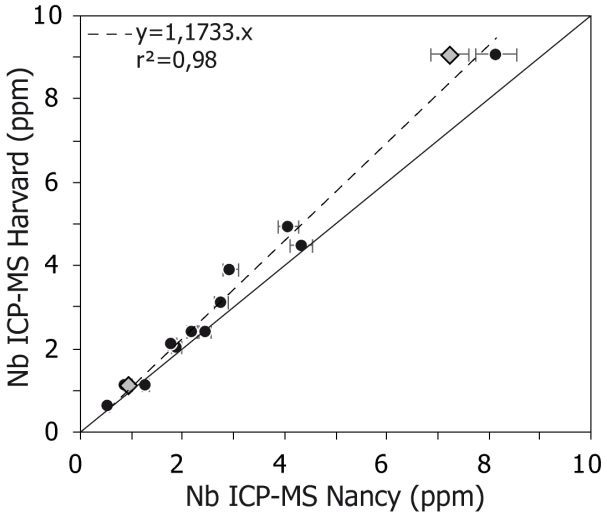


Figure 1-3 : Comparaison des analyses en Nb faites à Harvard et à Nancy en 2003 (Bézos, comm. pers.) (ronds noirs), les deux losanges gris sont des analyses de cette étude (2008), les barres d'erreur sont l'incertitude à 5% indiquée par le SARM du CRPG, la droite noire est la droite 1:1, la droite en pointillés y=1,1733x est la droite de corrélation déterminée avec les données de Bézos (pers. comm.) et les deux données obtenues lors de cette étude.

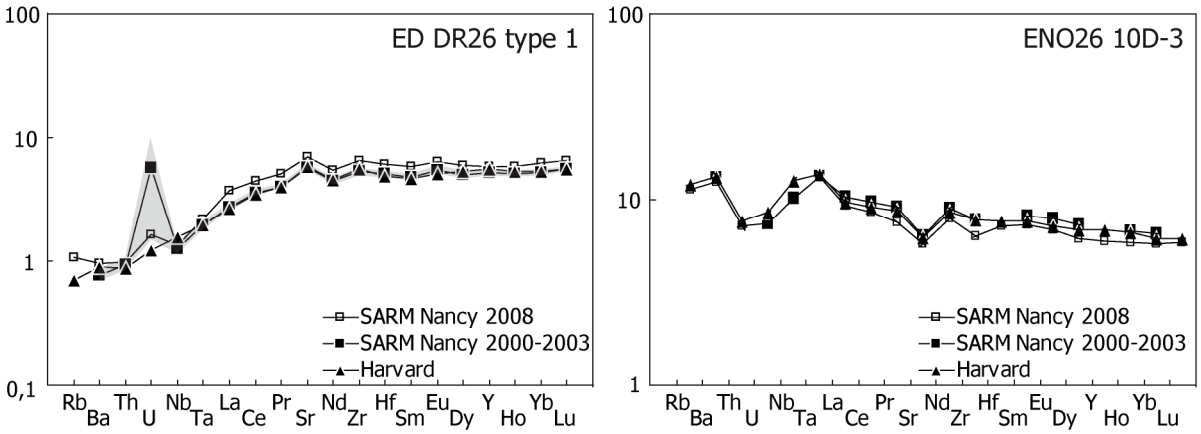


Figure 1-4 : Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough 1989) des deux standards internes analysés lors de séances d'analyse à l'ICP-MS au SARM de Nancy et à l'université de Harvard – en grisé : gamme de variation des mesures effectuées au SARM de Nancy entre 2002 et 2003 (Bézos, comm. pers.).

Les 19 analyses en éléments traces effectuées lors de cette étude sont présentées dans le tableau 1-5, et l'ensemble des données est présenté en annexe 1.

Tableau 1-5 : Résultats des analyses en éléments traces sur des verres de MORBs effectuées lors de cette étude, les teneurs en Nb ont été corrigées selon l'équation 1-3.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Lu	Zr	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn
Atlantique																													
DV15-4	8,1	18,0	2,3	10,9	3,1	1,13	3,7	0,66	4,3	0,90	2,6	0,40	2,7	6,2	74	0,85	0,25	10,49	0,79	131	2,03	0,43	70	62	47	43	69	294	96
DV19-6	5,4	11,7	1,5	7,7	2,4	0,88	2,9	0,53	3,5	0,76	2,2	0,34	2,3	5,1	67	0,60	0,17	7,67	0,61	111	1,53	0,36	49	123	70	44	79	256	85
GRA N4-1-1	5,0	11,0	1,5	7,3	2,3	0,87	2,9	0,54	3,7	0,79	2,2	0,34	2,3	4,7	56	0,52	0,16	6,88	0,51	104	1,52	0,36	48	79	66	47	78	267	95
OT1-2	3,7	9,3	1,4	7,5	2,5	0,98	3,4	0,61	4,2	0,89	2,6	0,40	2,7	2,5	29	0,31	0,08	4,26	0,31	107	1,70	0,42	56	127	57	46	91	269	86
OT2-6	3,8	9,4	1,5	7,7	2,6	1,00	3,3	0,64	4,3	0,92	2,7	0,41	2,7	3,4	30	0,31	0,10	4,25	0,32	111	1,79	0,43	58	119	54	47	95	265	133
OT3-10	19,3	37,0	4,4	17,9	4,2	1,41	4,3	0,72	4,5	0,91	2,5	0,38	2,5	23,9	249	2,41	0,72	32,70	2,39	321	3,03	0,39	118	338	109	39	55	233	81
G104#25-3	4,7	15,2	2,6	14,3	4,9	1,70	6,0	1,12	7,3	1,53	4,4	0,64	4,3	1,1	7	0,17	0,07	2,57	0,23	136	3,74	0,67	143	172	84	43	67	320	114
Indien																													
SEIR																													
PLU DR04 tube2g	20,2	42,3	5,5	23,8	5,9	1,98	6,2	1,05	6,4	1,29	3,5	0,53	3,4	15,2	155	2,47	0,56	23,61	1,93	246	4,44	0,53	175	120	59	40	57	314	126
PLU DR06-1-2g	37,1	76,6	9,8	41,5	9,7	2,80	10,0	1,67	10,3	2,07	5,9	0,89	5,9	31,2	271	5,06	1,20	37,69	3,01	188	8,89	0,91	352	40	20	25	34	140	138
SWIR																													
ED RC01	6,5	17,3	2,7	12,7	3,7	1,33	4,4	0,78	5,2	1,07	3,1	0,47	3,1	2,9	29	0,38	0,13	4,57	0,40	206	3,04	0,49	127	243	92	36	72	203	81
ED DR34-1-3	4,5	13,8	2,3	12,3	3,9	1,39	4,5	0,83	5,2	1,10	3,1	0,47	3,1	1,5	15	0,22	0,08	2,71	0,24	155	3,01	0,48	113	361	164	42	59	212	84
ED DR65-1-1	6,0	18,1	3,1	16,2	5,3	1,79	6,2	1,15	7,4	1,58	4,5	0,67	4,5	1,3	14	0,22	0,08	2,70	0,25	150	4,08	0,71	148	231	116	43	66	263	110
ED DR66-2-6	2,7	8,0	1,3	7,3	2,5	0,96	3,2	0,60	4,1	0,89	2,6	0,40	2,7	1,0	11	0,13	0,19	1,56	0,14	123	1,89	0,43	70	382	217	52	97	207	80
ED DR76-3-1	1,6	5,7	1,0	6,6	2,7	1,05	3,9	0,74	5,1	1,09	3,2	0,50	3,4	0,6	6	0,06	b.d.	0,74	0,07	80	1,93	0,52	61	252	109	45	115	296	88
SWF DR14-3-1g	8,5	19,9	2,7	14,3	4,2	1,45	5,1	0,91	6,0	1,25	3,6	0,54	3,7	7,3	156	0,63	0,13	7,20	0,53	159	3,13	0,56	111	212	86	40	62	310	96
SWF DR06-1-1	9,8	22,4	3,2	14,6	4,4	1,53	5,0	0,88	5,5	1,15	3,2	0,48	3,2	7,8	81	1,01	0,27	10,65	0,78	190	3,21	0,48	121	133	73	43	94	286	105
SWF DR05 GlSt°	14,8	32,2	3,9	19,2	5,2	1,76	5,8	0,98	6,2	1,25	3,4	0,52	3,4	12,1	128	1,48	0,38	16,74	1,21	230	3,77	0,51	138	241	66	39	78	281	102
Pacifique																													
Searise 1 DR04	4,8	14,4	2,3	13,1	4,5	1,53	5,6	1,01	6,7	1,43	4,1	0,64	4,3	1,6	14	0,23	0,08	3,40	0,29	113	3,30	0,65	121	146	60	43	64	381	110
Searise 2 DR07	5,3	16,6	3,0	16,0	5,8	1,89	7,2	1,35	9,2	1,96	5,6	0,86	5,7	1,7	12	0,28	0,11	3,49	0,32	91	4,26	0,87	161	94	56	44	63	477	140
Searise 2 DR03	3,1	10,3	1,9	10,7	3,9	1,40	5,2	0,97	6,4	1,37	4,0	0,60	4,0	0,7	6	0,12	0,05	1,54	0,14	95	2,87	0,63	98	190	72	42	68	351	111
PITO 07-03	2,9	9,2	1,7	8,9	3,1	1,19	3,9	0,70	4,6	0,94	2,7	0,40	2,7	0,7	7	0,12	0,07	1,74	0,14	136	2,26	0,42	79	357	78	41	80	235	81

1.2.3. F, Cl, K, Ti

1.2.3.1. Conditions analytiques

Les mesures des volatils dissous F et Cl et des éléments mineurs K et Ti ont été obtenues avec la microsonde CAMPARIS SX100 de l'Institut de Physique du Globe de Paris réparties en trois séances d'analyses, selon les conditions analytiques suivantes :

- tension accélératrice : 15 keV
- intensité : 100 nA
- diamètre du faisceau : 25 µm
- temps d'analyse : 17 minutes (Tableau 1-6)

Tableau 1-6 : Cristaux et temps de comptage pour l'analyse du Cl, F, K, et Ti

LPET	LTAP	PET	LLIF
Cl (500s)	F (500s)	K (70s)	Ti (100s)

F, Cl, K et Ti ont été mesurés simultanément sur les cristaux LTAP et LPET. F et Cl ont été calibrés avec des standards de topaze et de scapolite respectivement.
Chaque bloc d'analyses se compose de 4 échantillons, chacun étant analysé sur 3 zones différentes, avec entre deux analyses un échantillon témoin analysé sur 2 zones différentes. Un bloc de 4 standards (TR138-6D1, EN112-7D13, TR154-21D3, JDF-D2) a été analysé entre chaque bloc d'échantillons, chaque standard étant analysé sur 2 zones différentes. Les limites de détection sur les 3 séances d'analyse sont en moyenne de 113 et 18 ppm respectivement pour le F et le Cl.

1.2.3.2. Traitement des données du Cl et du F

Les moyennes des analyses des 4 standards obtenues lors des 3 séances d'analyse ont été reportées en fonction de leurs valeurs recommandées (par Michael et Schilling 1989) sur la figure 1-5. En ce qui concerne les données de Cl, les données sont très reproductibles et proches de la droite 1:1, indiquant que le biais analytique est faible. En revanche, pour chaque standard, le F est sous-estimé de 100 ppm en moyenne par rapport aux valeurs recommandées.

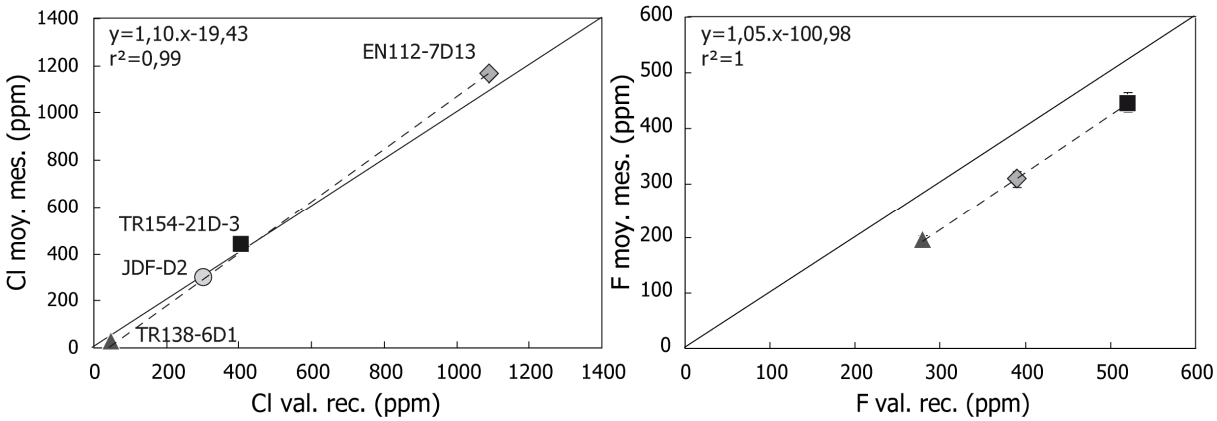


Figure 1-5 : Moyenne des analyses des standards mesurés (Cl et F moy. mes.) lors des 3 séances d'analyses reportées en fonction des valeurs recommandées (val. rec.) par Michael et Schilling (1989), les barres d'erreurs sont déterminées par l'écart-type des données à 2σ[1] (N=59 en moyenne pour chaque standard) et sont plus petites que la taille des points pour le Cl, les droites sont les droites 1:1.

Pour procéder aux corrections, les analyses en Cl et F ont été normalisées aux blocs de standards les encadrant, en fonction des droites de corrélation entre les mesures des standards et leurs valeurs recommandées (tel que sur la figure 1-5) :

$$x_{corr} = \frac{\left[moy(x) - \left(\frac{b}{a}\right)_d + moy(x) - \left(\frac{b}{a}\right)_f \right]}{2} \qquad 1\text{-}4$$

x_{corr} *est l'élément F ou Cl corrigé,*

$moy(x)$ *est la moyenne de l'élément F ou Cl des 4 analyses de l'échantillon,*

a *, et* b *représentent respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine, dans le graphe reliant les 4 standards mesurés aux valeurs recommandées du standard (tel que sur la figure 1-5),*
les indices 1 et 2 se réfèrent aux 2 blocs de standards encadrant les échantillons dont les valeurs sont à corriger.

Les données obtenues en Cl et F sont présentées en annexe 1.

La figure 1-6 montre les résultats des analyses des standards au cours du temps. Pour le Cl, les valeurs sont bien reproductibles, avec un biais analytique constant (bien visible pour EN112-7D13), alors que les analyses du F sont plus fluctuantes et plus éloignées des valeurs recommandées. Les analyses des

[1] L'écart-type à 2σ est obtenu selon la formule : $\frac{écart - type \times 2}{\sqrt{N}}$, N étant le nombre d'analyses.

verres témoins au cours du temps après la normalisation décrite précédemment (Equation 1-4) sont reportées sur la figure 1-7.

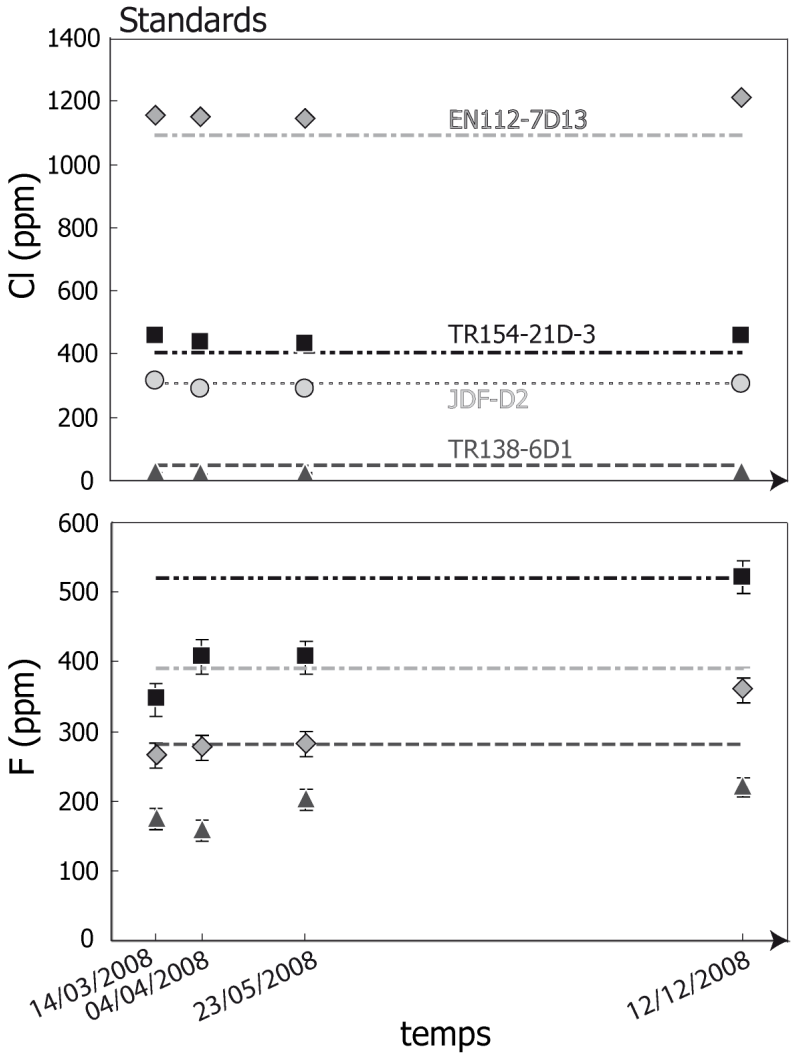


Figure 1-6 : Résultats des analyses de F et Cl des standards EN112-7D13 (losanges), TR154-21D3 (carrés), JDF-D2 (ronds), TR138-6D1 (triangles) au cours des différentes séances d'analyse. Les droites en pointillés représentent les valeurs de référence pour chacun des standards (Michael et Schilling 1989). Les barres d'erreur (2σ) sont comprises entre 14 et 24, et 2 et 15 ppm respectivement pour le F et le Cl.

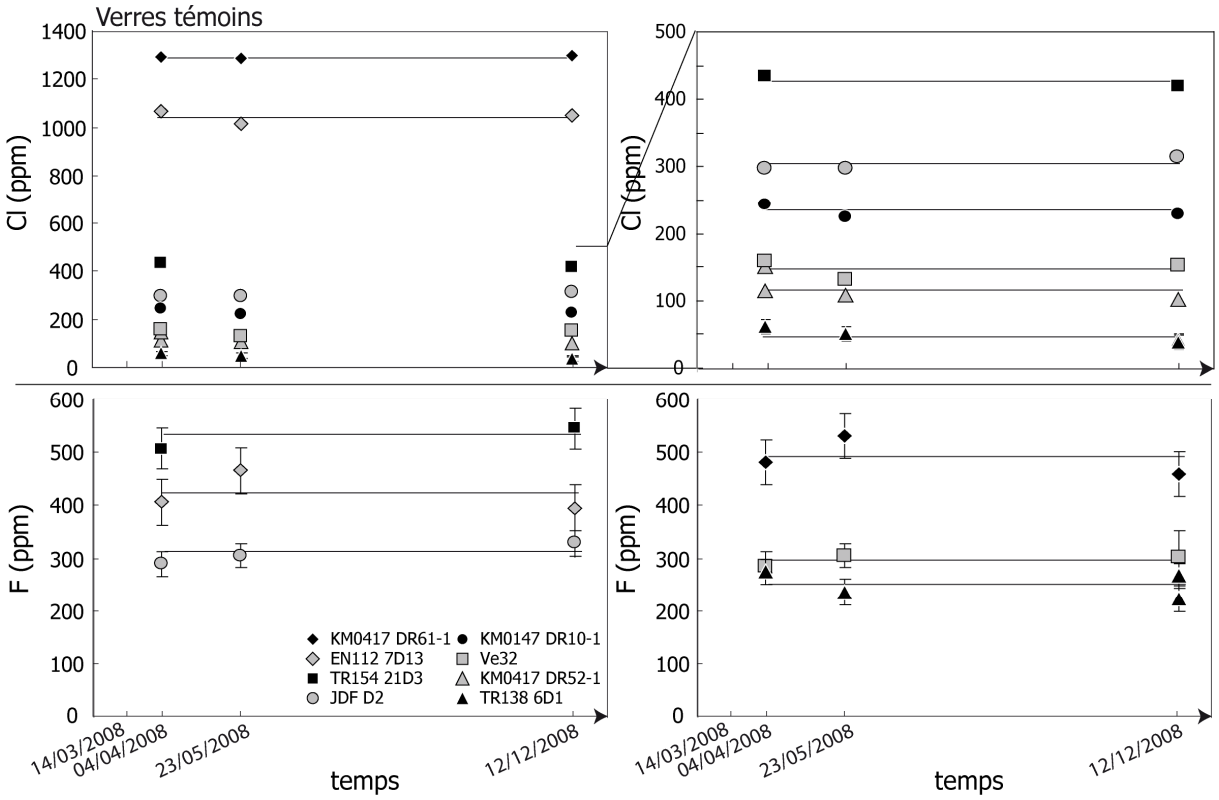


Figure 1-7 : Résultats des analyses de F et Cl des verres témoins passés dans chaque bloc d'échantillons normalisés aux blocs de standards encadrant le bloc d'échantillon. Les droites tracées sont les moyennes de chaque échantillon témoin, les barres d'erreur (2σ) sont comprises entre 12 et 43 et 3 et 30 ppm respectivement pour le F et le Cl. Les verres témoins portant le même nom que les standards sont les mêmes échantillons montés sur un autre plot.

1.2.3.3. Traitement des données du K et Ti

Le standard interne que l'on a utilisé est le JDF-D2, standard interne du Lamont-Doherty (Reynolds et Langmuir 1997). Aucune correction n'a été faite pour le K, car il existe une bonne reproductibilité et une bonne justesse du standard (Figure 1-8b). Une normalisation au standard a cependant été faite pour le Ti propre à chaque séance, présentant pour chaque séance une bonne reproductibilité mais un léger biais différent entre chaque séance (allant d'une sous-estimation de 9% à une surestimation de 4%) à par rapport à la valeur recommandée du JDF-D2 (Figure 1-8a).

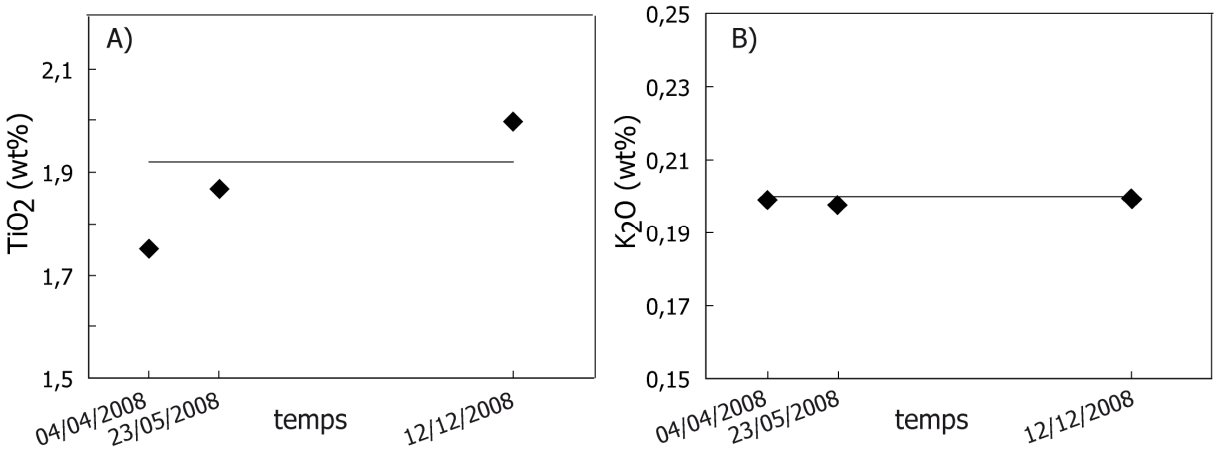
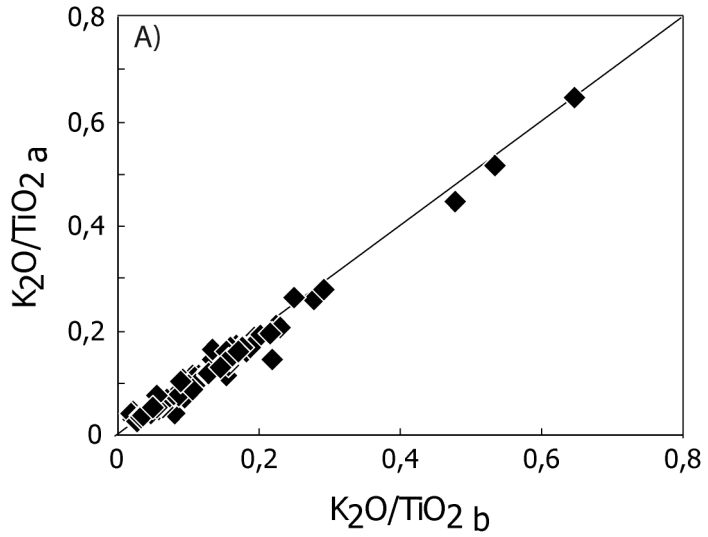


Figure 1-8 : Reproductibilité et justesse du standard JDF-D2 au cours des trois séances d'analyses pour A) le K et B) le Ti (convertis en % d'oxydes), les barres d'erreur à 2σ sont plus petites que la taille des points.

La comparaison entre les analyses de K et Ti faites avec différentes conditions analytiques par la microsonde CAMPARIS est présentée dans la figure 1-9 et met en évidence une bonne corrélation entre les analyses.



B)	a (prog. traces)		b (prog. majeurs)	
	K	Ti	K	Ti
Tps de comptage	70s	100s	70s	30-50s
Cristal (ordre)	PET (1)	LLIF (1)	LPET (1)	LLIF (1)
			LIF (2)	TAP (1)
Taille du faisceau	25 µm		10 µm	
Intensité	100 nA		25 nA	
Courant	15 keV		15 keV	

Figure 1-9 : A) Comparaison du rapport K_2O/TiO_2 déterminé par 2 types de conditions analytiques (a : programme traces et b : programme majeurs) différentes à la microsonde CAMPARIS de l'Institut de Physique du Globe de Paris, - les données sont bien reproductibles (en suivant la droite 1:1, en trait plein), les barres d'erreur à 2σ sont incluses dans la taille des symboles, B) tableau indiquant les différences de conditions analytiques entre a et b.

Les analyses du K et du Ti lors des analyses de trace ont permis d'avoir une précision plus grande sur les valeurs sortantes (Tableau 1-7), particulièrement sur le K_2O.

Tableau 1-7 : Moyennes et incertitudes sur les analyses de K et Ti

	Bézos 2003 N=1092	Cette étude (prog. trace) N=55
TiO_2		
moyenne	1,92	1,876
écart-type	0,09	0,104
2σ	0,04	0,028
K_2O		
moyenne	0,200	0,199
écart-type	0,06	0,003
2σ	0,03	0,001

1.2.4. H_2O et CO_2 dissous

1.2.4.1. Principe de la spectroscopie infrarouge

La spectroscopie infrarouge à Transformé de Fourier (ou FTIR : Fourier Transform InfraRed spectroscopy) est une technique optique de spectroscopie vibrationnelle qui est basée sur l'absorption d'un rayonnement infrarouge par un matériau analysé. Elle permet d'identifier en faible quantité des espèces présentes dans une matrice par les vibrations caractéristiques des liaisons chimiques à des longueurs d'onde spécifiques. Elle peut être utilisée de manière qualitative par exemple pour détecter la présence de groupements chimiques, mais aussi de manière quantitative en mesurant l'intensité de l'absorption à une certaine longueur, étant reliée à la concentration d'un groupement chimique responsable de l'absorption.

Cette technique a été appliquée pour la première fois dans le domaine de la géologie sur des verres volcaniques par Keller et Pickett (1954) ayant mis en évidence la présence d'eau. Stolper et collaborateurs (*e.g.* Stolper 1982, et Fine et Stolper 1985, 1986) ont développé cette technique en étudiant la solubilité et la spéciation des espèces H_2O et CO_2 dissous dans les liquides silicatés .

Depuis, de nombreuses études ont utilisé cette technique permettant, par transmission d'un faisceau infrarouge à travers l'échantillon, la détermination ponctuelle des concentrations de CO_2 et H_2O dissous dans les liquides silicatés (*e.g.* Dixon *et al.* 1988, Stolper et Newman 1994; Dixon *et al.* 1995, Michael 1995; Dixon et Clague 2001, Brooker *et al.* 2001, Jendrzejewski *et al.* 1997; Simons *et al.* 2002, Morizet *et al.* 2002; Morizet *et al.* 2007; Standish *et al.* 2008).

et les inclusions vitreuses (*e.g.* Stolper et Newman 1994, Nichols et Wysoczanski 2007). La méthode n'est pas destructive, ce qui permet la réutilisation des échantillons après leur analyse, et ne nécessite que de faibles quantités d'échantillons (cf. 1.2.4.3). Cependant, elle requiert une préparation des échantillons minutieuse (cf. 1.2.4.4).

Les vibrations de liaison peuvent en grande partie s'interpréter dans le cadre de la mécanique classique en faisant appel au modèle simple de l'oscillateur harmonique. La liaison peut être assimilée à un ressort dont la fréquence de vibration (v, cm^{-1}) dépend de la constante de force (k) et de la masse réduite des atomes (μ), par la loi de Hooke :

$$\nu = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k}{\mu}} \qquad 1\text{-}5$$

Selon les groupements chimiques et les modes vibrationnels de leurs liaisons, les bandes d'absorption sont donc situées à différentes fréquences du spectre électromagnétique (voir par exemple les modes vibrationnels de l'H_2O moléculaire et des carbonates CO_3^{2-} sur la figure 1-10). Une même liaison peut présenter des absorptions à d'autres fréquences mais en moins intenses, causés par les harmoniques (overtones).

Cependant, toutes les vibrations de liaisons ne sont pas actives à l'infrarouge. Pour que l'oscillateur mécanique soit excité et entre en vibration, il doit y avoir une interaction avec l'onde électromagnétique conduisant à un transfert d'énergie. Ceci se produit quand la vibration fait varier le moment dipolaire de la molécule et donc l'interaction entre le dipôle et le champ électrique de l'onde.
La conséquence est que seules les vibrations faisant varier le moment dipolaire de la molécule absorbent le rayonnement infrarouge. Ainsi, les liaisons à haute symétrie ne sont généralement pas actives à l'IR (*e.g.* l'O_2 n'est pas détecté par spectrométrie infrarouge).

1.2.4.2. Spéciation de l'H_2O et du CO_2 dans les liquides basaltiques et bandes d'absorption

Quand nous évoquerons l'eau dans cette partie, il s'agit plus généralement d'espèces liées à de l'hydrogène (OH^- : ions hydroxyles et H_2O^{mol} : H_2O moléculaire). Dans les liquides silicatés, la spéciation de l'eau est dépendante de la teneur en eau totale (*e.g.* Stolper 1982; Silver et Stolper 1989; Dixon *et al.* 1995; Ohlhorst *et al.* 2001). Les groupements hydroxyles OH^- sont les espèces hydratées dominantes dans les verres à faible teneur en eau. L'H_2O^{mol} apparaît à partir d'une teneur en H_2O totale de 0,5 wt% d'eau (Stolper 1982) et sa proportion augmente progressivement aux dépends des

groupements hydroxyles OH^-. Elle devient majoritaire en théorie à partir de ~3,5 wt% d'H_2O dans les MORBs. (Dixon *et al.* 1995).

En spectroscopie infrarouge, de multiples bandes d'absorption à différentes fréquences sont causées par les différents modes de liaisons vibrationnelles pour les molécules hydratées et carbonatées. Nous allons seulement énoncer celles qui nous intéressent, dans le cas d'étude d'H_2O et CO_2 dans des verres basaltiques :

- L'H_2O totale est mesurée en utilisant l'intensité de la large bande asymétrique à 3550 cm^{-1} représentant la vibration fondamentale de la liaison O-H à 3550 cm^{-1} (Scholze 1959; Nakamoto 1978). L'H_2O moléculaire présente 3 modes vibrationnels (ν1, ν2, ν3) qui sont actifs en infrarouge : l'élongation symétrique (symmetric stretch), l'élongation asymétrique (antisymmetric stretch) et la déformation (bending) (Figure 1-10A). L'H_2O^{mol} présente une bande d'absorption à 5200 cm^{-1} par la combinaison des modes de vibrations d'élongation et de déformation (Scholze 1960; Bartolomew *et al.* 1980), ainsi qu'à 1630 cm^{-1}. Les groupements hydroxyles OH^- ont une bande d'absorption à 4500 cm^{-1} qui provient des liaisons des groupes X-OH (X=Si, Al, …) (Scholze 1966; Stolper 1982).

- Dans les verres basaltiques, le CO_2 est dissous dans les verres basaltiques sous forme de complexes déformés d'ions carbonatés CO_3^{2-} (Fine et Stolper 1985, 1986), ce qui résulte en des bandes d'absorption à 1515 et 1435 cm^{-1} correspondant à la bande de l'élongation asymétrique ν3 à 1415 cm^{-1} scindée en deux (figure 1-10B) (Brey et Green 1975; Sharma 1979; Sharma *et al.* 1979; Fine et Stolper 1986). D'après des études plus récentes dans d'autres types de liquides silicatés, les ions carbonate semblent être présents sous forme dépolymérisée, ou sous forme de réseaux complexés (Morizet *et al.* 2002), plus préférentiellement avec du Ca (Brooker *et al.* 2001).

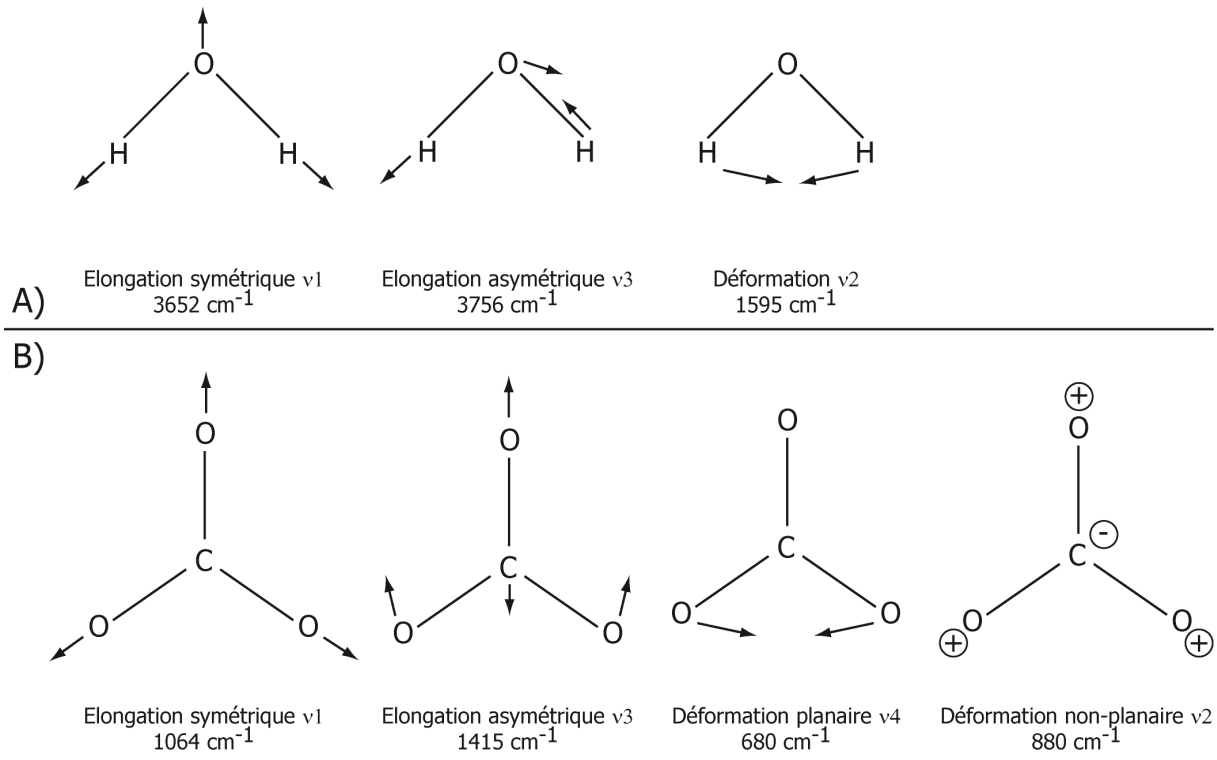


Figure 1-10 : Les modes de liaisons vibrationnelles A) de l'H_2O, B° des carbonates CO_3^{2-}. Ces liaisons vibrationnelles sont toutes actives en infrarouge, à l'exception de la liaison v1 en élongation symétrique du groupement carbonate CO_3^{2-}, modifié d'après Ihinger et al. *(1994).*

1.2.4.3. Le spectromètre infrarouge à transformé de Fourier

Le dispositif se compose d'un banc principal auquel est relié un microscope (équipé d'une source lumineuse en transmission et d'une source lumineuse en réflexion) dont les composants majeurs (Figure 1-11) sont :

- La source : elle produit le rayon infrarouge.

- La séparatrice : ce composant dans l'interféromètre sépare le rayon en deux rayons d'énergie égale. L'un est réfléchi de la séparatrice à un miroir fixe pour revenir à la séparatrice, tandis que l'autre est transmis de la séparatrice vers un miroir mobile et revient sur la séparatrice, où les deux rayons se recombinent avant d'atteindre le détecteur. La différence de chemin optique produit une interférence.

- Le détecteur IR : après avoir été absorbé à des fréquences spécifiques, le rayon restant est amené au détecteur, produisant un signal électrique en réponse à l'énergie qu'il reçoit. Ce signal est envoyé et traité par un module électronique et l'ordinateur.

- L'OBC board est un module électronique permettant de convertir le signal analogique arrivant en un signal digital.

- Le laser : le laser d'hélium-Argon est utilisé comme standard interne, émettant un rayon à une fréquence connue et constante. Tous les spectres sont collectés à des points calibrés avec le laser. Celui-ci aide à contrôler la position du miroir mobile et déclenche l'acquisition des données.

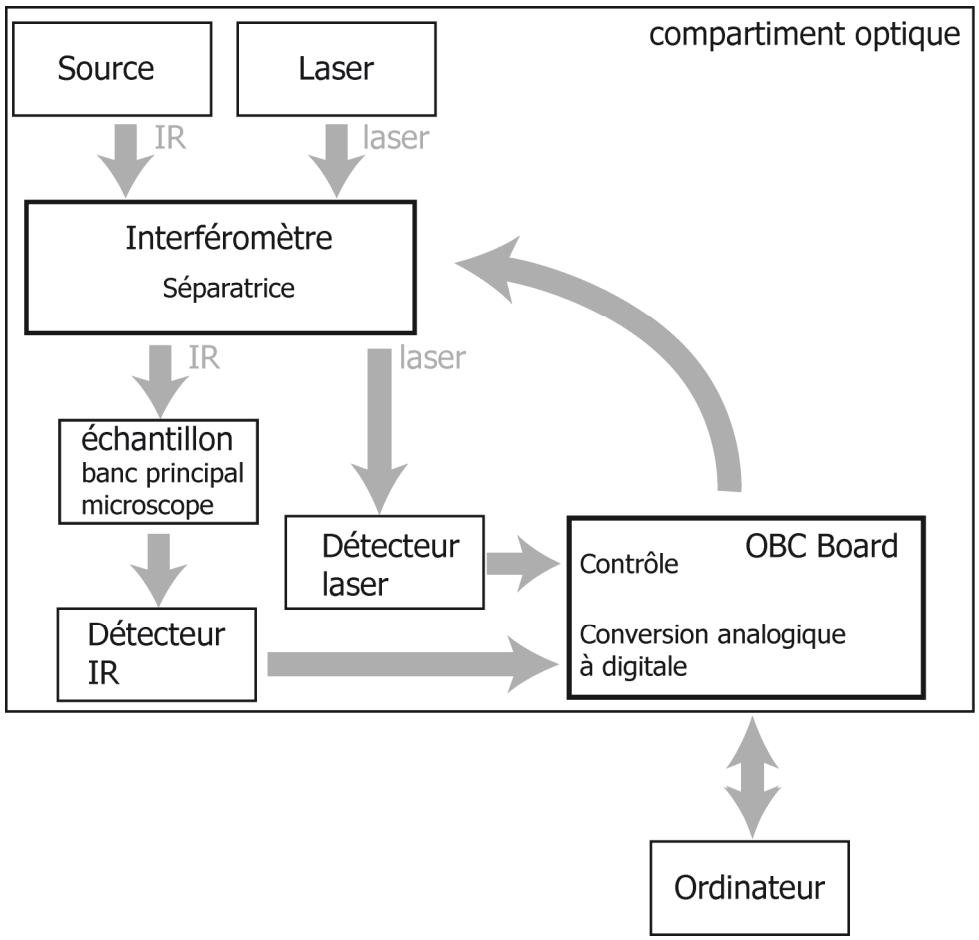


Figure 1-11 : Schéma des composants majeurs du spectromètre infrarouge (FTIR).

1.2.4.4. Préparation des échantillons

Pour déterminer les concentrations en H_2O et CO_2 dissous au spectromètre infrarouge en mode transmittance, les échantillons doivent être sous forme de pastilles de quelques mm² polies sur les deux faces, et d'épaisseur 50-250 µm pour le cas des MORBs (une épaisseur trop fine empêchera la détection les espèces voulues, une épaisseur trop importante risque de faire saturer le détecteur et empêche la transparence). Le protocole de préparation des échantillons est inspiré de celui décrit dans King *et al.* (2004) (Morizet, comm. pers.).

La préparation des échantillons se fait à partir de fragments de verre de quelques mm^3. La première face est polie après la fixation des fragments dans de l'Orthocryl® (résine orthodontique) afin de constituer un plot permettant de tenir l'échantillon. Ensuite les fragments sont déposés face polie et collés avec de la résine Lakeside® (qui fond à faible température et est soluble dans l'éthanol et/ou acétone, permettant de décoller les pastilles à la fin de leur préparation) sur une lame mince sur plaque chauffante (~120°C). La deuxième face est alors polie avec un contrôle régulier de l'épaisseur à l'aide d'un micromètre. Le polissage se fait à l'aide de disques de carbure de silicium, en utilisant des granulométries de plus en plus fines : de P120 (grains de 125 µm de diamètre moyen) 125 à P1200 (grains de 15,3 µm de diamètre moyen), pour finir avec du diamant 1 µm. Finalement les pastilles sont décollées sur plaque chauffante (~120°C), nettoyées dans de l'éthanol, et sont passées aux bains à ultrasons lorsque la résine persiste sur l'échantillon (le bain à ultrasons n'est pas conseillé dans la mesure où les pastilles sont souvent fragiles, *e.g.* échantillons fracturés).

1.2.4.5. Caractéristiques d'analyse

Les acquisitions de spectres ont été faites au moyen d'un spectromètre à transformé de Fourier Nicolet 5700 (dont une photo est montrée sur la figure 1-12), purgé de l'atmosphère, relié à un microscope Continuµm avec l'échantillon placé sur une fenêtre KBr (transparente dans le domaine spectral considéré). Le choix de la source, de la séparatrice et du détecteur dépend des régions spectrales d'intérêt (Tableau 1-8).

Les analyses en H_2O ont été réalisées à partir de deux types de conditions analytiques différentes présentées dans le tableau 1-8, selon le matériel dont on disposait, au moment des analyses.



Figure 1-12 : Spectromètre Infrarouge à Transformé de Fourier Nicolet 5700 du laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'Université de Nantes, Taffin (comm. pers.).

Tableau 1-8 : Composants et paramètres d'acquisition pour l'acquisition des spectres pour la détermination de l'H_2O totale et du CO_2 dissous dans les verres.

Gamme spectrale	2000-6000 cm^{-1}	1400-4000 cm^{-1}
Espèces à déterminer	H_2O totale (3550 cm^{-1}) H_2O (5200 cm^{-1}) OH (OH^-) (4500 cm^{-1})	H_2O totale (3550 cm^{-1}) CO_2 (CO_3^{2-}) 1515-1435 cm^{-1}
Composants		
Source	lumière blanche, IR	lumière IR
Séparatrice	CaF_2 (1200-13000 cm^{-1})	KBr (8000-400 cm^{-1})
Détecteur	InSb (2000-10000 cm^{-1})	MCT/B (400-10000 cm^{-1})
Paramètres d'acquisition		
Taille de la zone d'analyse	50x50 µm	80x80 µm
Résolution	4 cm^{-1}	4 cm^{-1}
Nb de scans bruit de fond	50 scans	50 scans
Nb de scans zone d'analyse	50 scans	300 scans
Temps d'acquisition par zone	~30 s	~3 min

L'acquisition d'un spectre du bruit de fond (Figure 1-13) a été faite généralement toutes les 3 analyses afin de s'affranchir de l'H_2O et du CO_2 atmosphérique.

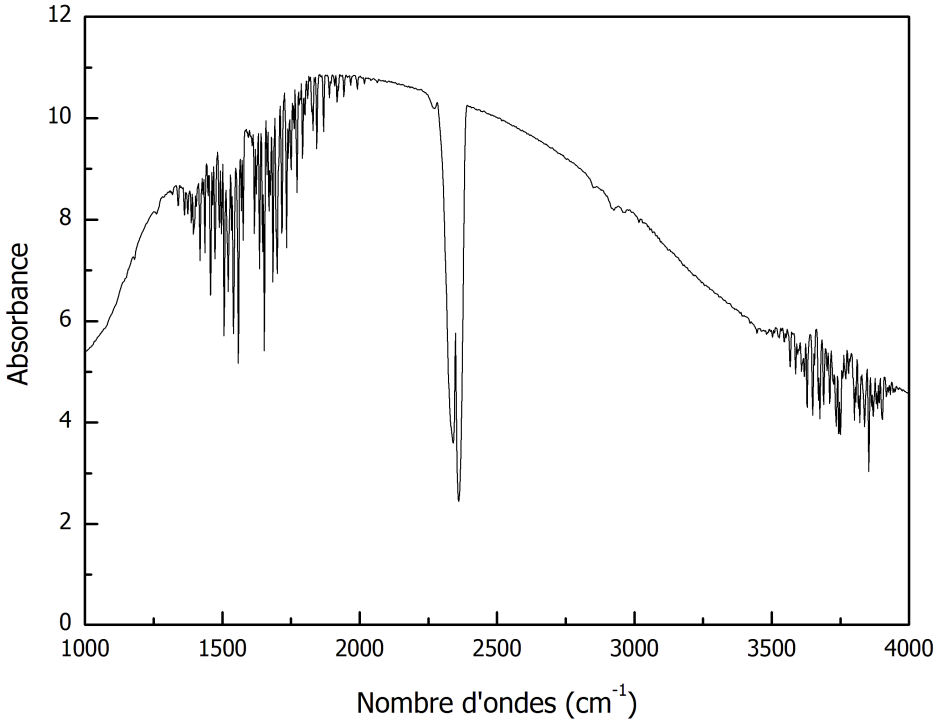


Figure 1-13 : Spectre du bruit de fond obtenu régulièrement (généralement lors de chaque changement d'échantillon) lors d'une séance d'analyse. Cette mesure permet de s'affranchir des composantes d'H_2O et de CO_2 atmosphériques.

Lors d'une acquisition sur une zone de l'échantillon, il est important d'avoir un contrôle visuel de la pastille au microscope et une bonne transparence de cette dernière, afin d'éviter les cristaux et bulles. Pour obtenir une bonne reproductibilité des analyses, une acquisition est faite sur 6 zones différentes de l'échantillon, généralement sur 2 pastilles polies d'un même échantillon pour tenir compte d'une possible hétérogénéité de l'espèce chimique dans le verre (à défaut, 5 zones ont été analysées sur une seule pastille). Un échantillon témoin a systématiquement été analysé lors de chaque séance d'analyse (le KM014 DR04-3 entre le 16/03/2007 et le 12/07/2007 et le C40 à partir du 26/04/2007).

1.2.4.6. Calcul des concentrations en CO_2 et H_2O dissous

L'estimation des teneurs en volatils dissous se fait avec la loi de Beer-Lambert (*e.g.* Stolper 1982), à partir des bandes d'absorption à 3500 cm^{-1} (Stolper 1982) pour la teneur en H_2O totale (OH^- et H_2O^{mol}) et 1515-1435 cm^{-1} pour le CO_2 présent sous forme d'ions carbonates à l'état dissous (Fine et Stolper 1985, 1986, Stolper et Holloway 1988) dans le spectre électromagnétique (Figure 1-14):

$$C = \frac{M \times Abs}{d \times \rho \times \varepsilon} \times 100 \qquad 1\text{-}6$$

C = Concentration de l'espèce volatile dissoute H_2O (wt%) ou CO_2 (ppm),
M = Masse molaire (g/mol),
Abs = Absorbance : hauteur ou aire des bandes d'absorption (sans unité) (Figure 1-14),
d = Epaisseur de l'échantillon (cm),
ρ = Masse volumique de l'échantillon (g/cm^3),
ε = coefficient d'absorption (L/mol/cm).

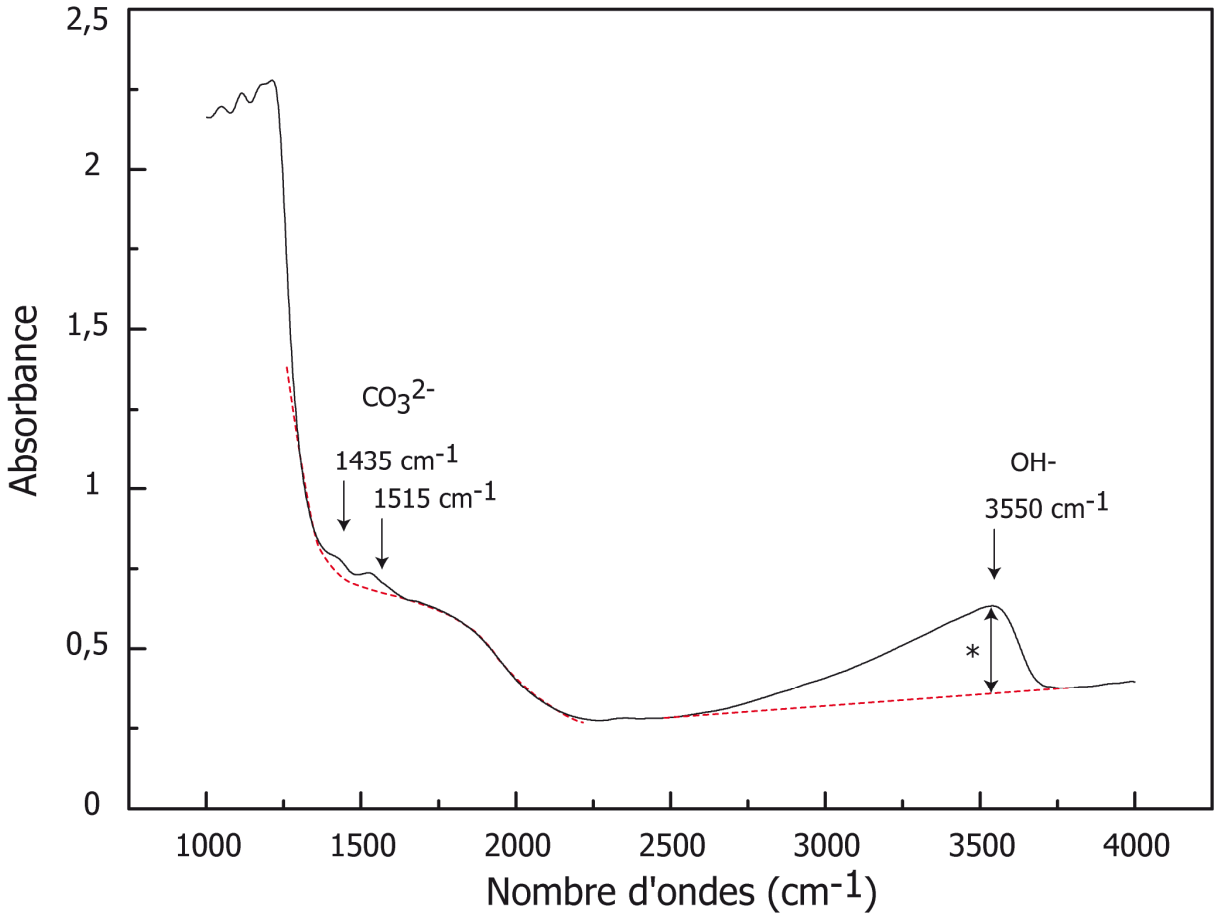


Figure 1-14 : Spectre d'absorption (absorbance en fonction du nombre d'onde) de l'échantillon ED DR52-2-3 (en trait plein) et de la ligne de base (en pointillés), correspondant à l'échantillon ED DR16-2-1 dégazé, utilisée pour déterminer les pics d'absorption (*) correspondant aux bandes d'absorption des ions carbonates (CO_3^{2-}) et des ions hydroxyles (OH^-). La hauteur des pics (*) se détermine par soustraction des lignes en trait plein et pointillés.

D'après l'équation 1-6, plusieurs paramètres entrent en compte et doivent être fixés avant de pouvoir estimer les concentrations en H_2O et du CO_2 :

- les masses molaires *M* sont respectivement de 18 et 12 (ou 44) g/mol pour l'H_2O et le C (ou CO_2).

- l'épaisseur des pastilles *d* est mesurée pour chaque zone d'analyse à l'aide d'un micromètre Mitutoyo® (précision : 1 µm) (le fonctionnement du micromètre a été régulièrement contrôlé avec la mesure une lame d'épaisseur connue) (les épaisseurs de chaque zone analysée sont reportées dans l'annexe 2).

- la masse volumique de l'échantillon ρ est fixée à 2,8 g/cm^3 correspondant à celles des basaltes de ride médio-océanique.

- l'allure de la ligne de base des spectres (ligne en pointillés sur la figure 1-14) : pour la bande d'absorption de l'H_2O à 3550 cm^{-1}, nous avons utilisé une ligne de base droite. Pour avoir une approximation de la ligne de base courbe pour la région des bandes d'absorption des carbonates, nous avons utilisé le spectre d'un MORB (ED DR16-2-1) dégazé dans les conditions d'oxydoréduction similaires à celles des MORBs naturels (Bézos, comm. pers.).

- l'absorption linéaire ou en surface ε : les données de H_2O et CO_2 obtenues par FTIR dans des verres de MORBs ont pour la plupart ont utilisé des coefficients d'absorption linéaire. Pour cette raison, nous avons de même utilisé les hauteurs des pics des bandes d'absorption et non les aires pour déterminer l'absorbance. Cependant, il existe différentes valeurs de coefficient d'absorption ε, compilées dans le tableau 1-9. Pour l'H_2O, nous avons utilisé le coefficient d'absorption le plus utilisé de la littérature, soit 63 L/mol/cm (*e.g.* Dixon *et al.* 1988; Dixon *et al.* 1995; Dixon et Clague 2001; Simons *et al.* 2002; Johnson *et al.* 2008; Bézos *et al.* 2009). Pour le CO_2, nous avons utilisé la valeur de Fine et Stolper (1986) (375 L/mol/cm). Afin d'évaluer l'influence de ε, nous avons comparé les estimations des teneurs en H_2O et CO_2 suivant les valeurs extrêmes de ε. Pour l'H_2O (Figure 1-15A), les concentrations calculées avec ε=78 L/mol/cm sont sous-estimées significativement d'environ 20% par rapports aux calculs effectués avec ε=63 L/mol/cm. Selon le coefficient d'absorption utilisé, les estimations peuvent présenter des différences significatives, surtout quand les teneurs en eau sont de plus en plus élevées. En revanche, les différentes valeurs de ε de la littérature ne sont pas significatives pour la détermination du CO_2 : les estimations du CO_2 sont similaires lorsque l'on prend en compte les barres d'erreur (Figure 1-15B).

Le détail de chaque analyse en H_2O et CO_2 (donnant pour chaque zone la hauteur du pic et l'épaisseur) est donné en annexe 2.

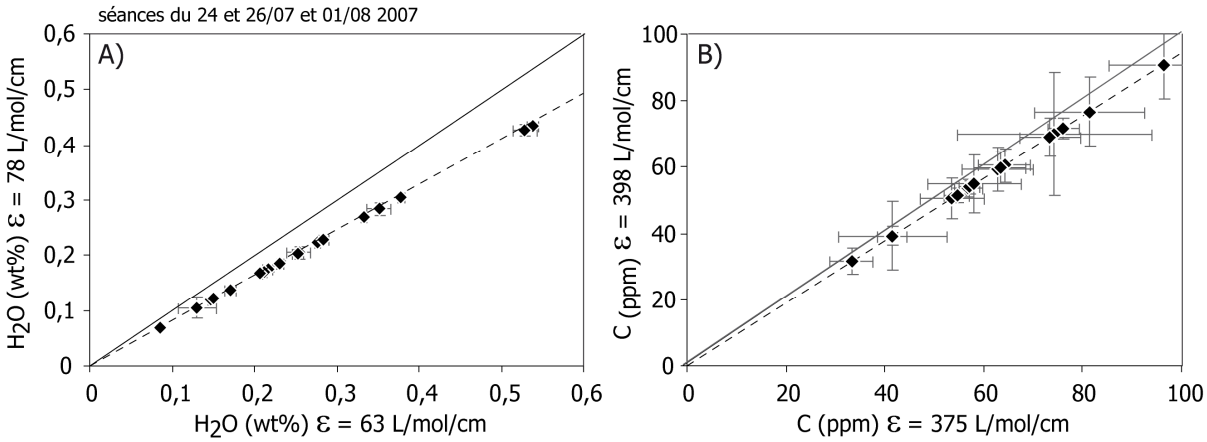


Figure 1-15 : Comparaison des estimations des concentrations en A) H_2O et B) CO_2 selon la valeur du coefficient d'absorption utilisé, pour l'H_2O : ε=78 L/mol/cm (Jendrzejewski et al. *1996) et ε=63 L/mol/cm (Dixon* et al. *1988; Dixon* et al. *1995), pour le CO_2 : ε=398 L/mol/cm (Jendrzejewski* et al. *1997), ε=375 L/mol/cm (Fine et Stolper 1986) (voir la compilation des valeurs dans le tableau 1-9), les droites sont les droites 1:1, les barres d'erreurs sont les incertitudes à 2σ calculées sur une moyenne de 6 analyses.*

Tableau 1-9 : Compilation des différentes valeurs de coefficients d'absorption (valeur en haut : coefficient du pic absorption en L/mol/cm, valeur au bas : coefficient de l'aire d'absorption en L/mol/cm²).

Bande d'absorption (cm^{-1})	5200	4500	3550	1630	(1515-1435)
Molécule	H_2O	OH	OH + H_2O	H_2O	CO_3^{2-}
P. Dobson, S. Newman, S. Epstein, E. Stolper, données non publiées utilisées par Dixon et al. (1988; 1995)	-	-	63±3	-	-
	-	-	-	-	-
Dixon *et al.* (1995)	0,62±0,07	0,67±0,03	-	25±3	-
	-	-	-	-	-
Stolper (1982)	1,76	0,98	67	-	-
	300	200	32000	-	-
Jendrzejewki *et al*. (1996)	78±1	-	-	-	-
	-	-	-	-	-
Fine et Stolper (1986)	-	-	-	-	375±20
	-	-	-	-	69500
Jendrzejewski *et al.* (1997)	-	-	-	-	398±10
	-	-	-	-	-

En ce qui concerne le CO_2, deux pics d'absorption sont présents. Par conséquent, il y a plusieurs moyens de déterminer les teneurs en CO_2 : à partir de la hauteur du pic à 1435 cm^{-1}, celle du pic à 1515 cm^{-1}, ou bien en utilisant la moyenne des hauteurs des deux pics. D'après la figure 1-16A, les estimations du CO_2 seulement à partir du pic à 1435 cm^{-1} et à 1515 cm^{-1} sont quasiment identiques (sur la droite 1:1). Cependant, les incertitudes peuvent être très différentes entre les pics (figure 1-16B). Cela est en partie dû à la ligne de base utilisée qui est probablement différente entre chaque échantillon. Or nous utilisons toujours la même (ED DR16-2-1), et cette ligne est rarement parfaitement superposable au spectre de l'échantillon analysé (où il n'y a pas les bandes d'absorption des molécules hydratées et carbonatées). Par conséquent, cela peut engendrer des erreurs sur la justesse et des incertitudes plus ou moins importantes entre les absorptions à 1435 cm^{-1} et à 1515 cm^{-1}. Pour cette raison, nous avons préféré utiliser la hauteur moyennée des deux pics pour nos

déterminations des teneurs en CO_2. Par ailleurs, le pic d'H_2O moléculaire à 1630 cm^{-1} a rarement été détecté (la plupart de nos échantillons ont une teneur en eau inférieure à 0,5 wt%), ne gênant pas la détermination de la hauteur des pics des carbonates.

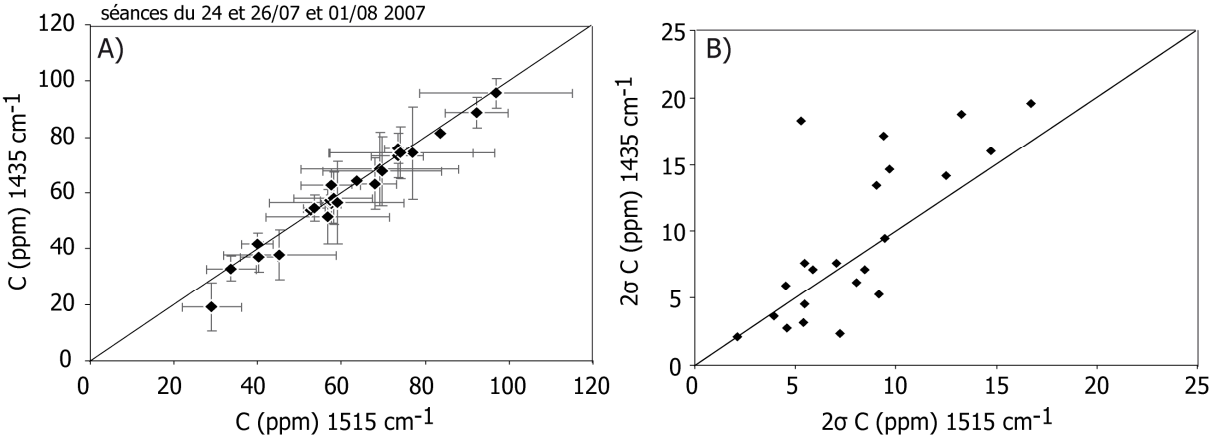


Figure 1-16 : Comparaisons : A) des concentrations en C selon la bande d'absorption considérée, les barres d'erreurs sont les incertitudes à 2σ calculées sur une moyenne de 6 analyses, B) des barres d'erreur à 2σ.

1.2.4.7. Fiabilité des mesures

Comparaison inter-laboratoires

Les analyses en H_2O et CO_2 dissous dans des verres naturels par spectrométrie infrarouge ont été effectuées au laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'université de Nantes pour la première fois lors de cette étude. Afin de s'assurer de la fiabilité des résultats obtenus, nous avons procédé à des analyses sur des échantillons dont les données ont été obtenues antérieurement dans d'autres laboratoires, par la même méthode ou bien par la méthode de chauffage par palier, consistant à l'extraction de l'H_2O et CO_2 dissous lorsque l'échantillon est chauffé. Puis nous avons comparé les mesures obtenues. Notons qu'il aurait été plus convenable, afin de pouvoir au mieux évaluer les déviations instrumentales, d'analyser les mêmes pastilles dans chaque laboratoire, afin de s'affranchir d'une hétérogénéité de la teneur en volatils dissous dans les verres, et ensuite analyser les mêmes zones afin de s'affranchir de l'erreur sur l'épaisseur de l'échantillon, pour finalement pouvoir comparer directement les absorbances obtenues.

En ce qui concerne les données d'H_2O dissous, nous observons une excellente corrélation entre les analyses obtenues à Nantes et celles obtenues dans d'autres laboratoires (Figure 1-17A) par infrarouge et chauffage par paliers.

Les résultats pour le CO_2 dissous ne montrent pas la même tendance (Figure 1-17B). Globalement, nos analyses de CO_2 semblent sous-estimées de 59 ppm (=16 ppm C) par rapport à celles effectuées dans

d'autres laboratoires. Il semble particulièrement que les analyses par infrarouge sous-estiment les teneurs en CO_2 par rapport aux analyses par chauffage par palier (ronds blancs sur la figure 1-17B). Une des raisons pourrait provenir du fait que les mesures par chauffage par palier puissent éventuellement englober du CO_2 gazeux issu des bulles. Pour les futures études, il serait plus convenable de ne pas utiliser des données de CO_2 provenant de différentes méthodes de mesures. Le CO_2 est plus dur à déterminer que l'H_2O à cause de la position de ses pics dans le domaine spectral, qui nécessite une soustraction d'une ligne de base courbe. De plus, cette ligne de base déterminée avec un basalte dégazé en H_2O et CO_2, est considérée la même pour tous les échantillons, ce qui n'est probablement pas le cas. Ces erreurs dans la détermination du pic, ainsi que les erreurs sur la mesure de l'épaisseur de la zone analysée et une légère hétérogénéité dans l'échantillon ont une plus forte incidence sur le CO_2 qui se compte en ppm ($=10^{-4}$%) que sur l'H_2O se mesurant en %. De plus, il est possible qu'il y ait des hétérogénéités du CO_2 dans les verres pour un même échantillon.

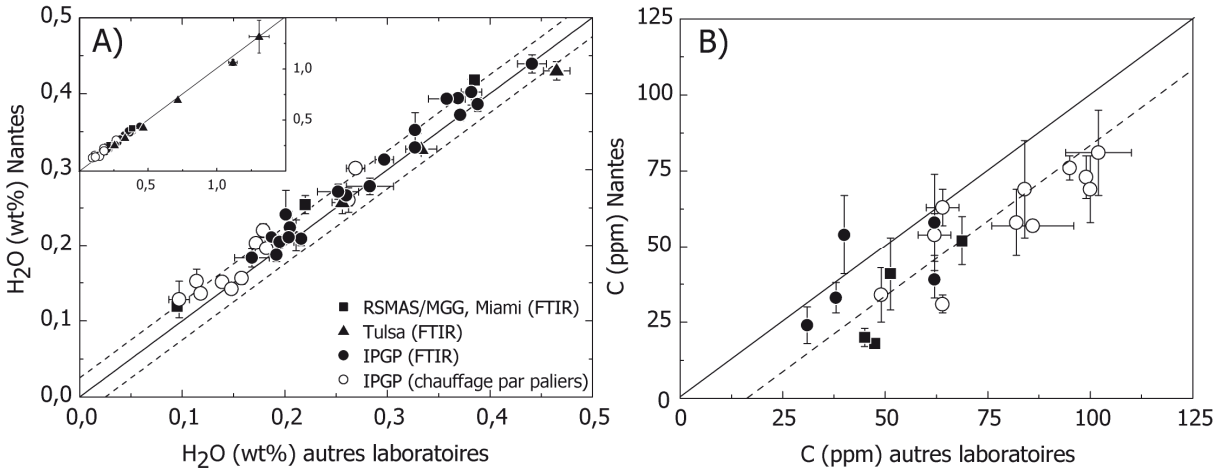


Figure 1-17 : Comparaison des analyses entre laboratoires A) en H_2O dissoute et B) en C dissous dans les verres, les différents symboles représentent les différents laboratoires de comparaison. A) en trait plein est indiquée la droite 1:1, en pointillés, les droites à ±2,5%. Notons que tous les points s'alignent selon la droite 1:1 à ±2,5% - les barres d'erreurs sont l'incertitude à ±2σ (6 analyses en moyenne par échantillon), pour comparer avec les données d'H_2O FTIR de l'IPGP, nos données obtenues par FTIR ont été recalculées en utilisant les mêmes valeurs de masse volumique et de coefficient d'absorption. C) la droite en pointillés est la droite y=x-16 ppm, indiquant que nos données sont en moyenne sous-estimées de 16 ppm par rapport aux mesures des autres laboratoires, cette dérive est plus évidente comparée aux données de chauffage par palier, qu'avec les données FTIR des autres laboratoires.

Comparaison des analyses en H_2O obtenues avec différentes configurations

Le pic d'H_2O total à 3500 cm^{-1} peut être obtenu avec différents matériels (séparatrices et détecteurs) comme nous l'avons vu précédemment (Tableau 1-8). Nous avons donc comparé les résultats obtenus avec ces deux différentes configurations. Comme en témoigne la figure 1-18, nous pouvons constater que les analyses d'H_2O ne sont pas influencées par la séparatrice utilisée dans le spectromètre.

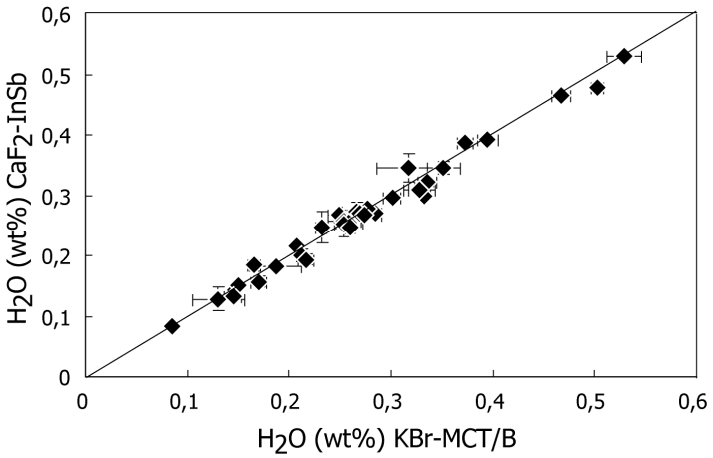


Figure 1-18 : Comparaison des teneurs en H_2O dissoutes dont le pic d'absorption a été déterminé à partir de deux différentes conditions : séparatrice CaF_2 associée au détecteur InSb, et KBr associé au MCT/B.

Reproductibilité des analyses

Un échantillon témoin a été analysé à chaque séance (le KM014 DR04-3 entre le 16/03/2007 et le 12/07/2007 et le C40 à partir du 26/04/2007) pour appréhender une éventuelle déviation du spectromètre au cours du temps. Pour les deux échantillons, avec différentes séparatrices et détecteurs, les analyses sont bien reproductibles malgré les différents paramètres jouant sur les incertitudes, telles que sur les mesures d'épaisseur, sur les déterminations des pics d'absorption. La figure 1-19 montre la bonne reproductibilité de l'échantillon C40 au cours du temps. Notons qu'une part des variabilités et incertitudes peut provenir non seulement d'une déviation du spectromètre mais aussi d'erreurs sur l'estimation de l'épaisseur de la zone analysée, et probablement surtout sur la hauteur des pics à partir de la détermination de la ligne de base qui est difficile à déterminer.

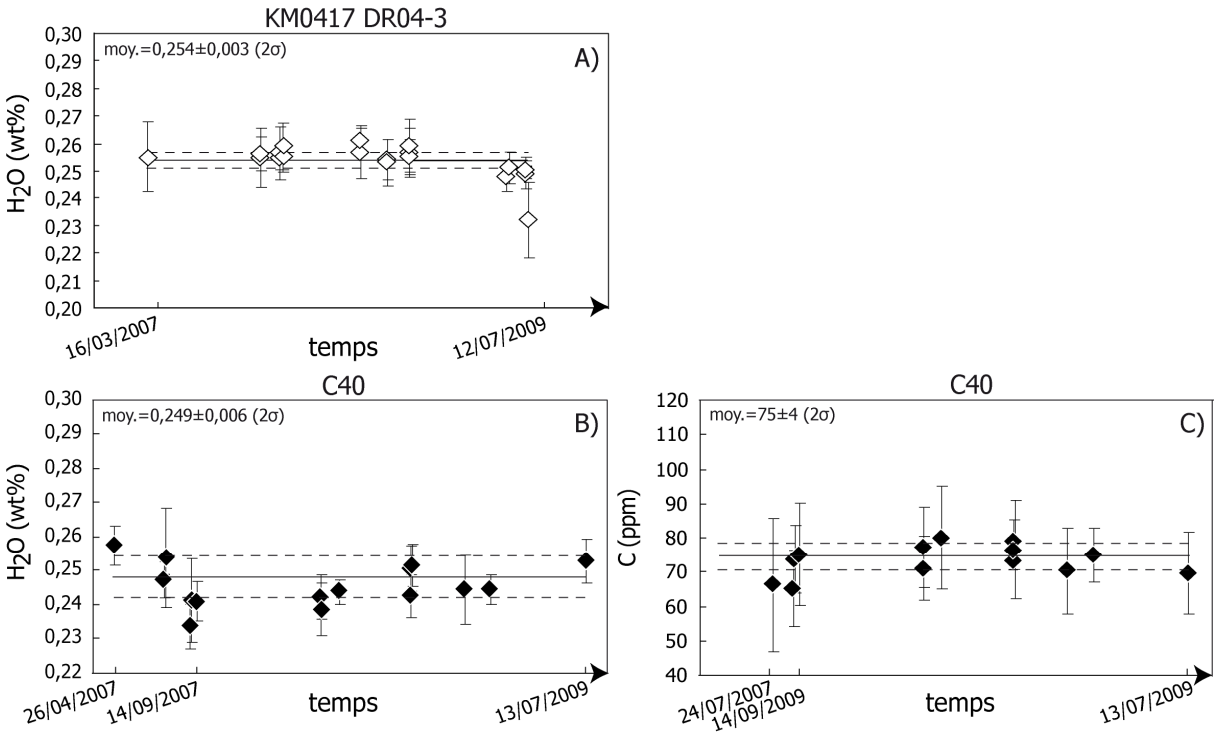


Figure 1-19 : Résultats des analyses en H_2O dissous dans le verre KM0417 DR04-3, A) en H_2O et CO_2 dissous dans le verre C40 (respectivement B) et C)) au cours des différentes séances d'analyse. Les droites en trait plein donnent la moyenne à ±2σ (droites en pointillés). Les barres d'erreur représentent l'écart-type à 2σ (moyenne de 6 analyses par point). Avant le 24/07/2008, seulement les analyses d'H_2O ont été réalisées à l'aide de la séparatrice CaF_2 et du détecteur InSb, à partir du 24/07/2008, les analyses de H_2O et CO_2 avec la séparatrice KBr et le détecteur MCT/B, B) et C) Les mesures jusqu'au 04/09/2007 proviennent de différentes pastilles utilisées et/ou de différentes zones analysées. A partir du 04/09/2007, les mêmes zones sur la même pastille ont été systématiquement mesurées.

1.3. Les échantillons

Plus de 150 échantillons ont été étudiés dont 42 proviennent de la MAR (Mid-Atlantic Ridge) entre 61,34°N et -50,53°S, 86 proviennent des dorsales indiennes, 3 des dorsales de la Mer Rouge, et 23 des dorsales du Pacifique. Parmi les MORBs de l'océan Indien étudiés : 14 proviennent de la CIR (Central Indian Ridge), 6 du Point Triple de Rodriguez (RTJ), 10 de la SEIR (South East Indian Ridge) et 56 de la SWIR (South West Indian Ridge). Des échantillons de volcans sous-marins provenant de l'interaction ride-point chaud de St Paul-Amsterdam ont en plus été ajoutés (N=9) à cette collection. Les échantillons sont présentés par région sur les cartes de la figure 1-20 à la figure 1-29. Les profondeurs d'échantillonnage proviennent de rapports de mission (mission SWIFT, EDUL, PLURIEL), de la base données en ligne PETDB (http://www.petdb.org/), et de Bézos (2003). Les données de taux d'accrétion sont issus des travaux de DeMets (1990) et de Bird (2003).

Les verres de la dorsale médio-atlantique (MAR) proviennent de profondeurs de l'ordre de 2950±800 m et les taux d'accrétion de ces échantillons sont compris entre 18 et 32 mm/an :

- MAR 57-62°N (Figure 1-20) : le taux d'accrétion est de 18-19 mm/an. Il s'agit de 4 échantillons (R.R.) présentant les profondeurs les plus faibles (entre 600 et 1805 m), provenant de segments différents de la ride de Reykjanes, située au Sud de l'Islande.

- MAR 15-40°N (Figure 1-22) : cette zone est affectée par un taux d'accrétion relativement constant de 25 mm/an, et regroupe différentes régions échantillonnées avec entre autres le segment Lucky Strike (37,1-37,5°N), un segment proche de la zone de fracture d'Oceanographer (échantillons OT), la MAR à 21,5-23,2°N : 2 segments très échantillonnés (contenant 18 échantillons nommés « C »), la popping-rock (2πD43) à 14,5°N, étant un MORB unique, du fait de sa très grande teneur en bulles et en volatils et son éclatement lors de sa remontée.

- MAR 47-51°S (Figure 1-21) : le taux d'accrétion est légèrement plus élevé, étant de 30-32 mm/an, il s'agit de la zone d'interaction avec le point chaud de Shona (échantillons EW).

Les verres de la Mer Rouge proviennent d'une dorsale affectée par de faibles taux d'accrétion (10-15 mm/an) et des profondeurs bathymétriques allant de 1500 à 2500 m de profondeur. Les 3 échantillons se répartissent sur 2 segments (Figure 1-29).

Les verres des dorsales de l'océan Pacifique proviennent de profondeurs en moyenne de 2900±550 m, les taux d'accrétion sont de 114±45 mm/an :

- Ride Pacifique-Antarctique (PAR) (Figure 1-28) : 4 échantillons répartis sur 3 segments entre 170,3 et 152°W (échantillons PC), avec une profondeur en moyenne de 2300 m, et des taux d'accrétion allant de 62 à 78 mm/an.

- Ride Est Pacifique (EPR) (Figure 1-27) : Cette dorsale est affectée par le taux d'accrétion le plus fort au monde (de 50 mm/an à 21°N jusqu'à 155 mm/an à 22°S) et une profondeur moyenne de 3000 m, les échantillons sont répartis de façon clairsemée le long de cette dorsale. Six échantillons proviennent de la zone transformante de Garrett dans l'EPR (échantillons GN).

- Ride Coco Nazca (CNR) (Figure 1-27) : ce sont les échantillons ND, le taux d'accrétion est de 125 mm/an.

- Rift Est de la microplaque d'Easter (Figure 1-27) : deux échantillons provenant du mont sous-marin PITO (23°S) à l'axe de la ride, ne sont pas influencés par le point chaud d'Easter (île de Pâques) (Aubaud *et al.* 2004), et sont affectés par un taux d'accrétion parmi le plus faible du Pacifique : 27 mm/an.

Les verres des dorsales de l'océan Indien proviennent en moyenne d'une profondeur importante, soit 3400 m en moyenne, et sont affectés par des taux d'accrétion faibles (27±19 mm/an).

- Ride central Indienne (CIR) (Figure 1-23) : ce sont des échantillons provenant de la mission MD57 dispersés le long de la dorsale. Cette dorsale est caractérisée par une profondeur moyenne de 3500 m et un taux d'accrétion 36±15 mm/an, avec une augmentation de ce dernier du Nord au Sud.

- Point Triple de Rodriguez (RTJ) (Figure 1-24) : c'est la jonction entre la ride centrale indienne (CIR), la ride Sud-est indienne (SEIR), et la ride Sud-ouest indienne (SWIR). 55 mm/an.

- Ride Sud-est indienne (SEIR) : 2 groupes se distinguent : une région entre 71 et 78°E (Figure 1-24) (3 échantillons), et la zone d'interaction entre la SEIR et le point chaud de Saint Paul-Amsterdam (Figure 1-25), où l'échantillonnage a été fait par dragage en septembre-octobre 2006 (mission PLURIEL MD157). Le taux d'accrétion est de 67 mm/an et une profondeur moyenne des échantillons à l'axe de 1870 m (7 échantillons répartis sur 2 dragues).

- Ride Sud-ouest indienne (SWIR) (Figure 1-26) : partie Est entre 32,55 et le point triple de Rodriguez, c'est la zone la plus échantillonnée de cette étude (N=56). Les échantillons ont été récupérés lors des missions SWIFT (32-49°E) et EDUL (49-69°E), à l'exception de MD34 D4. Cette dorsale est caractérisée par des taux d'accrétion les plus faibles au monde (15 mm/an en moyenne, augmente en moyenne de l'Est vers l'Ouest, de 12 à 16 mm/an), obliques par rapport à l'axe de la dorsale, et par certaines régions très profondes (jusqu'à 5000 m de profondeur). Les segments de dorsale la constituant sont courts, 59±30 km en moyenne (cf. Cannat *et al.* 1999, Standish *et al.* 2008). Les échantillons ont été regroupés selon les zones définies par Cannat *et al.* (2008), en fonction de la profondeur et du Na_8.

Les verres des monts sous-marins du point chaud de Saint Paul-Amsterdam (N=9), échantillonnés lors de la mission PLURIEL, sont altérés et proviennent de 6 monts sous-marins généralement peu profonds (entre 830 et 2950 m) (Figure 1-25).

Pour la suite de l'étude, nous avons réparti les échantillons dans différentes zones rassemblant un ou deux segments adjacents ou représentant des zones déterminées antérieurement (cas de la SWIR), afin de déterminer des moyennes régionales, lorsque cela est possible. Au final, 126 verres ont été regroupés en 29 zones contenant au minimum 2 échantillons, 28 échantillons isolés n'ont pas été regroupés en zone (154 échantillons au total + 9 des monts sous-marins du point chaud de St Paul-Amsterdam). Cette approche nous permet ainsi de tracer des signaux géochimiques de longueur d'onde supérieure à l'échantillonnage ponctuel.

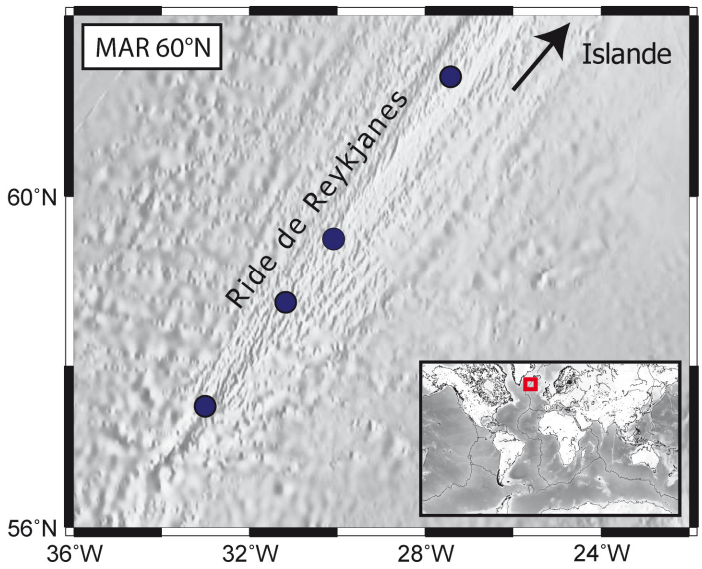


Figure 1-20 : Carte de localisation des échantillons situés sur la ride médio-atlantique (MAR) à 60°N de latitude, sur la ride Reykjanes, au Sud de l'Islande.

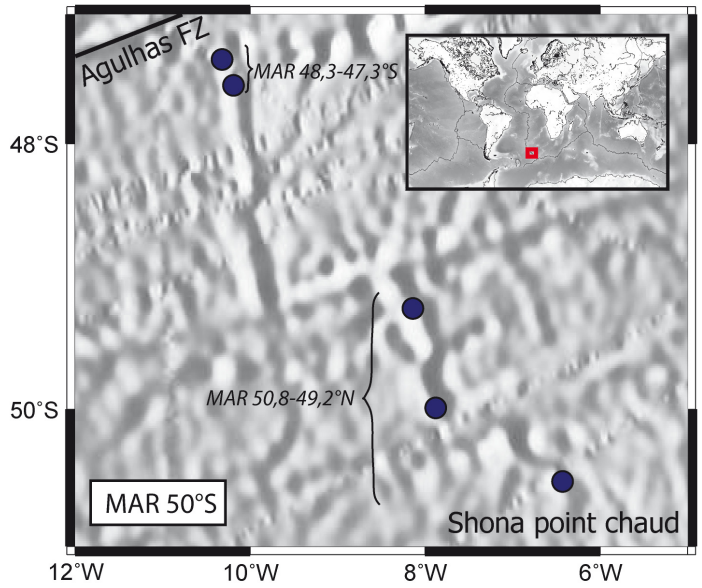


Figure 1-21 : Carte de localisation des échantillons situés sur la ride médio-atlantique (MAR) à 50°S de latitude.

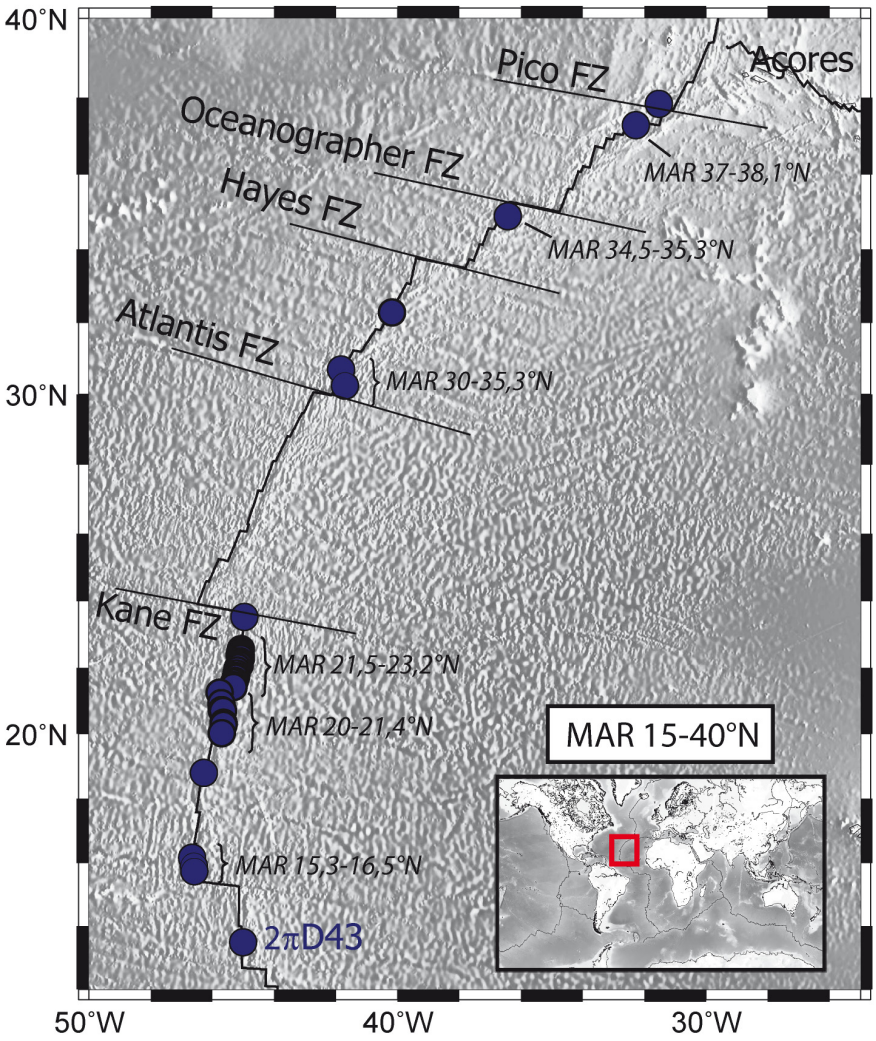


Figure 1-22 : Carte de localisation des échantillons se situant entre 12 et 40°N de latitude sur la dorsale médio-atlantique (MAR).

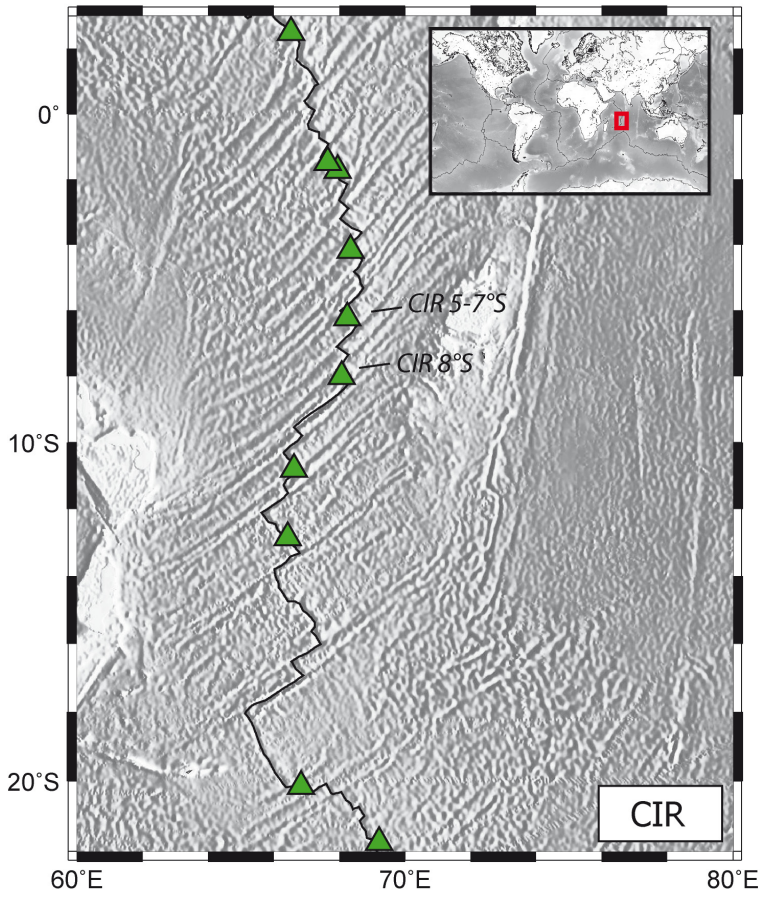


Figure 1-23 : Carte de localisation des échantillons de la ride centrale indienne (CIR).

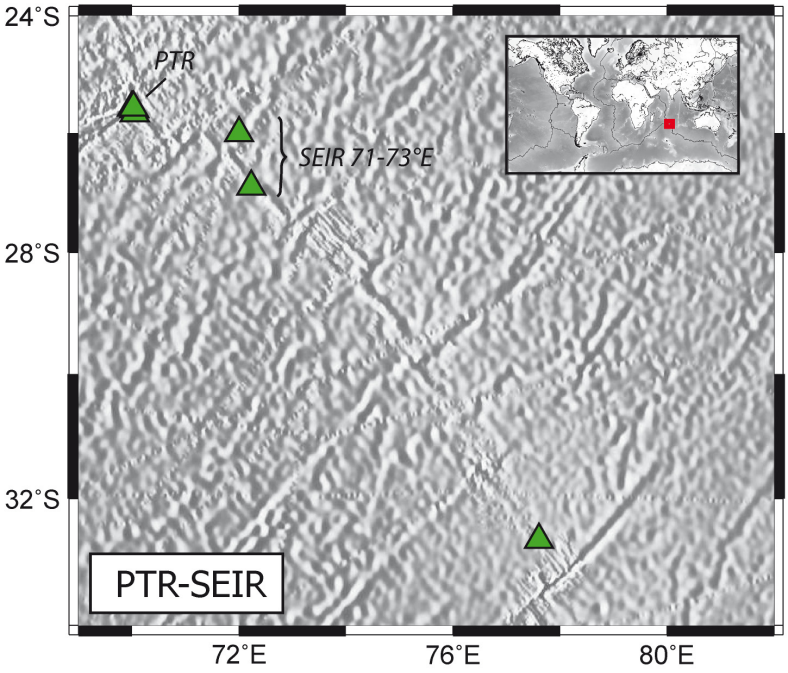


Figure 1-24 : Carte de localisation des échantillons provenant du point triple de Rodriguez (RTJ) et de la partie Nord de la ride Sud-est indienne (SEIR).

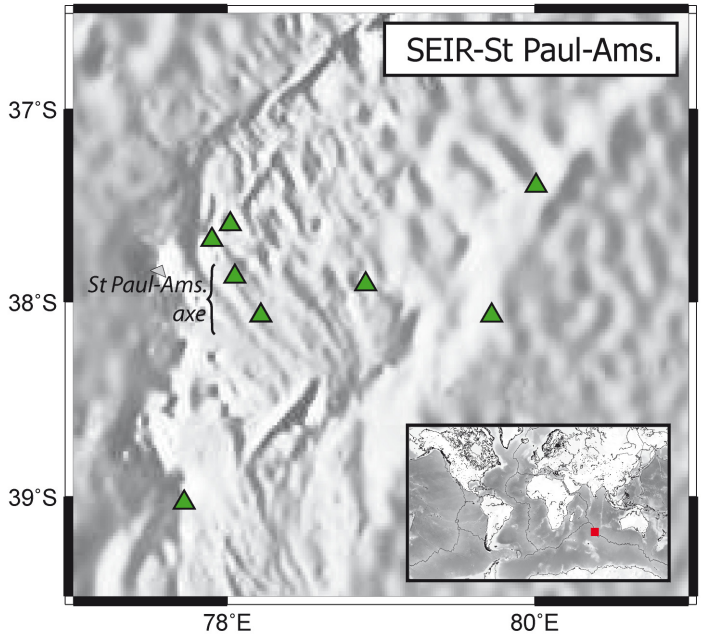


Figure 1-25 : Carte de localisation des échantillons situés sur le point chaud de Saint Paul Amsterdam en interaction avec la ride Sud-est indienne.

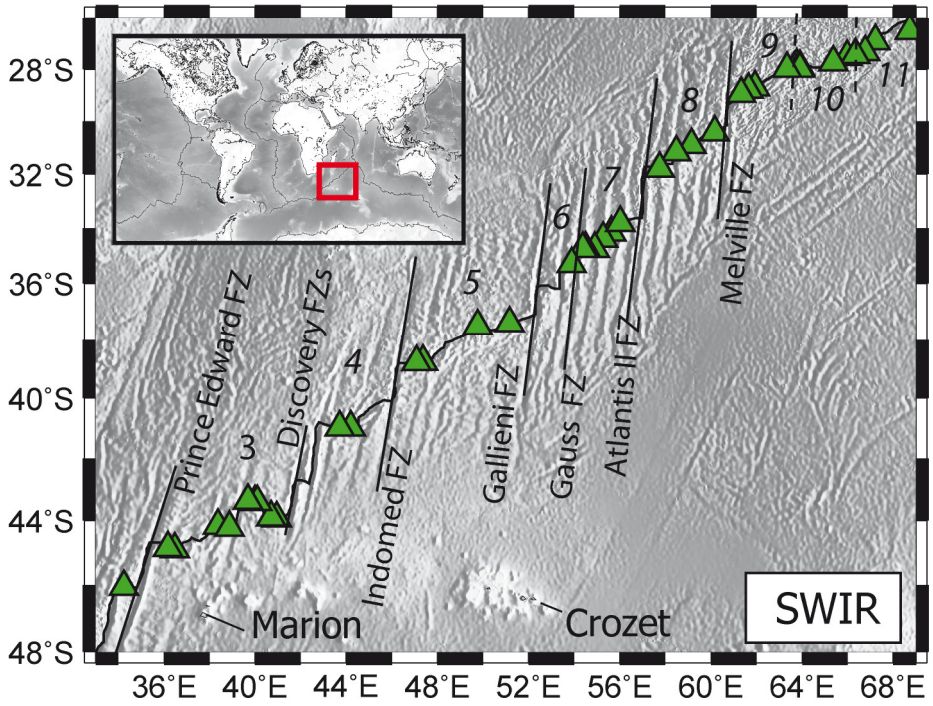


Figure 1-26 : Carte de localisation des échantillons de la ride Sud-ouest indienne (SWIR), les différentes zones définies par Cannat et al. *(2008) sont indiquées par leur numéro et les zones de fractures les délimitant.*

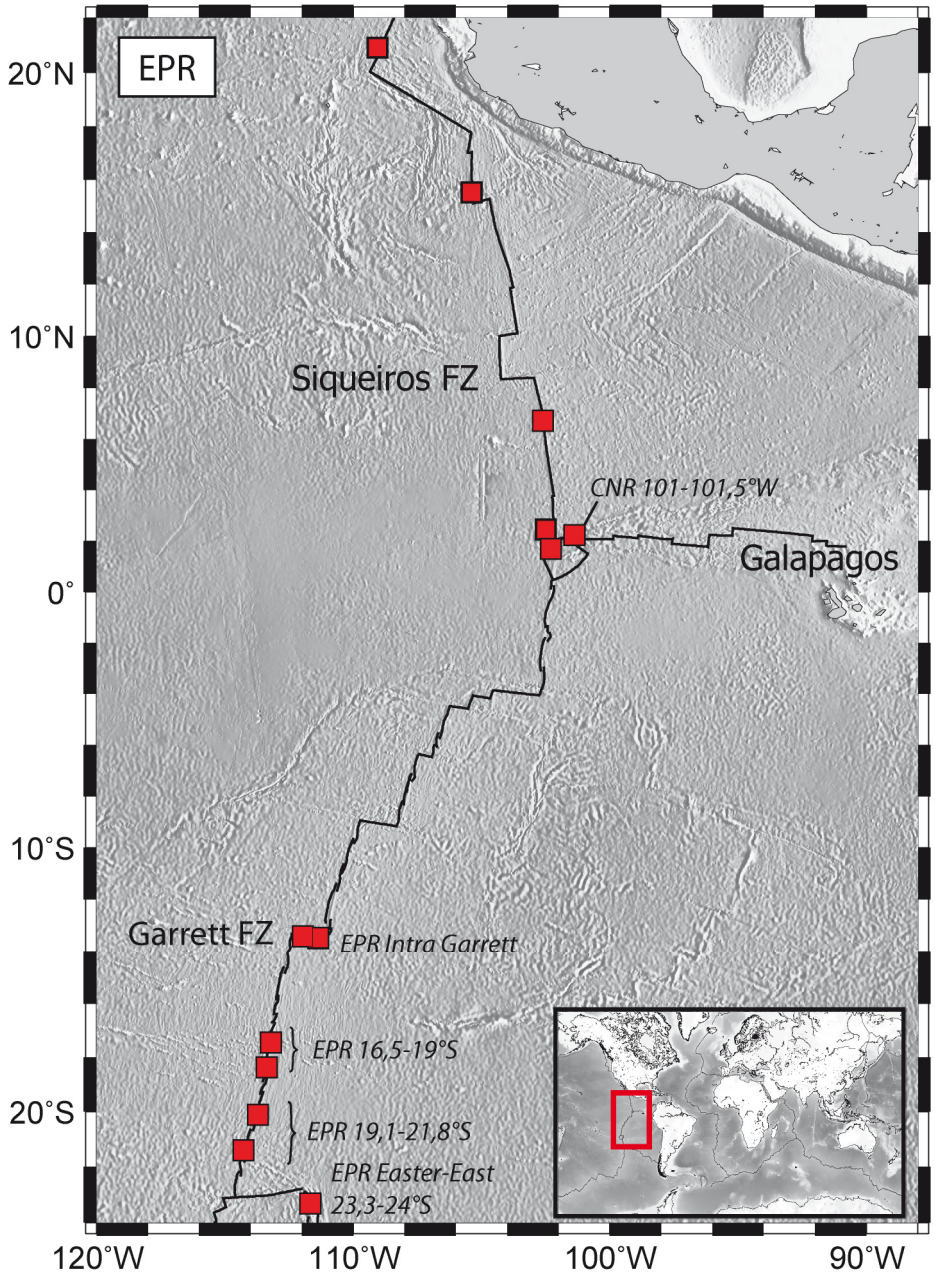


Figure 1-27 : Carte de localisation des échantillons provenant de la ride Est pacifique (EPR), de la ride Est de la microplaque d'Easter (EPR Easter-East), et de la ride Coco-Nazca (CNR).

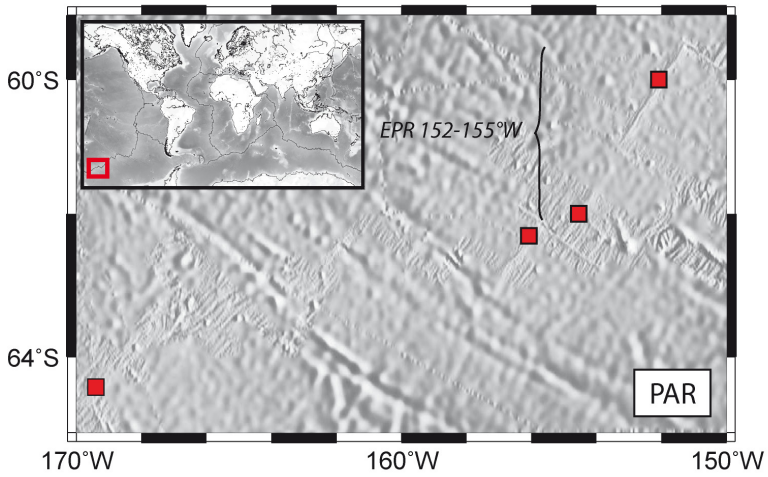


Figure 1-28 : Carte de localisation des échantillons situés sur la ride Pacifique-Antarctique (PAR).

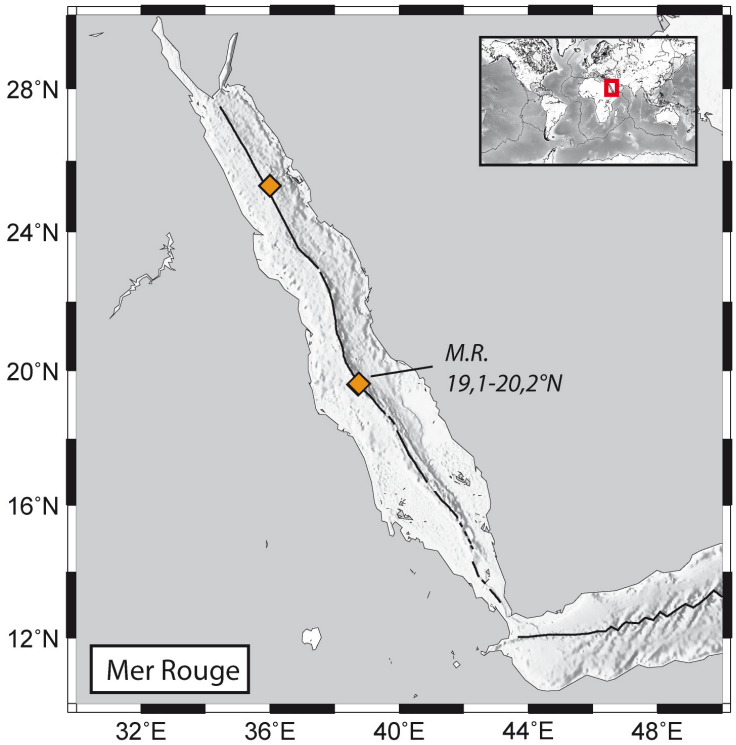


Figure 1-29 : Carte de localisation des échantillons de la Mer Rouge.

1.4. Caractérisation géochimique des échantillons

Les basaltes de ride médio-océaniques (MORBs) proviennent de la fusion partielle du manteau supérieur par décompression adiabatique. Aujourd'hui il est connu que leurs systématiques géochimiques sont reliées à des paramètres physiques tels que la profondeur bathymétrique, l'épaisseur de croûte océanique et le contexte tectonique (Klein et Langmuir 1987; Langmuir *et al.*

1992). Les variations chimiques observées dans les MORBs peuvent s'expliquer par trois processus majeurs subis au cours de leur histoire : (1) la cristallisation et la différenciation à faible profondeur dans la croûte ou le manteau supérieur ; (2) la fusion partielle, dépendant des conditions de pression et de température du manteau source, et des mécanismes de migration et de ségrégation ; (3) la composition chimique du manteau source qui peut présenter des hétérogénéités en éléments majeurs, traces, et en isotopes. Les MORBs, à travers leurs compositions chimiques, ont donc potentiellement enregistré l'influence de chacun de ces facteurs. Ces derniers peuvent être étudiés à l'aide de différents traceurs géochimiques.

1.4.1. Eléments majeurs

1.4.1.1. Correction de la cristallisation fractionnée

Afin de pouvoir évaluer les conditions de pression et température de genèse des MORBs, et d'évaluer le taux et type de fusion partielle les caractérisant, il est d'abord nécessaire de connaître les compositions chimiques des liquides primitifs. Pour cela, il faut corriger les compositions chimiques des MORBs de la cristallisation fractionnée qu'ils ont subie à faible profondeur dans des chambres ou des conduits magmatiques (*e.g.* O'Hara 1965, 1977), de manière à s'affranchir de ce processus (Klein et Langmuir 1987; Langmuir *et al.* 1992). Il s'agit de recalculer les concentrations d'un oxyde pour une valeur de référence de MgO à 8 wt% (correspondant à la moyenne des MORBs). Pour nous affranchir de la cristallisation fractionnée, dans cette étude, nous avons utilisé les équations de corrections de Bézos *et al.* (2009) en considérant la cristallisation de plagioclase à partir de 8,5 wt% de MgO. Deux équations différentes ont été utilisées selon la teneur en MgO de l'échantillon (ces équations sont valables pour des échantillons ayant une teneur en MgO≥5 wt%) :

Pour MgO<8,5 wt% :

$$\log(Na_8) = \log(Na_2O) + \frac{(\log(Na_2O) + 2{,}3222)}{(MgO - 75{,}947)} \times (8 - MgO) \qquad 1\text{-}7$$

Pour MgO≥8,5 wt% :

$$\log(Na_8) = \log(Na_{8,5}) - (\log(Na_{8,5}) + 2{,}3222)/(8{,}5 - 75{,}947) \times (8 - 8{,}5), \qquad 1\text{-}8$$

$$Avec\ \log(Na_{8,5}) = \log(Na_2O) - 0{,}0314 \times (8{,}5 - MgO)$$

La figure 1-30 illustre l'évolution des concentrations en Na_2O en fonction du MgO pour différentes régions de rides médio-océaniques, et suggère que la teneur en Na_2O des magmas parentaux est

différente entre les régions. Pour certaines zones, nous remarquons que les tendances dessinées par les échantillons suivent les courbes de modélisation tracées à partir des équations 1-7 et 1-8 de Bézos *et al.* (2009), indiquant que les variations en Na_2O au sein de ces régions sont principalement liées aux différents taux de cristallisation fractionnée des magmas.

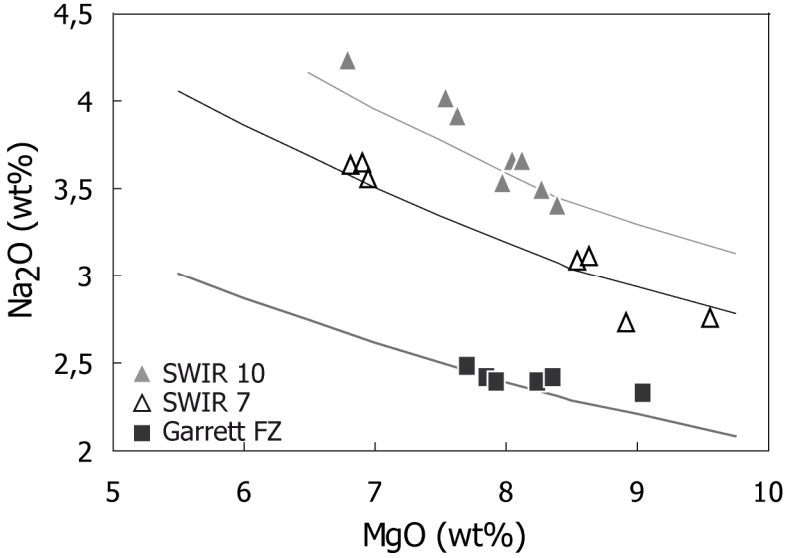


Figure 1-30 : Na_2O en fonction du MgO : pour les régions Garrett FZ et SWIR 7 et 10.

1.4.1.2. Fusion partielle

Lorsque l'on s'affranchit de la cristallisation fractionnée à basse pression, il apparaît une relation entre la composition moyenne en éléments majeurs des MORBs et les moyennes régionales des profondeurs axiales pour le système global de rides médio-océaniques, incluant aussi bien les N-MORBs que les E-MORBs (influencés par les points chauds) (Klein et Langmuir 1987; Langmuir *et al.* 1992). Les gammes de variations de ces corrélations peuvent s'expliquer par différents degrés et pressions de fusion partielle (Tableau 1-10).

Tableau 1-10 : Systématique des éléments majeurs de la fusion partielle en terme de fusion partielle (F) et pression de fusion (P), cpx=clinopyroxène.

Oxydes	F augmente	P augmente
Na_2O	diminue	
FeO	constant	augmente
SiO_2	augmente	diminue
CaO	augmente si cpx résiduel diminue si pas de cpx résiduel	
Al_2O_3	diminue	diminue

La figure 1-32 représente les corrélations globales des moyennes régionales entre éléments majeurs et profondeurs bathymétriques (Figure 1-32 panneau de droite) ainsi que les échantillons non moyennés

de cette étude (Figure 1-32 panneau de gauche). Les données moyennées par région sont présentées dans le tableau 1-11. Celles-ci couvrent la variabilité globale décrite par Klein et Langmuir (1987) et Langmuir *et al.* (1992) (Figure 1-32 panneau de droite). Les barres d'erreur sont grandes car peu d'échantillons représentent une région (entre 2 et 11, tableau 1-11, et entre 2 et 55 échantillons par région pour Klein et Langmuir 1987). Le Na_8 et la profondeur sont positivement corrélés, alors que le Fe_8 et le CaO/Al_2O_3 sont inversement corrélés avec la profondeur (Figure 1-32). Les faibles taux de fusion partielle (Na_8 fort) ayant lieu à de faibles profondeurs dans le manteau (correspondant à un Fe_8 faible, figure 1-31) sont associés aux rides médio-océaniques les plus profondes (Figure 1-32).

Le Ti_8 montre au même titre que le Na_8 une corrélation positive avec la profondeur, et met en évidence une anomalie négative des teneurs en Ti des régions 9, 10 et 11 de la SWIR, comme cela a été observé par Bézos (2003) et Meyzen *et al.* (2003).

Sur les graphes à gauche sur la figure 1-32, une forte dispersion est observée, car les données ne sont pas des moyennes régionales. Cela témoigne de variabilités locales dites vecteurs locaux telle qu'une hétérogénéité de la composition du manteau à petite échelle (Langmuir *et al.* 1992).

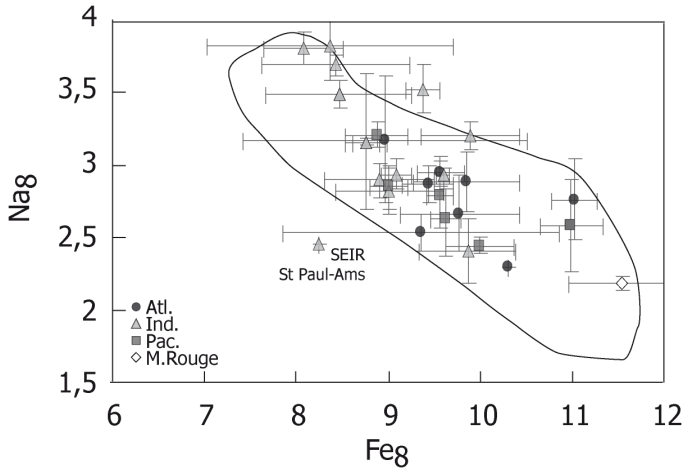


Figure 1-31 : Na_8 en fonction du Fe_8 moyennés par zone, l'aire est le domaine de données de Langmuir et al. (1992).

Le taux de fusion partielle (*F*) est estimé de manière empirique, à partir de sa relation avec le Na_8 (Equation 1-9) déterminée à partir des liquides de fusion partielle calculés par Bézos (2003) avec le modèle de Langmuir *et al.* (1992) :

$$F = 0{,}0359 \times Na_8^{\,2} - 0{,}2831 \times Na_8 + 0{,}608 \;\; ; r^2=0{,}99 \qquad 1\text{-}9$$

Les taux de fusion partielle sont compris entre 5% (SWIR) et 19% (R.R. D145 D1). En raison de la relation avec le Na_8, les taux de fusion partielle les plus forts caractérisent les dorsales les moins profondes (*e.g.* à proximité de l'Islande). En revanche, tous les taux de fusion partielle inférieurs à 6% sont localisés sur la SWIR, où les profondeurs sont les plus grandes.

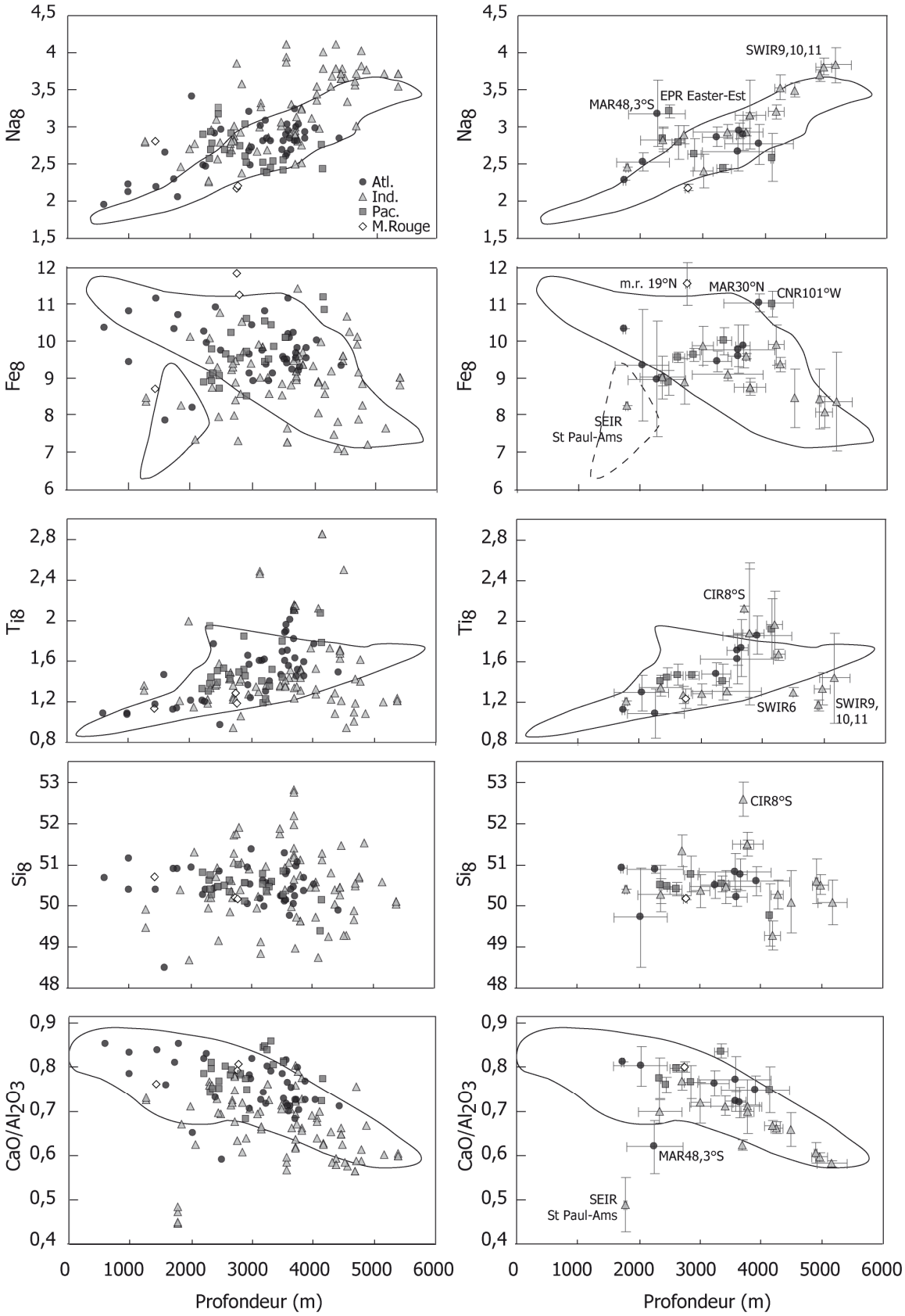


Figure 1-32 : Relations entre oxydes corrigés de la cristallisation fractionnée et la profondeur (figures de gauche : tous les échantillons, figures de droite : moyennes par région avec l'écart-type à 2σ associé (les échantillons isolés ne sont pas représentés). Les aires représentent les domaines les données de Langmuir et al. (1992), l'aire en pointillés représente les zones influencées par les points chauds, symboles : ronds=Atlantique, triangles=Indien, carrés=Pacifique, losanges=Mer Rouge.

Tableau 1-11 : Caractéristiques chimiques par région, les régions de la SWIR correspondent aux zones définies par Cannat et al. 2008.

région	nb ech.	nb segm.	τ mm/an	Prof. m	2σ	Si_8	2σ	Fe_8	2σ	Na_8	2σ	Ti_8	2σ	$\frac{CaO}{Al_2O_3}$	2σ	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	2σ	$\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$	2σ	Cl/K	2σ	Nb/La	2σ
MAR 37-38,1°N	2	1	22	1733	21	50,90	-	10,31	-	2,29	-	1,13	-	0,81	-	0,17	0,03	1,37	0,08	0,10	0,00	1,65	0,06
MAR 34,5-35,3°N	3	1	21	2033	433	49,71	1,21	9,35	1,50	2,53	0,12	1,30	0,18	0,80	0,04	0,24	0,29	1,57	1,31	0,09	0,03	1,55	0,43
MAR 30-35,3°N	2	2	23	3920	560	50,59	0,34	11,03	0,25	2,76	0,28	1,87	0,19	0,75	0,03	0,06	0,04	0,46	0,04	0,06	0,03	0,66	0,05
MAR-21,5-23,2°N	10	2	25	3245	242	50,48	0,32	9,44	0,28	2,87	0,13	1,48	0,11	0,76	0,03	0,10	0,03	0,67	0,07	0,06	0,04	0,72	0,06
MAR 20-21,4°N	8	1	25	3592	175	50,20	0,20	9,58	0,26	2,95	0,11	1,72	0,16	0,72	0,02	0,12	0,02	0,70	0,07	0,05	0,01	0,91	0,08
MAR 15,3-16,5°N	3	1	25	3660	110	50,75	0,39	9,86	0,57	2,89	0,21	1,74	0,28	0,72	0,04	0,19	0,03	1,05	0,30	0,05	0,00	1,25	0,38
MAR 48,3-47,3°S	2	1	32	2263	462	50,88	0,08	8,97	1,55	3,18	0,44	1,09	0,25	0,62	0,06	0,07	0,04	-	-	-	-	-	-
MAR 50,8-49,2°S	3	2	31	3589	589	50,80	0,46	9,78	0,66	2,67	0,27	1,63	0,25	0,77	0,05	0,06	0,04	0,55	0,08	-	-	-	-
CIR 7-5°S	3	1	35	2710	0	51,33	0,39	8,91	0,60	2,90	0,12	1,28	0,08	0,77	0,02	0,18	0,01	1,06	0,00	0,06	-	1,11	0,00
CIR 8°S	3	1	36	3700	0	52,58	0,42	9,60	0,07	2,93	0,06	2,13	0,03	0,62	0,01	0,03	0,01	0,35	0,05	0,25	0,08	0,60	0,12
RTJ	6	-	55	3779	251	51,47	0,29	8,76	0,15	3,16	0,46	1,88	0,64	0,71	0,06	0,09	0,01	0,71	0,05	0,06	0,02	0,62	0,08
SEIR 71-73°E	2	1	55	3779	110	51,47	0,13	8,76	0,23	3,16	0,02	1,88	0,70	0,70	0,01	0,09	0,05	0,71	0,22	0,06	-	0,82	0,36
SEIR St Paul-Ams.	7	1	67	1783	22	50,39	-	8,25	-	2,46	-	1,21	-	0,49	0,06	0,55	0,11	2,26	0,24	0,21	0,01	1,28	0,18
SWIR11	5	3	14	4973	130	50,50	0,24	8,09	0,43	3,81	0,12	1,34	0,16	0,60	0,01	0,15	0,01	1,00	0,15	0,03	0,00	0,76	0,07
SWIR 10	9	3	13	4903	20	50,59	0,53	8,44	0,80	3,69	0,07	1,17	0,05	0,61	0,02	0,16	0,04	0,88	0,14	0,04	0,01	0,72	0,09
SWIR 9	6	2	13	5172	247	50,08	0,54	8,37	1,34	3,83	0,24	1,45	0,45	0,58	0,01	0,17	0,05	0,89	0,22	0,04	0,02	0,66	0,13
SWIR 8	7	4	13	4267	89	50,27	0,35	9,38	0,19	3,53	0,17	1,68	0,05	0,66	0,01	0,12	0,01	0,72	0,03	0,03	0,01	0,65	0,04
SWIR 7	7	3	15	4194	133	49,27	0,36	9,90	0,54	3,21	0,09	1,97	0,33	0,67	0,01	0,07	0,02	0,64	0,13	0,13	0,19	0,49	0,11
SWIR 6	2	1	16	4500	0	50,09	0,75	8,47	0,79	3,49	0,09	1,30	0,04	0,66	0,04	0,17	0,07	0,83	0,50	0,04	-	0,71	0,04
SWIR 5	5	3	15	3012	162	50,36	0,40	9,87	0,52	2,41	0,22	1,29	0,10	0,72	0,05	0,12	0,12	0,75	0,47	0,18	0,13	0,92	0,45
SWIR 4	2	2	16	3415	570	50,45	0,41	9,09	0,17	2,94	0,10	1,32	0,04	0,71	0,02	0,15	0,04	0,90	0,03	0,05	0,01	1,02	0,14
SWIR 3	11	4	16	2351	360	50,26	0,40	9,02	0,59	2,83	0,16	1,36	0,09	0,70	0,03	0,28	0,10	1,33	0,28	0,06	0,03	1,12	0,14
M. Rouge 19,1-20,2°N	2	1	14	2762	31	50,18	0,05	11,54	0,57	2,18	0,05	1,24	0,10	0,80	0,01	0,10	0,02	0,77	0,19	0,16	0,03	1,46	0,05
CNR 101,5-101°O	2	1	125	4140	20	49,77	0,76	11,00	0,34	2,59	0,32	1,92	0,30	0,75	0,05	0,04	0,02	0,47	0,02	0,09	0,02	0,60	0,19
EPR Garrett	6	2	150	3353	114	50,53	0,19	10,00	0,37	2,45	0,05	1,40	0,18	0,84	0,02	0,04	0,00	0,43	0,03	0,36	0,12	0,53	0,03
EPR 16,5-19°S	2	2	155	2615	101	50,40	0,15	9,57	0,14	2,79	0,23	1,47	0,10	0,80	0,01	0,06	0,01	0,63	0,06	0,13	0,10	0,71	0,19
EPR 19,1-21,8°S	2	2	155	2862	107	50,76	0,43	9,62	0,17	2,63	0,21	1,48	0,04	0,77	0,04	0,04	0,01	0,53	0,09	0,54	0,26	0,68	0,18
EPR Easter Est-24-23,3°S	2	1	27	2457	0	50,45	0,01	8,88	0,34	3,21	0,09	1,45	0,10	0,76	0,02	0,06	0,00	0,79	0,42	0,11	0,06	1,10	0,81
PAR 155-152°O	2	1	77	2353	18	50,51	0,47	9,01	0,21	2,85	0,15	1,41	0,06	0,77	0,05	0,09	0,02	0,77	0,03	-	-	0,95	0,01

1.4.2. Eléments traces

La figure 1-33 montre les spectres en éléments traces dont nous disposons pour 125 échantillons. Les analyses proviennent de Bézos (2003), Meyzen (2002) et de cette étude (tous les échantillons ont été représentés, dont PLU DR06-1-2g et SWF DR28-1-1g ayant un MgO<5 wt%). Les échantillons de la dorsale médio-atlantique présentent une grande variabilité en éléments incompatibles. La plupart des échantillons du Pacifique sont appauvris en éléments incompatibles. Certains échantillons présentent des anomalies en Ba sur la SWIR (SWF DR14-1-3g, SWF DR01-1-1g, SWF DR10-2-2ag, MD34 D4, SWF RC01g#1, ED DR68 tube, SWF DR13-1-2g), comme l'a observé Bézos (2003). Les spectres d'éléments traces des deux échantillons issus de l'interaction ride-point chaud de Saint Paul-Amsterdam (PLU DR04 tube 2g, PLU DR06-1-2g) sont très enrichis en éléments incompatibles.

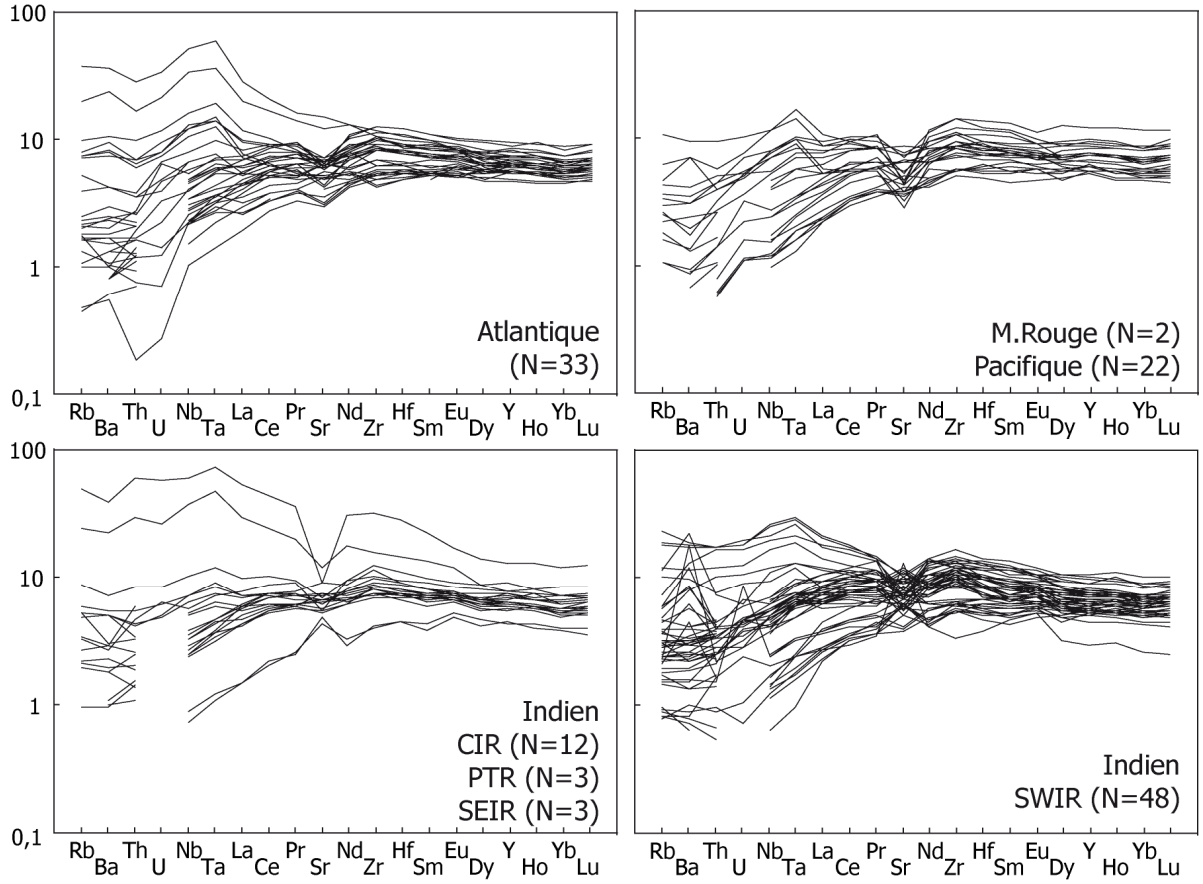


Figure 1-33 : Spectres des éléments traces des verres de MORBs utilisés dans cette étude (normalisés au manteau primitif, Sun et McDonough 1989).

1.4.3. Hétérogénéités de source

Certains rapports d'éléments ne sont pas fractionnés lors des processus magmatiques, lorsque ces éléments ont un comportement très incompatible et un coefficient de partage similaire. Ces rapports

n'étant pas affectés par les processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle, ils sont donc représentatifs du rapport de la source à l'origine des magmas. La source mantellique à l'origine des MORBs peut présenter des variabilités dans sa composition chimique. Selon l'enrichissement en éléments incompatibles de la source, les MORBs sont classés en deux groupes : les MORBs normaux (N-MORBs) et les MORBS enrichis en éléments incompatibles (E-MORBs). La distinction entre les deux est généralement basée sur l'enrichissement en éléments très incompatibles comme le K, Ba relativement à des éléments modérément incompatibles (Ti, P, Sm). Le rapport de terre-rare $(La/Sm)_N$ (normalisé aux chondrites C1, McDonough et Sun 1995) et le rapport d'éléments mineurs K/Ti sont couramment utilisés pour tracer les hétérogénéités de source. Ce type de distinction a été proposé par Schilling *et al.* (1983), comme nous l'avons énoncé précédemment : les échantillons présentant un $(La/Sm)_N<1$ sont les N-MORBs, et des $(La/Sm)_N>1$ sont des échantillons enrichis ayant pu être affectés par un point chaud, source de matériel enrichi en éléments incompatibles. En ce qui concerne le rapport K_2O/TiO_2, nous fixons la valeur à partir de laquelle des MORBs deviennent enrichis à $K_2O/TiO_2>0,15$, d'après sa relation avec le rapport $(La/Sm)_N$ (Figure 1-34). Par la suite, nous utiliserons aussi ce rapport dans la mesure où il existe plus de données en éléments mineurs dans la littérature qu'en éléments traces.

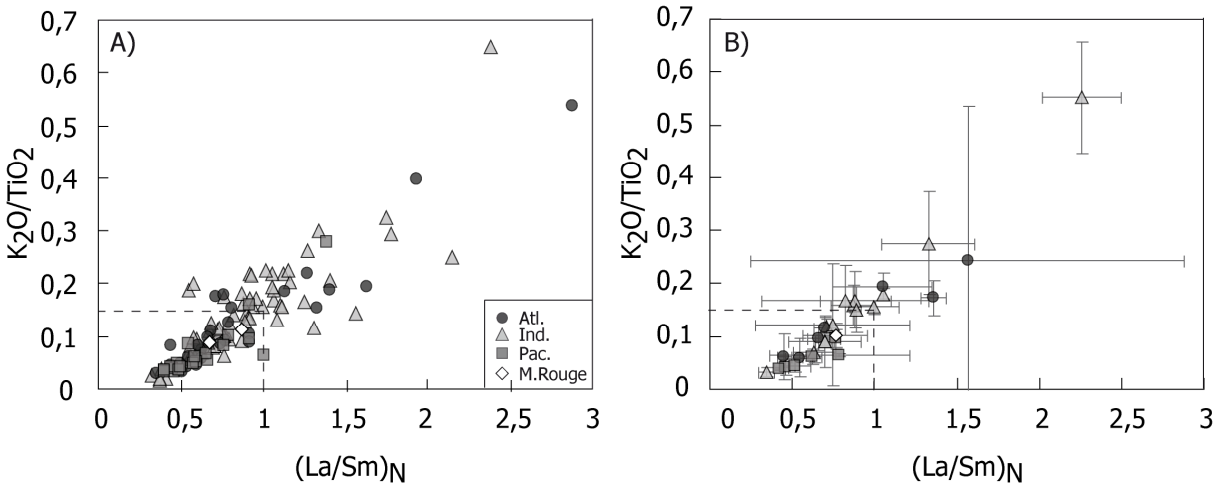


Figure 1-34 : K_2O/TiO_2 en fonction de $(La/Sm)_N$ (normalisé aux chondrites, McDonough et Sun 1995) A) pour l'ensemble des échantillons analysés dans cette étude, B) par région (Tableau 1-11).

Cependant, Bézos (2003) a montré qu'il existait des variations des rapports $(La/Sm)_N$ et K_2O/TiO_2 reliées à la fusion partielle avec une corrélation positive entre ces 2 rapports et le Na_8, ce qui n'est pas retrouvé avec le rapport Nb/La. (Figure 1-35). Un rapport $(La/Sm)_N>1$ et un rapport $K_2O/TiO_2>0,15$ ne sont pas forcément de bons critères pour caractériser une source enrichie. En revanche, les rapports Cl/K (Figure 1-35) ne semblent pas être affectés par la fusion partielle. Nous allons discuter des variations de ce rapport dans le paragraphe suivant.

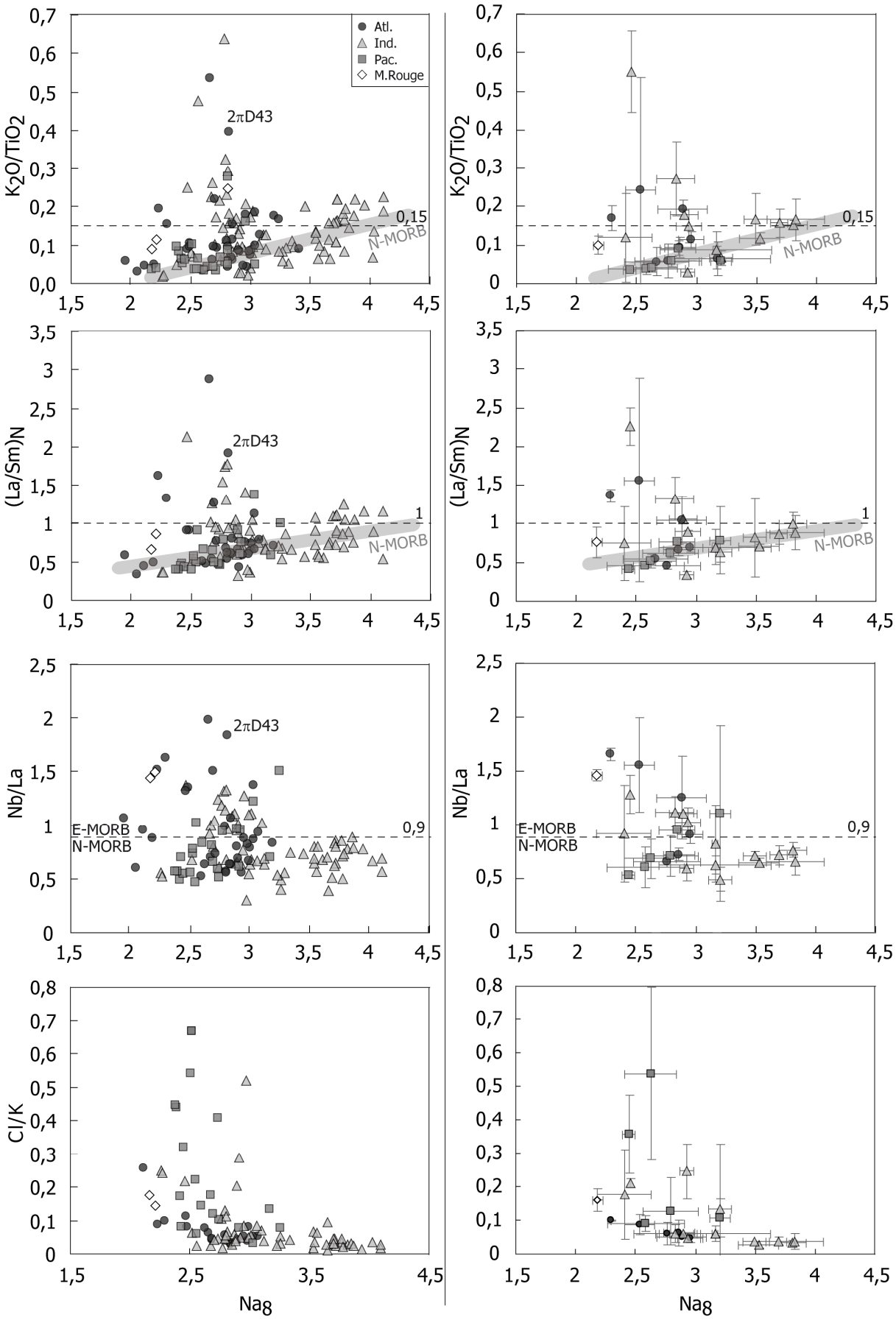


Figure 1-35 : Rapports d'éléments incompatibles (K_2O/TiO_2, $(La/Sm)_N$, Nb/La, Cl/K) en fonction de Na_8.

1.4.4. Chlore et fluor

Afin d'obtenir un contrôle sur les processus de contamination et d'assimilation, nous avons analysé les concentrations en Cl et F des basaltes.

1.4.4.1. Chlore

La concentration en Cl dans des MORBs frais peut être un indicateur de la contamination du magma par de l'eau de mer ou des dérivés (Michael et Schilling 1989). Les bouches hydrothermales le long des systèmes de ride médio-océanique sont la preuve de transfert de chaleur et de matériel provenant de magma ou de roches basaltiques chaudes vers l'eau de mer par convection à travers la croûte océanique. A l'inverse, il y a plus d'incertitudes concernant le transfert de matériel de l'eau de mer vers le magma. Bien qu'il soit peu probable que l'eau de mer non modifiée atteigne la chambre magmatique, il est possible que le magma soit contaminé par des composants dérivés d'eau de mer ou par incorporation d'eau de mer très modifiée, tel que des saumures denses (*e.g.* Kent *et al.* 1999). La présence de saumures riches en Cl a été mise en évidence dans des systèmes magmatiques-hydrothermaux de ride médio-océanique par des études d'inclusions fluides dans des gabbros de ride médio-océanique altérés (Kelley et Delaney 1987). Les analyses de Cl publiées à ce jour dans des MORBs montrent de grandes variabilités comparativement à celles d'autres éléments majeurs et traces. Michael et Schilling (1989) ont montré que les fortes concentrations en Cl de beaucoup de MORBs ne pouvaient pas être seulement expliquées par de la cristallisation fractionnée, et que par conséquent, les excès de Cl refléteraient de la contamination du magma par des composants dérivés d'eau de mer durant la cristallisation fractionnée. Cependant cela nécessite une phase riche en Cl qui ne peut pas entièrement provenir de la croûte océanique altérée, du fait de la faible teneur en Cl de cette dernière, mais provenant plutôt d'eau de mer modifiée type « saumure » en traversant la croûte océanique. L'assimilation est difficile à démontrer en raison des compositions chimiques voisines entre la croûte océanique et les MORBs remontant du manteau à travers cette dernière.

Le Cl a un comportement d'élément incompatible durant la fusion partielle et la cristallisation (Schilling *et al.* 1980; Michael et Schilling 1989; Jambon *et al.* 1995; Michael et Cornell 1998). Lors de la différenciation, les concentrations en Cl augmentent donc dans le magma. Afin d'estimer la part de Cl issu de l'assimilation, le rapport Cl/K est donc couramment utilisé afin de s'affranchir du processus de cristallisation fractionnée, puisque le K étant incompatible, le rapport Cl/K ne fractionne pas ou peu durant les processus magmatiques (Figure 1-35). Ce rapport est donc un indicateur de l'assimilation de matériel hydrothermalement altéré (le rapport augmente avec l'assimilation). D'après Schilling *et al.* (1980), le Cl est légèrement plus incompatible que le K, donc le rapport Cl/K augmente

avec l'enrichissement : le rapport Cl/K du manteau varie entre 0,01 et 0,08 (courbe sur la figure 1-36 d'après Michael et Cornell 1998).

Similairement aux observations de Michael et Cornell (1998), les teneurs en Cl des 98 échantillons de cette étude montrent des variabilités importantes (entre 22 et 2028 ppm) comparativement au K. Les rapports Cl/K varient de 0,01 à 0,67 et 35% sont supérieurs à 0,08. Par conséquent, ces derniers montrent un excès de chlore pouvant provenir d'assimilation de matériel hydrothermalement altéré riche en Cl. En accord avec Michael et Cornell (1998), les rapports Cl/K les plus forts appartiennent à des échantillons provenant des rides à taux d'accrétion rapides (EPR), à l'exception de ED DR57-1-1 (SWIR).

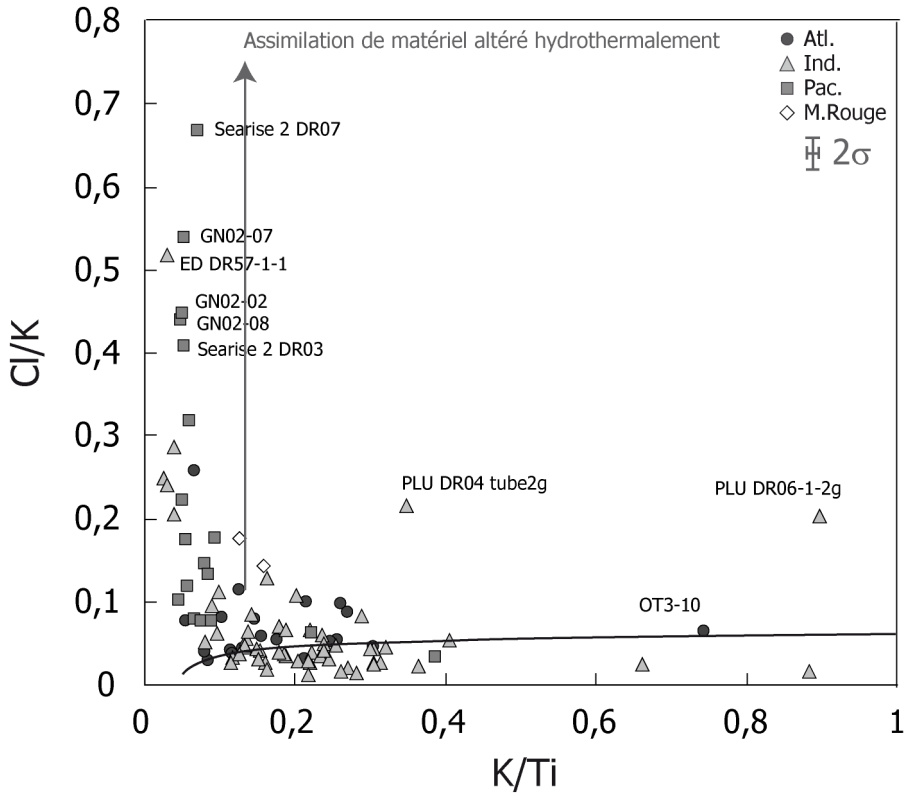


Figure 1-36 : Cl/K en fonction de K/Ti - la courbe en trait plein est une courbe calculée par Michael et Cornell (1998) reflétant la variation du rapport Cl/K dans le manteau entre un pôle appauvri et un pôle enrichi montrant que le rapport Cl/K non affecté par de l'assimilation est compris entre 0,01 et 0,08.

1.4.4.2. Fluor

Les 91 analyses de F sont comprises entre 96 et 844 ppm. Nous avons comparé ces concentrations avec d'autres éléments afin d'obtenir une contrainte sur le coefficient de partage du F : le rapport de deux éléments d'incompatibilité similaire ne fractionne pas durant les processus magmatiques, et doivent donc être corrélés entre eux selon une droite 1:1. En comparant avec d'autres éléments chimiques (dont l'Hf, le Sm, le Pr, le Zr), il apparaît que le F présente la meilleure corrélation avec le

Nd (r^2=0,71 en traçant une droite de régression passant par l'origine) (Figure 1-37). Les données sont globalement superposées au domaine défini par les MORBs de la littérature mais présentent un F/Nd légèrement plus élevé, avec un rapport moyen de 25±4, et des valeurs s'échelonnant entre 17 et 38 (Workman *et al.* 2006 ayant compilé les données F/Nd des MORBs de la littérature à partir de la base données PETDB, http://www.petdb.org/, ont estimé un rapport F/Nd=20,1±5,8). En comparaison, le rapport moyen F/P est de 0,36. Cette valeur est similaire aux données de Schilling *et al.* (1980) (0,40±0,13).

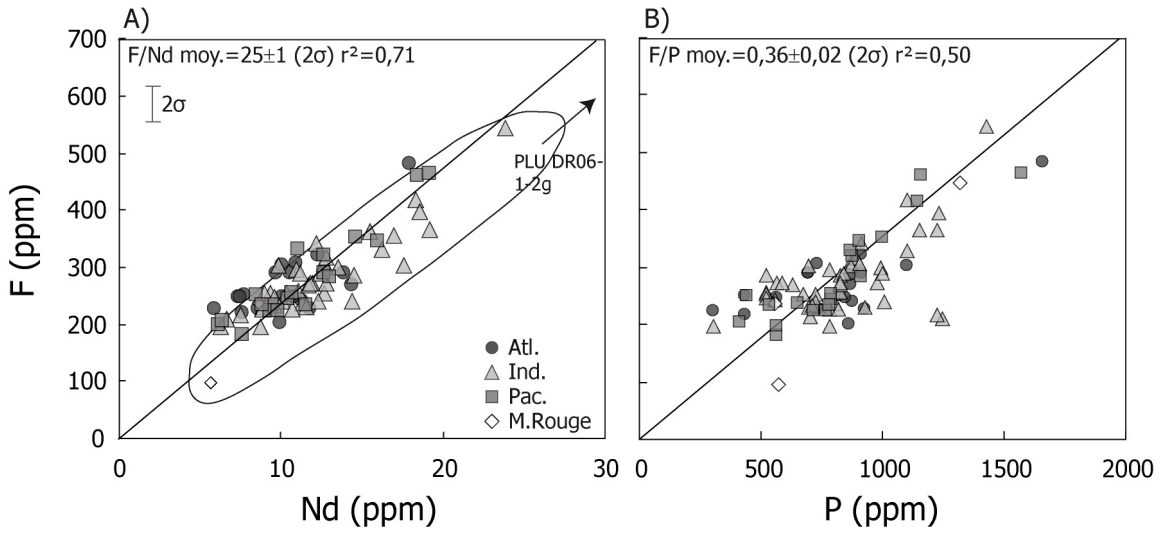


Figure 1-37 : A) Fluor en fonction du Nd (erreur à 2σ pour le Fluor : 32 ppm, erreur <5% pour le Nd), l'aire représente les données de la littérature (Workman et al. *2006, d'après la base de données en ligne PETDB, http://www.petdb.org/), B) Fluor en fonction du P, l'erreur sur le P est de 10% (2σ).*

1.4.5. H_2O et CO_2 dissous

Nous avons présenté les conditions analytiques pour la détermination du CO_2 et de l'H_2O dissous dans les verres des basaltes utilisés dans cette étude. La concentration en H_2O dissoute a été déterminée dans 163 échantillons pour lesquels nous disposons des concentrations en éléments majeurs (hormis pour 3 échantillons). Les teneurs en éléments traces sont connues pour 132 d'entre eux. Le CO_2 a été mesuré dans 117 échantillons, et n'a pas été détecté dans 17 échantillons (dans l'échantillon très vésiculé OT3-10 et dans tous les échantillons PLURIEL provenant de l'interaction avec le point chaud d'Amsterdam. Nous présentons ici une interprétation de ces données (les données en H_2O et CO_2 sont présentées en annexe 1).

1.4.5.1. Pressions de saturation

La pression de saturation est la profondeur à laquelle les gaz dissous dans le magma atteignent la saturation, c'est-à-dire lorsqu'ils commencent à s'exsolver du magma pour former des bulles. Dans les liquides basaltiques de ride médio-océanique, les espèces volatiles majeures sont l'H_2O et le CO_2. Les pressions de saturation des échantillons ont donc été estimées sur les 117 échantillons dont les teneurs en H_2O et CO_2 dissous ont été déterminées, à l'aide des macros VOLATILCALC (Newman et Lowenstern 2002) conçues pour tracer l'évolution des systèmes liquides silicatés-H_2O-CO_2 (ces macros sont écrites en « Visual Basic for Applications » et s'utilisent sous Microsoft® Excel). Les macros basalte-H_2O-CO_2 que l'on a utilisées ont été créées à partir des relations proposées par Dixon (1997). Les calculs sont établis pour des basaltes ayant au maximum 49 wt% de SiO_2, mais peuvent être appliqués à d'autres roches basaltiques ayant moins de 52 wt% de SiO_2 (Newman et Lowenstern 2002) (Notons que les 117 échantillons ont une teneur en SiO_2 moyenne de 50,5±0,8 wt%, avec un maximum à 52,6 wt%).

Les pressions de saturation calculées pour des teneurs en SiO_2 de 49 wt%, et une température de 1200°C sont comprises entre 92 et 812 bars. La figure 1-38B montre que les pressions de saturation calculées sont étroitement liées aux teneurs en CO_2 dissous, et que les données suivent la droite de solubilité du CO_2. Cela indique que les phases vapeurs sont composées quasiment uniquement de CO_2, ce qui est confirmé par la figure 1-38A : la majorité des échantillons présente une fraction d'H_2O dans la phase vapeur inférieure ou égale à 5% (se situant à gauche de la courbe en pointillés $X_{H_2O}^{vapeur} = 0{,}05$).

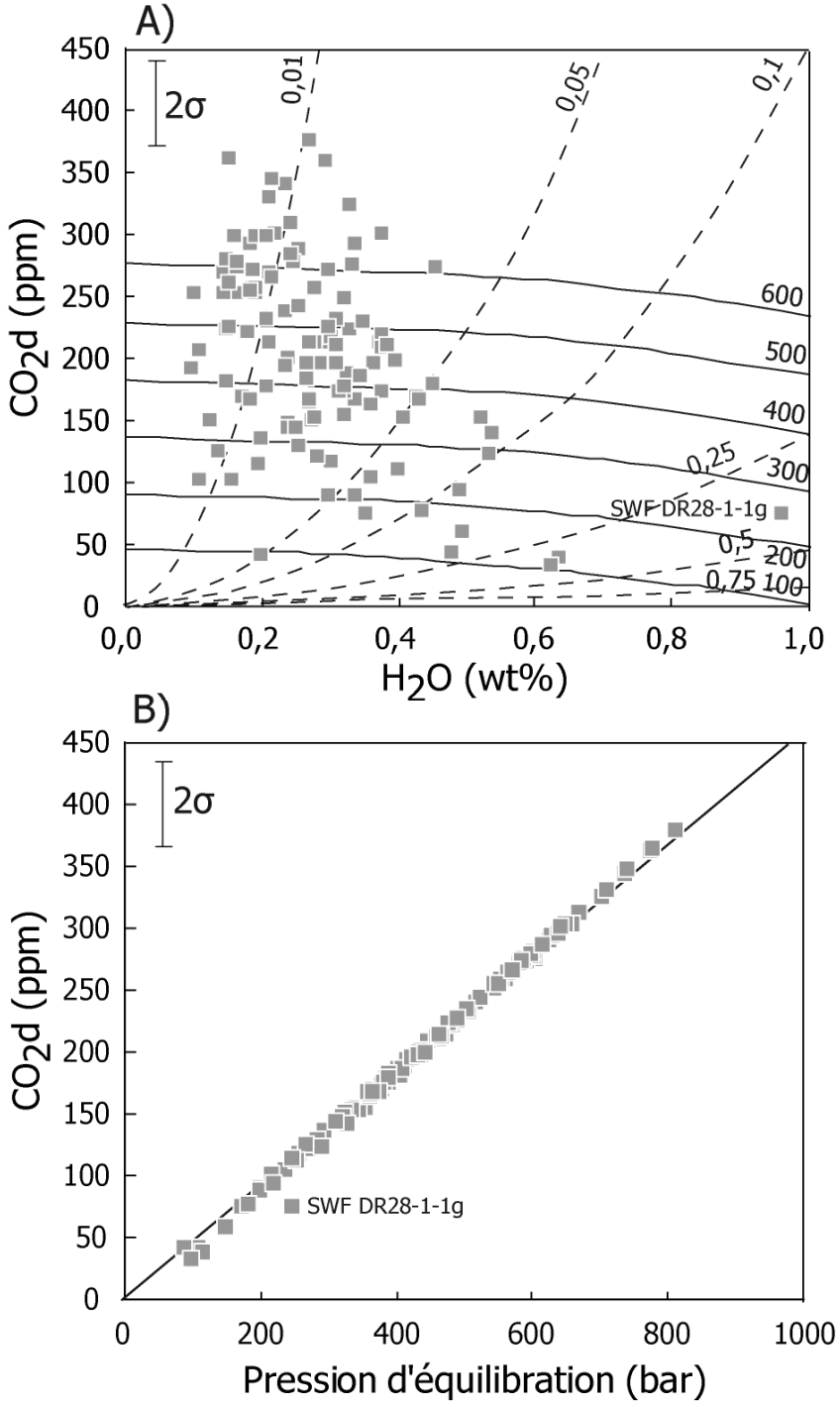


Figure 1-38 : A) CO_2 dissous en fonction de H_2O dissous dans les verres – les courbes noires représentent les courbes de solubilité à pression constante avec différentes proportions de CO_2 et d'H_2O dans la phase vapeur – les courbes en pointillés indiquent différentes fractions d'H_2O dans la phase vapeur (de 1% à 75%), B) CO_2 dissous (ppm) en fonction de la pression d'équilibration (bar) montrant une corrélation entre ces deux paramètres. La droite noire représente la droite de solubilité du CO_2 en fonction de la pression calculée à partir de VOLATILCALC (S=0,460 ppm CO_2/bar, similaire aux données de Dixon et al. *(1995) et Jendrzejewski* et al. *(1997)), les barres d'erreur (2σ) sont l'incertitude moyenne sur le CO_2 (soit 34 ppm).*

La figure 1-39B représente les teneurs en CO_2 dissous des verres en fonction des pressions d'échantillonnage : la plupart des échantillons se situent au-dessus de la droite de solubilité, signifiant qu'ils sont sursaturés en CO_2, et donc qu'ils ont dû commencer à dégazer avant l'éruption. Ces

résultats sont en accord avec les données d'autres auteurs (*e.g.* Dixon et Stolper 1995, Dixon *et al.* 1988, Aubaud *et al.* 2004). Les erreurs peuvent provenir de l'incertitude sur la mesure du CO_2 (34±22 ppm (2σ) en moyenne), et de l'incertitude sur la profondeur d'éruption.

En revanche, 6 échantillons (ED RC01, ED DR12-2, ED454 R0G, ED DR57-1-1, SWF DR28-1-1g, EW9309 2D GlSt°) se situent significativement dans le domaine de la sous-saturation (incertitude à 2σ incluse), sous-entendant qu'ils n'auraient pas dégazé de CO_2. Or, ces échantillons (sauf ED DR57-1-1) contiennent des vésicules et ont donc par conséquent déjà exsolvé une phase vapeur, ce qui est incohérent. Ces échantillons devraient donc être situés soit dans le domaine de sursaturation soit sur la droite de saturation. La raison de cette contradiction ne semble pas provenir de l'incertitude de la droite de solubilité, car si l'on considère la droite de solubilité définie par Jendrzejewski *et al.* (1997) (droite S=1* sur la figure 1-39B), encore plus de données tombent dans le domaine de sous-saturation. Il est possible que l'erreur provienne du fait que l'on considère la profondeur d'échantillonnage équivalente à la profondeur d'éruption. En effet, après leur éruption, les produits émis peuvent glisser vers de plus grandes profondeurs. Dans ce cas, la profondeur d'échantillonnage sera plus élevée que la profondeur réelle d'éruption. Il est aussi possible que certaines analyses en CO_2 soient incertaines (compte-tenu des problèmes pour la ligne de base des spectres, cf. 1.2.4.6) : par exemple, pour SWF DR28-1-1g, seulement deux spectres sur six ont pu être exploités, compte-tenu des pics très faibles des carbonates.

La raison de la position de l'échantillon ED DR57-1-1 sur la figure 1-39B reste obscure : après observation de ses deux pastilles polies pour l'analyse infrarouge, aucune vésicule n'a été décelée. Cependant, la surface disponible pour chaque pastille n'est que d'environ 1 mm² ce qui paraît beaucoup trop faible pour confirmer la présence ou non de bulles (voir la discussion sur les surfaces critiques pour les mesures de vésicularité dans le chapitre suivant, cf. 2.3.6.2 p. 93). L'observation macroscopique n'a pas permis non plus d'observer une quelconque vésicularité (aucune bulle n'a été remarquée sous loupe binoculaire). Si cet échantillon n'a effectivement pas dégazé de CO_2, alors cela signifierait que sa teneur initiale en CO_2 était très faible puisque nous avons mesuré une teneur de 100±21 ppm de CO_2 dissous (CO_2/Nb = 223, similaire à celui des échantillons non dégazés de Siqueiros, de 239, Saal *et al.* 2002, cf. 1.4.5.4). Cet échantillon aurait aussi pu avoir été émis à moins grande profondeur, le ramenant sur la courbe de saturation (en incluant la barre d'erreur), cependant, dans ce cas, il aurait dû être émis aux alentours de 3000 m de profondeur soit 1000 m de moins qu'à la profondeur à laquelle il a été échantillonné, ce qui est peu probable.

Il est aussi important de noter que plus de 70% des échantillons se situent au dessus de la courbe de saturation en CO_2. Cela signifie qu'ils sont sursaturés en CO_2, et qu'ils ont un excès en CO_2 dissous par rapport à la concentration qu'ils devraient avoir à saturation. Par exemple, cela peut être dû au fait qu'ils n'ont pas eu assez de temps pour libérer leur CO_2. Cela sera discuté dans le chapitre 4 en 3.2.8 (p. 174).

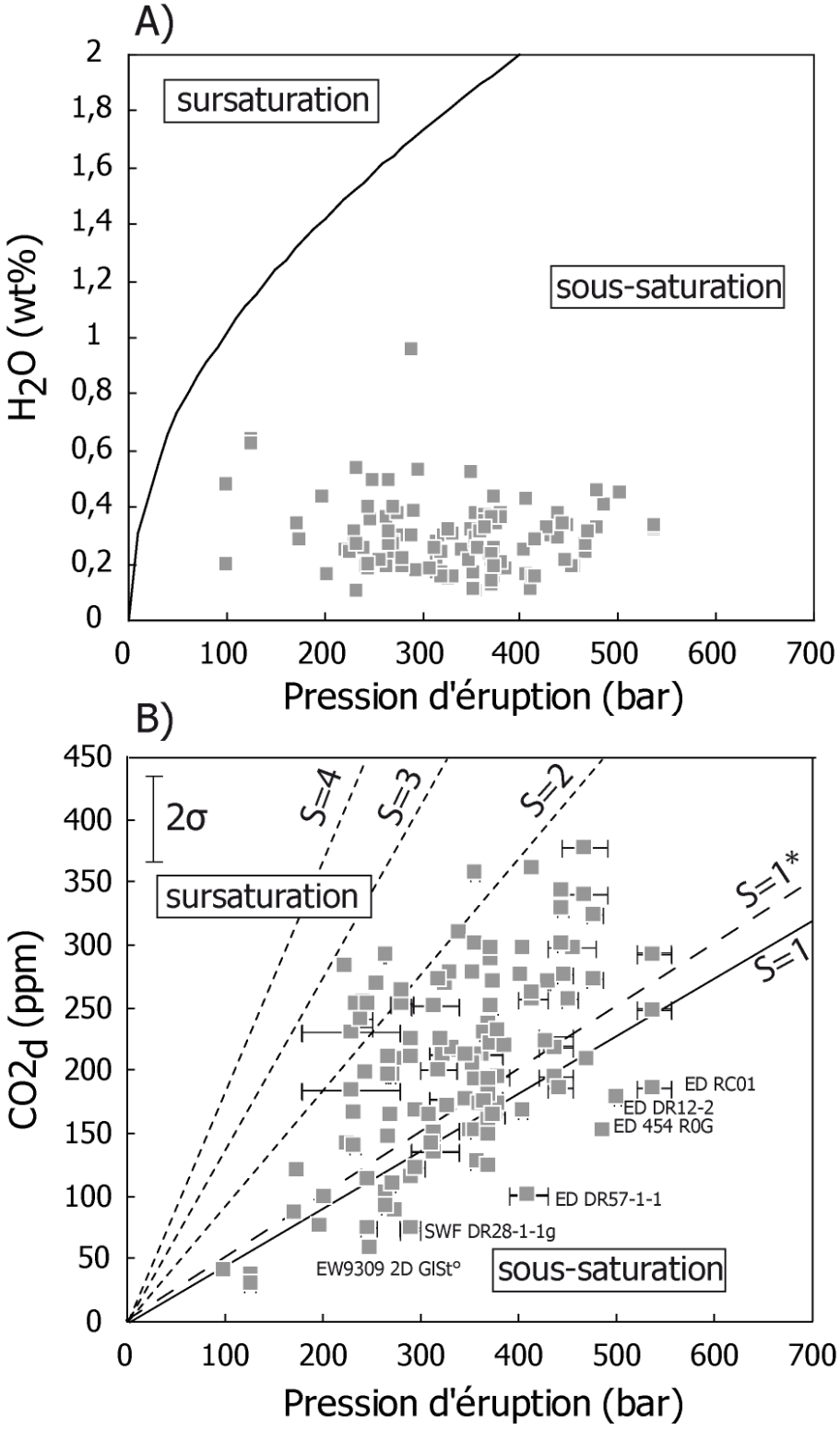


Figure 1-39 : H_2O et CO_2 dissous en fonction de la pression d'éruption - la pression d'éruption est considérée équivalente à la pression d'échantillonnage, 1 m=0,1 bar, A) H_2O versus pression d'éruption : la courbe en trait plein est la courbe de solubilité de l'H_2O, les barres d'erreur sont plus petites que la taille des symboles ; les points se situent bien au dessous de la courbe, mettant en évidence la sous-saturation de l'H_2O dans les MORBs étudiés - B) CO_2 versus pression d'éruption : en trait plein est la droite de solubilité (S=1) avec CO_2=0,460 ppm/bar, et en pointillés les droites de différents degrés de sursaturation calculées pour un basalte à 1200°C avec VOLATILCALC (Newman et Lowenstern 2002), S=1 est la droite de solubilité établie par Jendrzejewski et al. (1997) à CO_2=0,502 ppm/bar, mise en comparaison– les barres d'erreur (2σ) sont l'incertitude moyenne sur le CO_2 (soit 34 ppm).*

Finalement, les deux graphes de la figure 1-39 mettent en évidence la sous-saturation des échantillons en H_2O alors que ces derniers sont sursaturés en CO_2, lorsque l'on considère les deux espèces indépendamment. Lorsque l'on considère le système liquide silicaté-CO_2-H_2O, une fraction d'H_2O dégaze pour être en équilibre avec les concentrations en H_2O et CO_2 dissoutes dans les magmas. Cependant, la fraction d'H_2O vapeur est très faible par rapport à la fraction de CO_2 : la fraction de CO_2 vapeur en équilibre avec les concentrations dissoutes dans les verres est supérieure à 95% pour 85% des échantillons (Figure 1-38A et figure 1-40, voir les données en annexe 1), et seulement 7 échantillons sur 117 ont une fraction de CO_2 vapeur inférieure à 90% (DV15-4, EW9309 2D GlSt°, SWF DR05-1-2g, SWF DR05 GlSt°, SWF DR20-1-1g, SWF DR28-1-1g, SWF RC01#1).

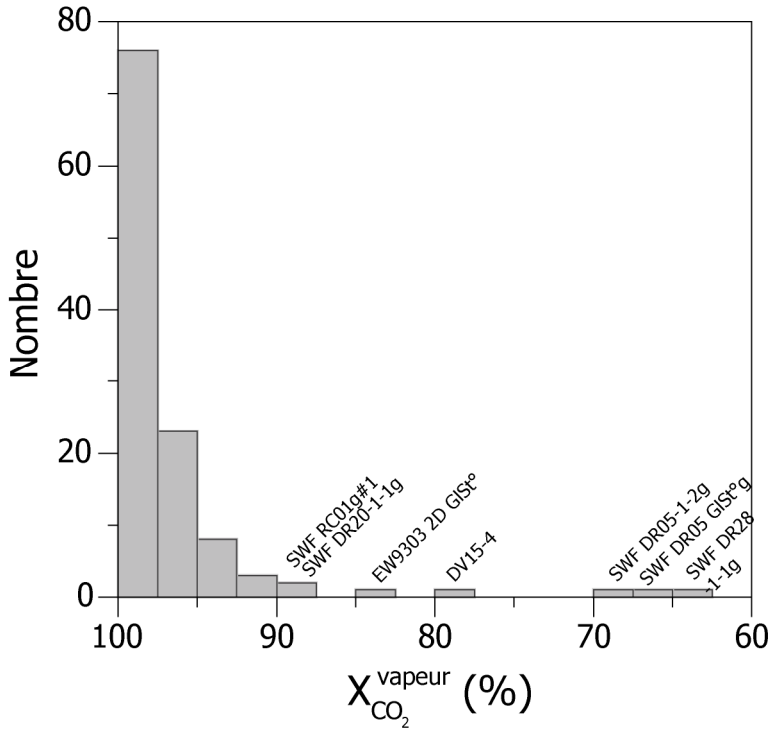


Figure 1-40 : Histogramme des fractions de CO_2 vapeur ($X_{CO_2}^{vapeur}$) dans les verres de MORBs étudiés, déterminées avec VOLATILCALC (Newman et Lowenstern 2002), pour une température de 1200°C et une teneur en SiO_2 de 49 wt% (les données de $X_{CO_2}^{vapeur}$ sont présentées en annexe 1).

1.4.5.2. H_2O dissoute

Nous venons de voir que la phase vapeur (*i.e.* les bulles) dans les MORBs ne contenait que très peu d'H_2O (la fraction gazeuse d'eau dans les bulles est généralement inférieure à 0,5%, en équilibre avec les teneurs en CO_2 à l'état dissous et gazeux dans les magmas, figure 1-38A, figure 1-40). Il est donc possible d'étudier l'H_2O comme n'importe quel autre élément chimique dans le magma. Certains auteurs ont comparé les teneurs en H_2O à des éléments de compatibilité similaire dans les magmas tels que le K_2O, P_2O_5, La et Ce (Michael 1995, Danyushevsky *et al.* 2000, Dixon *et al.* 2002).

Dans notre étude, nous avons déterminé les teneurs en H_2O sur des échantillons provenant des dorsales de l'Atlantique Nord et Sud, ainsi que du Pacifique. Nous avons étendu la sélection à un grand nombre d'échantillons des dorsales de l'océan Indien, dont peu de données en H_2O sont disponibles. La figure 1-41 montre la relation linéaire existant entre H_2O et Ce pour les échantillons de notre étude. Les échantillons présentent une corrélation linéaire passant par l'origine, avec un rapport H_2O/Ce moyen de 237±75. Cela montre que ce rapport ne fractionne pas durant les processus magmatiques, reflétant alors le rapport du manteau. Ces espèces chimiques ont donc des coefficients de partage proches. Toutefois, la corrélation définie par un coefficient de corrélation r^2 de 0,73 montre une certaine dispersion.

En particulier, le rapport d'OT3-10 est le deuxième rapport le plus faible (H_2O/Ce=135). Cependant, il présente une très grande vésicularité (51%, Hekinian *et al.* 2000 et cette étude, cf. chapitre 2, tableau 2-7 p.99) et a été émis à faible profondeur (1600 m). Cela suggère qu'il contient une quantité en H_2O non négligeable dans les bulles. Nous nous sommes référés à Hekinian *et al.* (2000) qui ont calculé la proportion en H_2O et CO_2 de la phase vapeur dans cet échantillon (nous n'avons pas pu le faire dans la partie 1.4.5.1 car nous n'avons pas détecté de CO_2 dans OT3-10). La phase vapeur de cet échantillon est composée de 83% de CO_2 et 17% de H_2O, à l'équilibre avec les teneurs en CO_2 et H_2O dissous dans le magma. Etant donné la forte vésicularité de cet échantillon, cela correspond à une teneur en H_2O de 2424 ppm (Hekinian *et al.* 2000). En rajoutant cette teneur à la quantité de H_2O dissoute, le rapport H_2O/Ce augmente de 135 à 201 (Figure 1-41 et figure 1-42) et permet de se rapprocher du rapport moyen. En revanche, le rapport le plus faible mesuré (PITO 07-02, H_2O/Ce=115) ne semble pas lié à une perte d'H_2O ($X_{CO_2}^{vapeur}$ =99,3%).

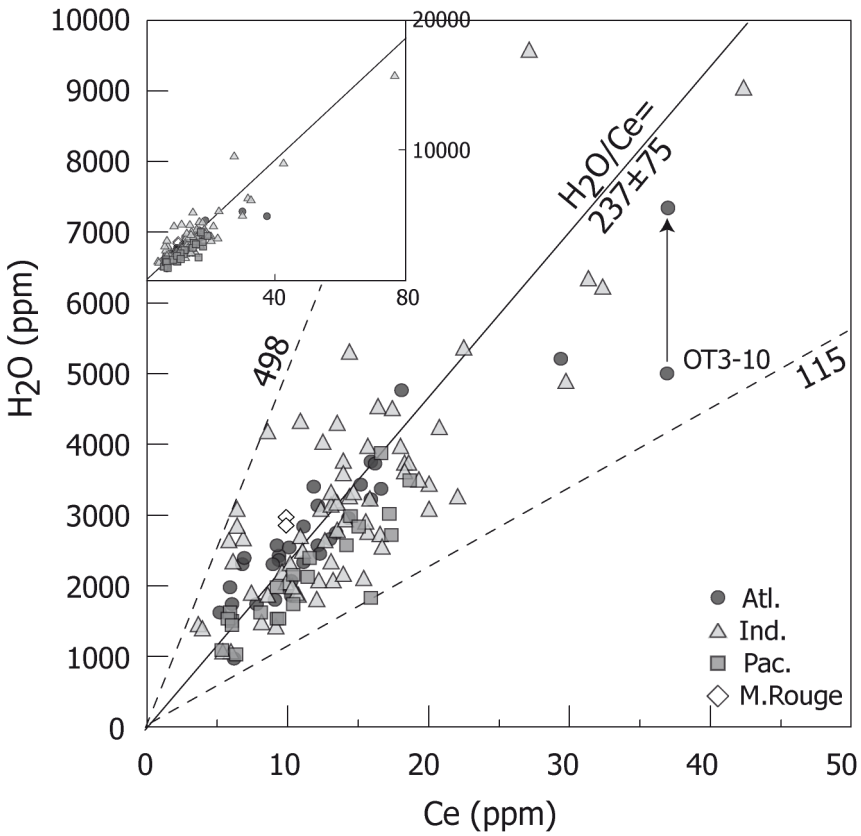


Figure 1-41 : H_2O en fonction du Ce, la droite en trait plein indique la valeur moyenne du rapport H_2O/Ce (± l'écart-type), les droites en pointillés représente les valeurs maximum et minimum, la teneur en H_2O de l'échantillon OT3-10 a été recalculée en prenant en compte la teneur en H_2O contenue dans les bulles, l'incertitude sur l'H_2O est inférieure à la taille des symboles, l'incertitude sur le Ce est inférieure à 5% pour des teneurs supérieures à 10 ppm, inférieure à 10% pour des teneurs supérieures à 1 ppm.

Entre les échantillons, le rapport H_2O/Ce présente des valeurs très différentes du rapport moyen de 237, allant de 115 (PI07-02) à 498 (ED DR68-1-7). La figure 1-42 montre qu'il n'y pas de relation entre le rapport H_2O/Ce et l'enrichissement de la source vue par le rapport $(La/Sm)_N$. Toute la gamme de variabilité du rapport H_2O/Ce peut être couverte pour un même rapport $(La/Sm)_N$. Les échantillons enrichis $(La/Sm)_N>1$ ont un rapport H_2O/Ce moyen de 202±21 (2σ), plus faibles que les N-MORBs (244±17 (2σ)).

Il existe des variations significatives du rapport H_2O/Ce entre les différentes régions, qui sont en accord avec les résultats de Michael (1995). En moyenne, les rapports H_2O/Ce sont plus élevés pour les échantillons de la ride médio-atlantique localisés au Nord de la zone de fracture de Kane (277±55), à l'exception d'OT3-10 présentant un rapport H_2O/Ce très faible (son rapport augmente de 135 à 201 en ajoutant la teneur en H_2O présente dans les bulles.) Les autres échantillons (Pacifique, Mer Rouge, Sud de la zone de fracture de Kane sur la ride médio-atlantique entre 23°N et 50°S) présentent des rapports plus faibles (209±38). Certaines zones présentent des rapports similaires à ceux reportés dans l'Atlantique Nord : par exemple, les échantillons de la zone de fracture de Garrett dans le Pacifique présentent un rapport H_2O/Ce moyen de 244±31, alors que Michael (1995) a reporté des rapports moyens toujours inférieurs à 194 pour les régions du Pacifique (pour la zone de Garrett, la moyenne

est faite seulement sur 6 échantillons, par conséquent plus de données sont nécessaires, afin de confirmer les résultats).

Les échantillons des dorsales indiennes quant à eux présentent une variabilité beaucoup plus importante (de 140 à 498). Les rapports H_2O/Ce sont très élevés sur la CIR et la SWIR, avec des valeurs respectives de 259±72 et 253±97, alors qu'au niveau du point triple de Rodriguez et de la SEIR, les rapports moyens sont de 178±20 et 213±29. En particulier, tous les échantillons ayant un rapport H_2O/Ce supérieur à 350 (les valeurs les plus hautes relevées pour des MORBs) proviennent des dorsales indiennes (2 de la CIR, et 9 de la SWIR). De plus, il existe de très grandes variabilités du rapport H_2O/Ce à des échelles aussi petites que l'échelle d'une drague (discuté ensuite, figure 1-44).

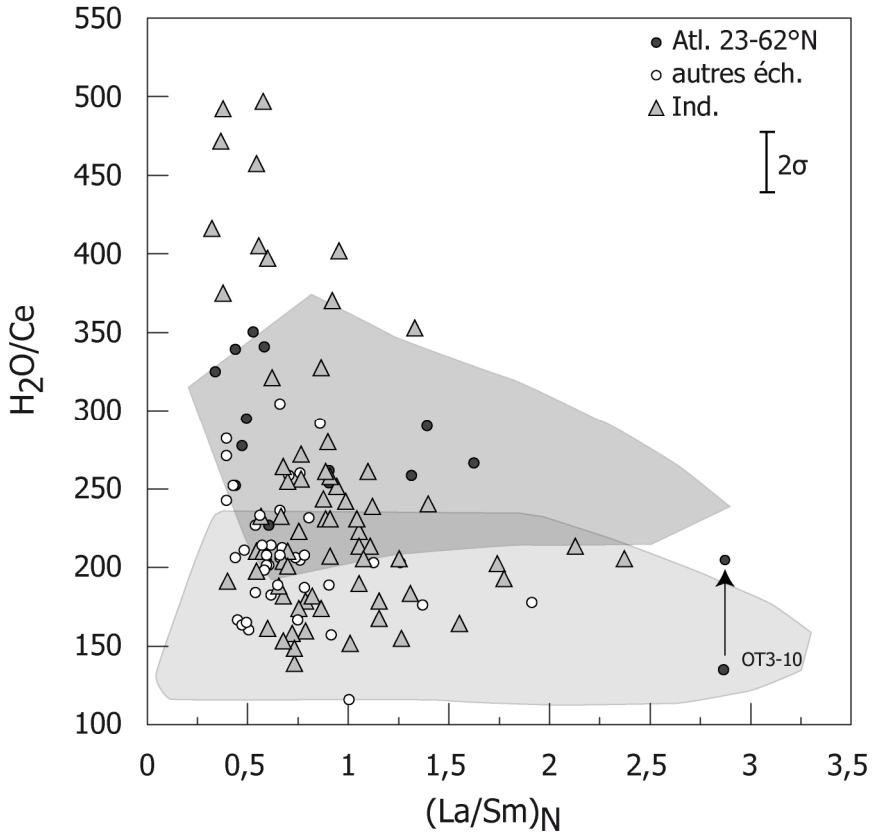


Figure 1-42 : H_2O/Ce versus $(La/Sm)_N$ (normalisé aux chondrites C1, McDonough et Sun 1995), les régions entourées sont celles définies d'après Michael (1995) : en gris foncé les échantillons de la MAR au Nord de la zone de fracture de Kane (~22°N), en gris clair toutes les autres régions.

D'après Dixon *et al.* (2002), les basaltes associés à des composantes de panaches mantelliques contenant de la lithosphère subduite contiennent moins d'H_2O que ceux associés à une source mantellique commune. Cet appauvrissement a été interprété comme l'extraction de l'eau à partir de la lithosphère pendant les processus de subduction pour les basaltes étant liés à une composante de type EM (Enriched Mantle). Cela pourrait expliquer les rapports H_2O/Ce en moyenne plus faibles dans les MORBs enrichis (Figure 1-42) (s'ils contiennent une composante de subduction). Cependant, certains auteurs ont noté des corrélations positives entre le rapport H_2O/Ce et le $(La/Sm)_N$ (Danyushevsky *et al.*

2000; Dixon et Clague 2001). Michael (1995) n'a pas relevé de variation particulière du rapport H_2O/Ce en fonction de l'enrichissement de la source au sein d'une région. Dans notre cas, à l'échelle d'une drague, le rapport H_2O/Ce est plus faible pour les échantillons enrichis (Tableau 1-12).

Tableau 1-12 : Différences entre les rapports $(La/Sm)_N$ et H_2O/Ce pour des échantillons d'une même drague (SWIR 54°E)

	$(La/Sm)_N$	H_2O/Ce
ED DR68 tube	1,08	206
ED DR68-1-7	0,58	498

1.4.5.3. Discussion sur l'origine des forts rapports H_2O/Ce

L'origine d'un excès en H_2O dans les MORBs pourrait provenir de phénomènes de contamination. Dixon *et al.* (2002) ont mesuré des rapports H_2O/Ce >300 dans trois MORBs de l'Atlantique et de EMC (Chaîne de monts sous-marins de Easter-Salas y Gomez dans le Pacifique). Ces rapports ont été interprétés comme une assimilation d'eau durant le transport et l'éruption du magma, puisqu'aucune relation entre ce rapport et d'autres éléments n'a été observée. Pour mettre en évidence de tels processus, certains auteurs (*e.g.* Kent *et al.* 1999; Kent *et al.* 2002; le Roux *et al.* 2006) ont utilisé les rapports Cl/K_2O, Cl/Nb, H_2O/K_2O, H_2O/Ce. Ces rapports ne fractionnent pas ou peu durant les processus magmatiques et seraient préférentiellement influencés par l'addition de matériels dérivés d'eau de mer avec des fortes teneurs en Cl et H_2O. La variation de ces rapports en fonction de l'addition de ces contaminants est montrée dans la figure 1-43 : les différentes droites de mélange partant d'un pôle MORB vers différents pôles : (1) saumures composées de 50% de NaCl, (2) saumures composées de 15% de NaCl, (3) eau de mer et (4) croûte océanique altérée. Néanmoins, si l'assimilation est due à des saumures contenant 50% de NaCl (se traduisant par des forts rapports Cl/Nb, Cl/K_2O dans les échantillons), le rapport H_2O/Ce sera peu affecté. Dans ces figures, il apparaît que les rapports Cl/Nb et Cl/K_2O les plus forts sont compatibles avec une assimilation de saumures (contenant jusqu'à 50% de NaCl), mais ne correspondent pas aux rapports H_2O/Ce les plus élevés (Figure 1-43A). Les rapports H_2O/Ce les plus élevés (provenant de dorsales indiennes) pourraient provenir d'une contamination par de l'eau de mer ou de la croûte océanique altérée, dont les rapports Cl/K_2O et Cl/Nb sont faibles. L'assimilation peut donc créer des rapports H_2O/Ce forts sans pour autant présenter des rapports Cl/Nb et Cl/K forts. Cependant, il est aussi probable que les forts rapports H_2O/Ce soient d'origine mantellique (*e.g.* comme sur le bassin arrière-arc de Lau, Bézos *et al.* 2009), ce que nous allons discuter.

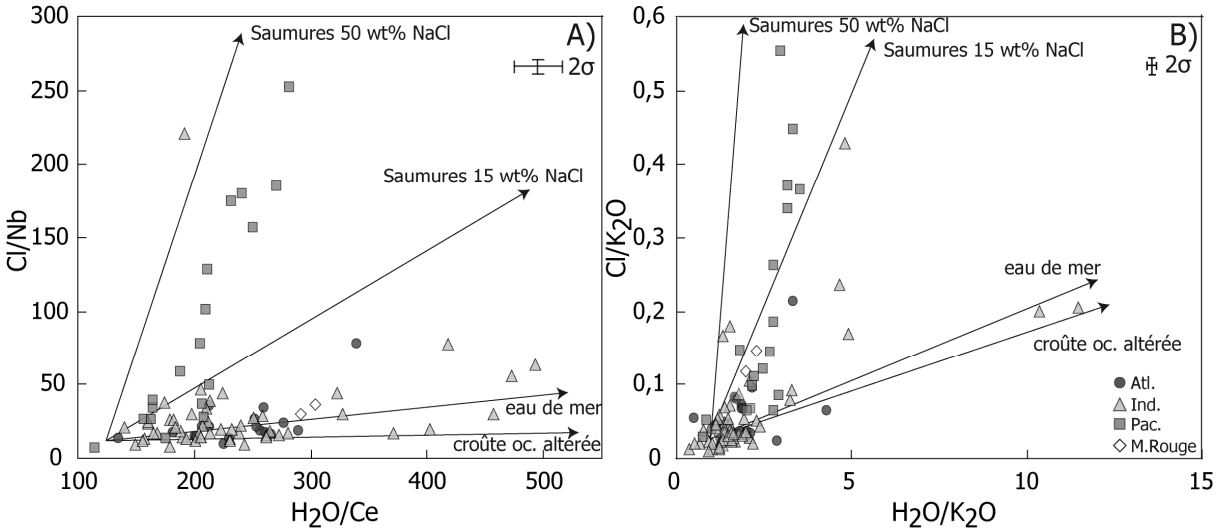


Figure 1-43 : A) Cl/Nb en fonction de H_2O/Ce, les droites de mélange sont de le Roux et al. *(2006) en fonction de différents pôles d'assimilation et convergent vers le pôle MORB, B) Cl/K_2O en fonction de H_2O/K_2O, droites de mélange des Kent* et al. *(1999). Les compositions de chacun des pôles est reportée dans le Roux* et al. *(2006) et Kent* et al. *(1999).*

Pour discuter de l'origine des variations du rapport H_2O/Ce, nous pouvons nous intéresser à l'évolution de ces rapports au sein d'une région. Cela est possible le long de la SWIR entre ~30 et 70°E de longitude où nous disposons d'un échantillonnage en données en H_2O et Ce assez conséquent (N=48). Le rapport H_2O/Ce a été reporté en fonction de la longitude sur la figure 1-44. Comme nous l'avons vu précédemment, il existe de grandes variations du rapport H_2O/Ce. Cette variabilité ne paraît pas aléatoire d'après les alternances entre augmentation et diminution du rapport H_2O/Ce et montre une répartition géographique : il semble y avoir un pic à l'Ouest de la zone de fracture de Prince Edward. D'Ouest en Est, le rapport H_2O/Ce diminue pour atteindre un minimum dans la zone 3 à 40°E de longitude (Figure 1-44). Puis le rapport augmente régulièrement pour atteindre la plus forte valeur de cette étude entre 50 et 55°E. S'en suit une très grande discontinuité sur la zone de fracture de Gauss puisqu'il y a un écart d'environ 300 sur le rapport H_2O/Ce (drague ED DR68, tableau 1-12, figure 1-44). Puis le rapport diminue progressivement jusqu'à la zone de fracture de Melville. Le rapport augmente à nouveau (à l'exception de l'échantillon ED DR27-1-1 qui présente un rapport de 457) jusqu'à la limite de la zone 9 (avec un pic entre la limite des zones 9 et 10) puis reste constant à 270±62 (régions 10 et 11) jusqu'au RTJ (H_2O/Ce=178±20).

Une observation importante est l'existence de grandes variations à l'échelle régionale. Par exemple, sur la zone 5, les rapports varient de 354 à 493. De plus, la grande discontinuité sur la zone de fracture de Gauss (zone 6) est observable à l'échelle d'une drague (DR68), avec l'échantillon ED DR68-1-7 présentant un rapport H_2O/Ce=498 contre 206 pour ED DR68 tube. Ces deux échantillons ont la même teneur en H_2O, mais différentes concentrations en éléments incompatibles (Tableau 1-12). Un échantillonnage plus resserré le long de la dorsale Sud-ouest indienne est nécessaire afin de confirmer ces observations.

Des rapports H_2O/Ce élevés peuvent donc être le résultat : (1) d'assimilation d'eau de mer riche en Cl ou de saumures hydrothermales dans le magma (assimilation peu profonde, *e.g*. Michael et Cornell 1998), (2) d'assimilation de croûte et/ou de manteau supérieur hydraté(s) (*e.g.* Simons *et al.* 2002), ou (3) de composantes mantelliques riches en H_2O. Le fait qu'il n'y ait pas d'excès en Cl dans les échantillons présentant des rapports H_2O/Ce très élevés exclut l'assimilation de saumures riches en Cl, mais indique plutôt de l'assimilation d'eau de mer ou de croûte océanique altérée à faible profondeur. De l'assimilation d'eau de mer ou de croûte altérée peut modifier le rapport H_2O/Ce sans pour autant affecter le rapport Cl/Nb ou Cl/K (Kent *et al.* 1999; Kent *et al.* 2002; le Roux *et al.* 2006) (Figure 1-43). Néanmoins, l'organisation géographique des variations du rapport H_2O/Ce à l'échelle régionale le long de la SWIR (Figure 1-44) laisse penser que leur origine est plus profonde et mantellique. En revanche, les variations locales sur les zones 9 et 10 (Figure 1-44) pourraient être dues à des phénomènes superficiels (hypothèse 2).

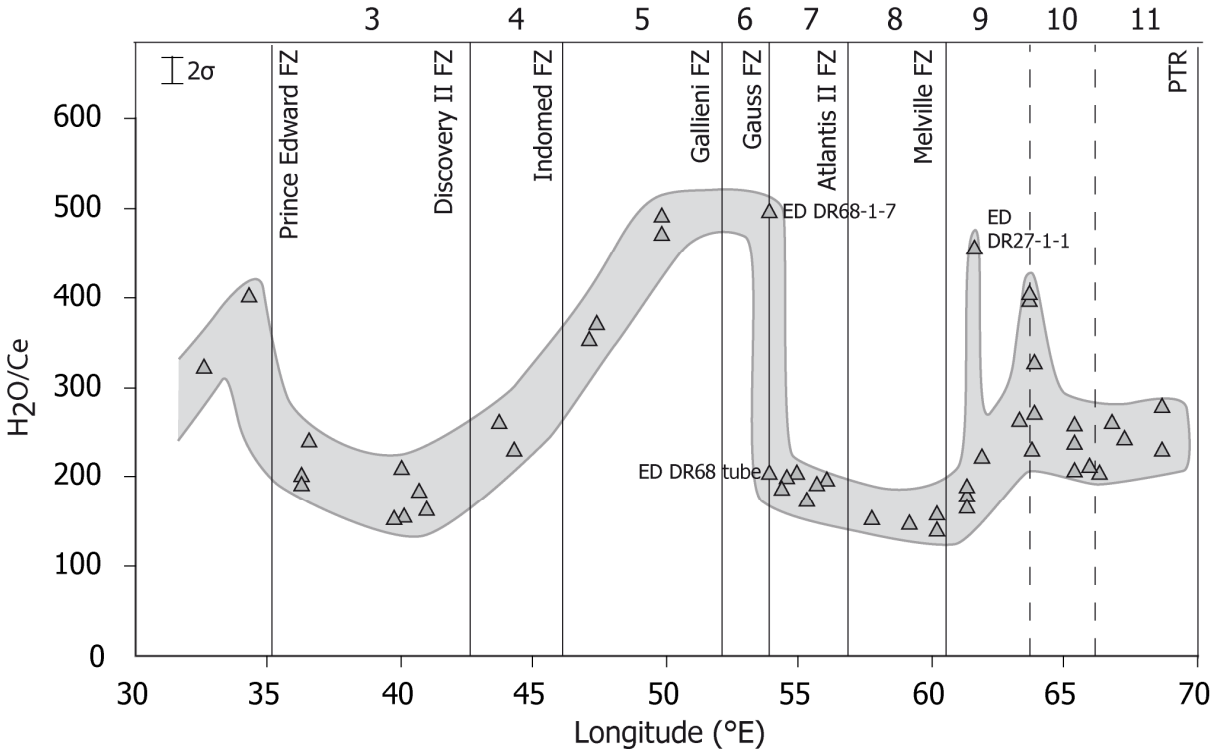


Figure 1-44 : Variations du rapport H_2O/Ce en fonction de la longitude le long de la dorsale Sud-ouest indienne, les nombres en haut de la figure sont les zones définies par Cannat et al. *(2008) (cf. 1.3, figure 1-26).*

Les rapports H_2O/Ce supérieurs à 400 mesurés dans certains échantillons des dorsales indiennes sont les plus élevés, reportés à ce jour toutes dorsales confondues (les 11 échantillons présentant un rapport H_2O/Ce supérieur à 350 proviennent de l'océan Indien). Cette singularité des compositions en H_2O de l'océan Indien fait penser à l'anomalie DUPAL, puisque celle-ci montre une disparité du manteau de l'océan Indien par rapport aux autres océans par la systématique des isotopes du Sr-Nd-Pb (Dupré et

Allègre 1983; Hamelin et Allègre 1985; Hamelin *et al.* 1986). Les MORBs des dorsales indiennes présentent un écart du $^{208}Pb/^{204}Pb$ par rapport à la ligne de référence de l'hémisphère Nord (NHRL = Northerm Hemisphere reference line) à un $^{206}Pb/^{204}Pb$ donné (Δ8/4Pb, défini par Hart 1984). Nous avons testé l'hypothèse de relations entre H_2O/Ce forts et cette anomalie DUPAL, quantifiée par son Δ8/4Pb (Figure 1-45). Nous ne disposons que de 3 échantillons ayant un rapport H_2O/Ce supérieur à 350 pour lesquels les données de Δ8/4Pb ont été mesurées (MD57 D9-1, ED DR20-1-1g, PI 07-02). Aucune relation ne semble exister entre ces deux paramètres : un Δ8/4Pb identique pour différents rapports H_2O/Ce et des rapports H_2O/Ce approximativement constants pour une grande gamme de variations de Δ8/4Pb).

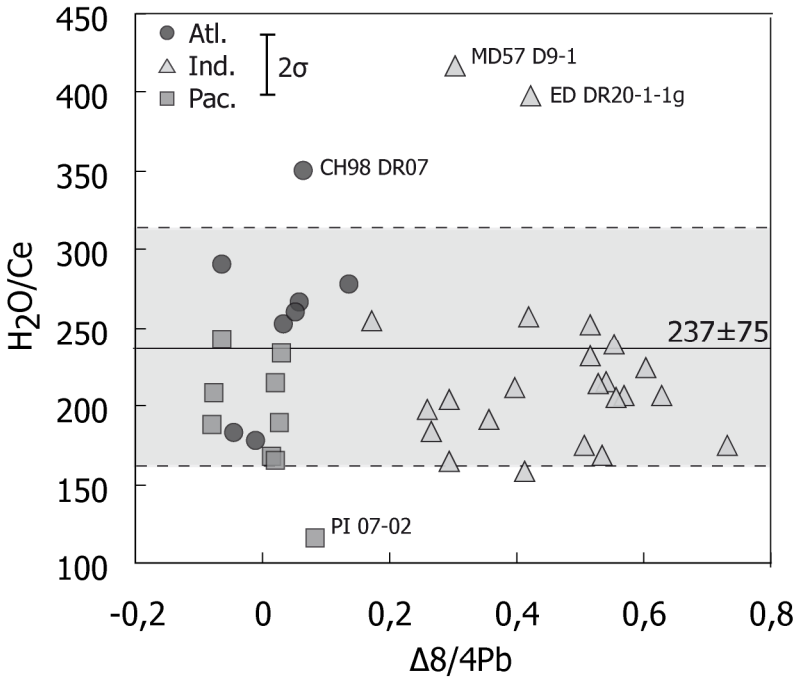


Figure 1-45 : H_2O/Ce en fonction du Δ8/4 Pb, les données proviennent de la base de données en ligne PETDB (http://www.petdb.org/) et de Meyzen et al. (2005) pour les échantillons de la SWIR.

Finalement, pour la première fois, nous observons des rapports H_2O/Ce supérieurs à 300 dans des MORBs, qui ne semblent pas être causés par de l'assimilation d'eau de mer ou de coûte altérée. En effet, ces rapports varient en fonction de la géographie le long de la SWIR. Les rapports H_2O/Ce les plus faibles correspondent généralement aux MORBs enrichis, et pourraient provenir de la présence d'une composante de subduction très déshydratée (Dixon *et al.* 2002; Workman *et al.* 2006), avec un rapport H_2O/Ce (<100) inférieur à celui du manteau source des MORBs, étant estimé à 200 (Dixon *et al.* 2002). En revanche, l'origine des forts rapports H_2O/Ce observés dans les MORBs indiens reste incertaine : ils pourraient être le résultat d'un mélange entre 3 pôles : un pôle manteau appauvri relativement pauvre en eau, un pôle manteau enrichi en éléments incompatibles lui aussi relativement pauvre en eau, et un autre pôle restant à déterminer riche en eau (Figure 1-46). Ce pôle pourrait être

attribué à une composante de coin mantellique, comme cela a été proposé par Bézos *et al.* 2009 (étude sur le bassin arrière arc de Lau).

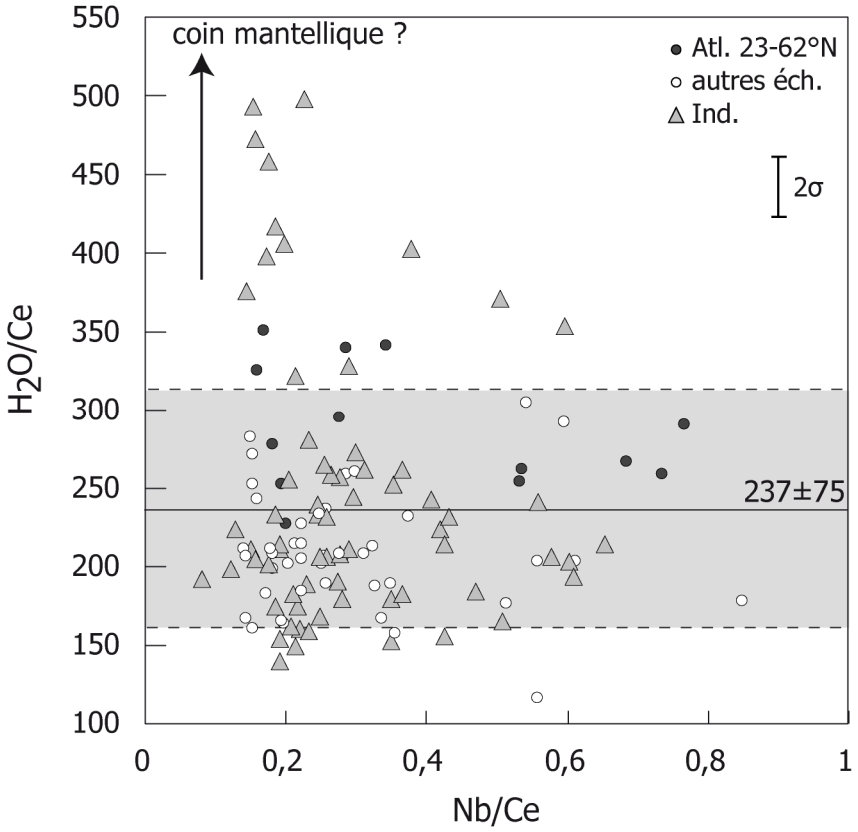


Figure 1-46 : H_2O/Ce en fonction de Nb/Ce, le domaine en grisé représente le champ des MORBs mesurés dans cette étude (H_2O/Ce moyen =237±75).

1.4.5.4. CO_2 dissous

Comme nous l'avons évoqué précédemment (cf. 1.4.5.1), compte-tenu de la faible solubilité du CO_2 dans les liquides silicatés (*e.g.* Dixon *et al.* 1995), les MORBs ont perdu beaucoup de leur CO_2 par dégazage lors de leur éruption sur les fonds océaniques, et le CO_2 ne peut pas directement être comparé à d'autres éléments chimiques afin de tracer des processus magmatiques, ou des hétérogénéités de source. Il est donc nécessaire de se baser sur des échantillons qui ont conservé leur teneur initiale en CO_2, mais ces échantillons sont rares.

Certains de ces échantillons non dégazés sont les popping-rocks (2ΠD43) qui sont des MORBs uniques, dans la mesure où ces roches éclatent lors de leur remontée vers la surface, par expansion de la grande quantité de gaz piégés dans les bulles qu'elles contiennent, lors de leur décompression. Elles proviennent de la zone Famous, à 14°N de latitude sur la dorsale médio-atlantique et de 3500 m de profondeur sous l'océan (échantillonnées pour la première fois lors de la mission Midlante de 1972,

puis en 1985 dans la drague 2ΠD43 de la mission ABP198). Ce type d'échantillon présente la plus forte vésicularité (jusqu'à ~17%) reportée dans des MORBs (dont la vésicularité moyenne est d'environ 1%) et a fait l'objet de nombreuses études (Pineau *et al.* 1976; Sarda et Graham 1990; Gerlach 1991a; Graham et Sarda 1991; Javoy et Pineau 1991; Pineau et Javoy 1994; Burnard *et al.* 1997; Moreira *et al.* 1998; Burnard 1999b). Sa forte vésicularité, et par conséquent sa forte teneur en gaz, sa composition isotopique en carbone (fort $\delta^{13}C$) et son rapport $^{4}He/^{40}Ar$ de 1,36, proche du rapport de production radioactive du manteau supérieur laisse penser qu'elle a conservé ses vésicules, et donc que sa teneur en volatils reflète la teneur initiale en volatils (*i.e.* pré-vésiculation). Cet échantillon est la référence pour l'étude des volatils du manteau. La teneur en carbone de la popping-rock a été estimée à partir de sa vésicularité, aboutissant à des valeurs variant d'un facteur 2, allant de 10800 (Sarda et Graham 1990; Gerlach 1991a; Graham et Sarda 1991) à 14600 ppm CO_2 (Javoy et Pineau 1991).

D'autres échantillons non dégazés sont les inclusions vitreuses dans des MORBs de la zone transformante de Siqueiros sur l'EPR (Figure 1-27), étudiées par Saal *et al.* (2002). Les teneurs en CO_2 de ces inclusions vitreuses sont très faibles (44-244 ppm), par conséquent, aux pressions d'éruptions (3500 m de profondeur), ces inclusions vitreuses n'ont pas atteint la saturation en CO_2. Elles n'ont pas donc dégazé de CO_2 et ont conservé leurs teneurs initiales en CO_2. Grâce à cela, Saal *et al.* (2002) ont pu mettre en évidence que le rapport CO_2/Nb ne fractionnait pas durant les processus magmatiques, par une corrélation positive passant par l'origine entre le CO_2 et Nb, élément très incompatible (Figure 1-47). Cela suggère des coefficients de partage similaires pour ces deux espèces, en accord avec des études antérieures ayant proposé que le CO_2 était très incompatible (Marty et Jambon 1987; Gerlach 1991a; Graham et Sarda 1991; Javoy et Pineau 1991; Marty et Tolstikhin 1998) et des études expérimentales (*e.g.* Canil et Scarfe 1990). Le rapport CO_2/Nb mesuré est de 239±46 (Figure 1-47). Récemment, une autre étude dans des inclusions vitreuses non dégazées du segment à 85°E de la ride de Gakkel (Océan Arctique) a estimé un rapport CO_2/Nb de 443 (Shaw *et al.* 2010, figure 1-47).

Les inclusions vitreuses de Siqueiros sont très appauvries en éléments incompatibles et ne sont peut-être pas représentatives de l'ensemble des MORBs (Michael 2002, voir la discussion dans Cartigny *et al.* 2008). Considérant des échantillons plus représentatifs de l'ensemble des MORBs, une étude récente a donc utilisée le rapport CO_2/Nb dans les MORBs de la MAR à 14°N et 34°N. La différence par rapport à l'étude de Saal *et al.* (2002) est que, en raison de la saturation en CO_2 des échantillons, Cartigny *et al.* (2008) ont dû reconstruire la teneur initiale en CO_2 des échantillons. Leur modèle de reconstruction des teneurs initiales en CO_2 est basé sur la systématique des isotopes du carbone, en considérant deux stades de dégazage : le plus tardif évoluant en système ouvert, et le plus précoce en

système fermé. La teneur en CO_2 reconstituée a permis d'estimer un rapport CO_2/Nb moyen de ~530, rapport proche de celui de la popping-rock (Figure 1-47).

En ce qui concerne les MORBs en général, leur rapport CO_2/Nb est beaucoup plus faible (94±84) que celui des échantillons non dégazés. Les analyses de CO_2 dissous que nous avons effectuées par FTIR (comprises entre 31 et 377 ppm) sont reportées dans la figure 1-47 et tombent dans le domaine des MORBs en général. Si le CO_2 se comporte effectivement comme le Nb au cours des processus magmatiques, alors cette figure met en évidence le dégazage de CO_2 subi par les MORBs, puisqu'aucune corrélation globale n'est observée entre le CO_2 dissous et le Nb. En effet, si les échantillons n'étaient pas dégazés en CO_2, alors nous devrions nous attendre à ce qu'ils se trouvent entre le domaine décrit par les échantillons de Siqueiros et celui de la popping-rock avec des rapports CO_2/Nb situés respectivement entre 249±46 (Saal *et al.* 2002) et ~530 (Cartigny *et al.* 2008), ce qui n'est pas le cas.

Cependant, 11 échantillons présentent un rapport CO_2/Nb supérieur à celui des échantillons de Siqueiros provenant de différentes régions : dorsale centrale indienne (MD57 D09-1), Sud-ouest indienne (ED DR20-1-1, ED DR20-2-1*, ED DR26 type 1, ED DR76-2-3*), EPR dans le Pacifique : GN12-08, GN12-11, GN02-04, GN02-07, GN02-08, GN02-02). Notons que les échantillons GN proviennent de la zone transformante de Garrett, et sont très appauvris en éléments incompatibles. Ils présentent donc une similitude avec les échantillons de Siqueiros en raison de leur provenance, et de leur composition chimique. Ces échantillons auraient donc perdu peu de CO_2 si le rapport CO_2/Nb du manteau est effectivement de l'ordre de 239.

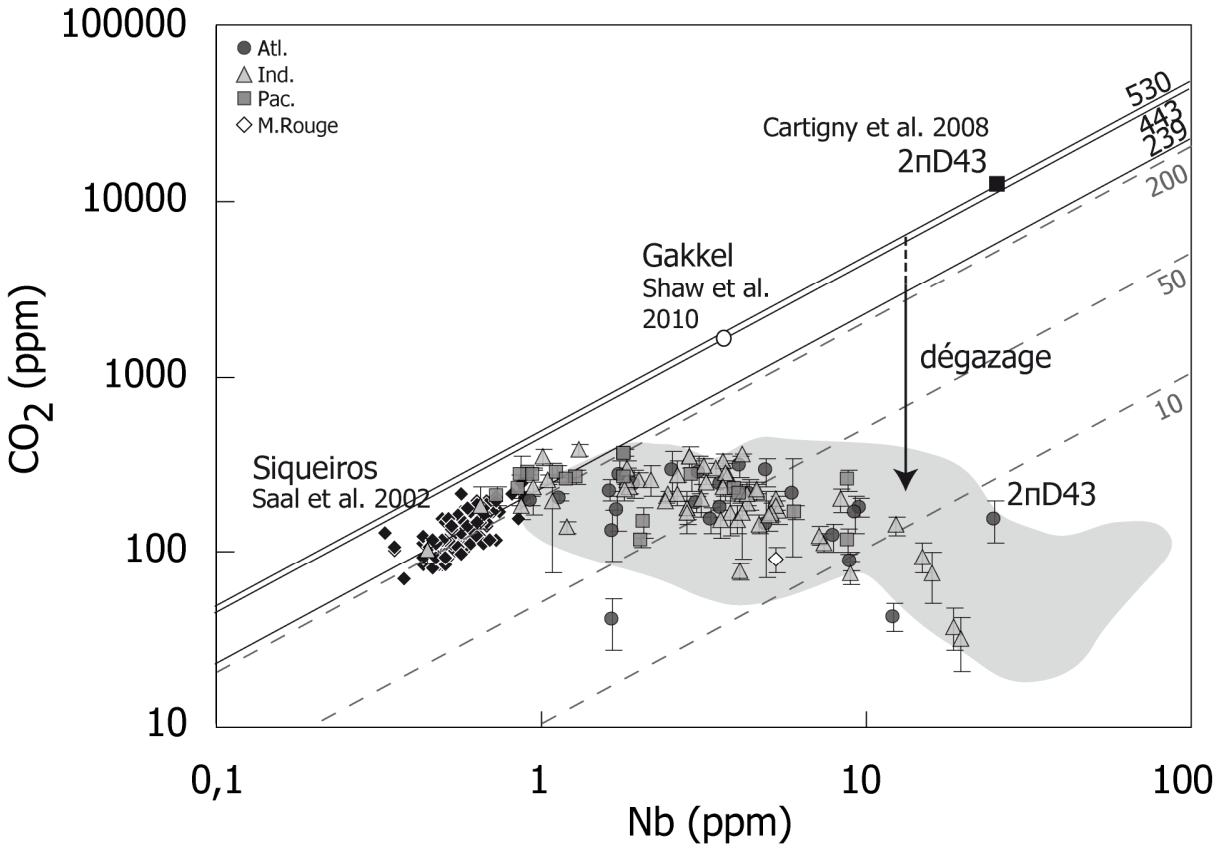


Figure 1-47 : CO_2 dissous en fonction du Nb, le champ en grisé représente le champ des MORBs de la littérature (d'après Saal et al. *2002). Les échantillons non-dégazés ont été reportés : les inclusions vitreuses de Siqueiros (losanges noirs) dans le Pacifique (Saal et al. 2002), l'inclusion vitreuse contenant le plus de CO_2 de la ride de Gakkel à 85°E dans l'Océan Arctique (Shaw et al. 2010), la popping-rock 2πD43 (Cartigny et al. 2008), les barres d'erreur sur le CO_2 sont à 2σ (6 analyses par échantillon en moyenne), les droites en trait plein indiquent les rapport CO2/Nb des échantillons non-dégazés, les courbes en pointillés représentent différents rapport CO_2/Nb des MORBs dégazés (MORBs de cette étude et de la littérature).*

1.5. Conclusion

Les échantillons proviennent des dorsales des océans Atlantique, Indien, Pacifique et de la Mer Rouge. Ils sont caractérisés par des variabilités importantes de profondeurs et de taux d'accrétion :

- Profondeur d'échantillonnage (P) considérée égale à la profondeur d'éruption : $600 \leq P \leq 5375$ m
  - La profondeur moyenne est 3200±1000 m,
  - Les profondeurs supérieures à 4000 m se situent toutes sur la SWIR entre 54 et 70°E (N=25, régions 6 à 11) sauf 2 sur la MAR, 2 sur le RTJ et 1 sur la CIR, la profondeur la plus faible (600 m) est située sur la ride de Reykjanes, à proximité de l'Islande (R.R. D145 D1).

- Taux d'accrétion total (τ) : $11 \leq \tau \leq 155$ mm/an

- Les taux d'accrétion les plus faibles (≤16 mm/an) sont situés sur la SWIR (N=56) et sur la Mer rouge. Les taux d'accrétion les plus élevés (≥150 mm/an) sont localisés sur l'EPR (les 6 échantillons GN, Searise 2 DR03, et Searise DR07).

Parmi l'ensemble des échantillons étudiés, nous avons souhaité identifier quelques cas extrêmes en termes de différenciation magmatique, fusion partielle, de composition du manteau, de contamination-assimilation. On considère habituellement les basaltes des rides médio-océaniques comme homogènes d'un point de vue de leur composition chimique. Cette étude montre en fait qu'il existe des variations importantes reflétant des taux de cristallisation et de fusion partielle différents. Le manteau est également plus ou moins enrichi et les processus de contamination plus ou moins importants. Les paramètres caractérisant les échantillons sont les suivants :

- Différenciation magmatique : $2,76 \leq MgO \leq 9,55$ wt%
  - Sept échantillons ont un $MgO \leq 5$ wt% (SWF DR28-1-1g, et les 6 échantillons PLU DR06).

- Taux de fusion partielle : $1,94 \leq Na_8 \leq 4,10$
  - Equivalent à des taux de fusion partielle de 5 % (SWIR) à 19% (R.R. D145 D1), ride de Reykjanes (proche de l'Islande),
  - Faibles taux de fusion partielle sur la SWIR : sur les 29 échantillons ayant un taux de fusion partielle inférieur à 6%, 24 proviennent de la SWIR (régions 8 à 11), 3 proviennent d'autres zones sur la SWIR (ED DR68-1-7, ED DR68 tube et SWF DR13-1-2g) et 2 du RTJ (MD23 site 4 (7), MD23 site 4 (5)).

- Hétérogénéités de source : $0,33 \leq (La/Sm)_N \leq 2,88$, $0,018 \leq K_2O/TiO_2 \leq 0,648$
  - les échantillons avec les taux de fusion les plus faibles ($Na_8 > 3,4$) ont des rapports $(La/Sm)_N > 1$ et $K_2O/TiO_2 \geq 0,15$ ne témoignant pas forcément de l'enrichissement de la source en éléments incompatibles.
  - 20% de E-MORBs (10 de provenant de l'océan Atlantique, 17 de l'Indien, 1 de la Mer Rouge et 2 du Pacifique),
  - 10 verres du Pacifique, 6 de l'Indien, 8 du Pacifique sont appauvris ($K_2O/TiO_2 < 0,05$),
  - Il existe des anomalies négatives en Ti sur les régions SWIR 6, 9, 10, 11.

- Assimilation-contamination : $0,01 \leq Cl/K \leq 0,67$

- les échantillons Searise 2 DR03, Searise 2 DR07, GN02-07, ED DR57-1-1, GN02-02 et GN02-08 sont les échantillons les plus contaminés comme en témoigne leur rapport Cl/K>0,4.

- H_2O et CO_2 dissous:
  - $0,098 \leq H_2O \leq 0,959$ wt% (+ de 1,4 à 1,6 wt% pour les 6 verres PLU DR06),
  - $31 \leq CO_2 \leq 377$ ppm,
  - Les échantillons sont saturés en CO_2, 7 échantillons sur 117 ont une fraction de CO_2 vapeur inférieure à 90% (DV15-4, EW9309 2D GlSt°, SWF DR05-1-2g, SWF DR05 GlSt°, SWF DR20-1-1g, SWF DR28-1-1g, SWF RC01#1),
  - le rapport H_2O/Ce moyen est de 237±75, 12 ont un rapport $H_2O/Ce>350$ (2 CIR+ 9 SWIR),
  - En raison du dégazage de CO_2, Le rapport CO_2/Nb est faible 94±84, 11 ont un rapport $CO_2/Nb>239$ (les 6 échantillons GN, 4 de la SWIR et 1 de la CIR).

Chapitre 2

Les caractéristiques de la vésicularité des MORBs

2.1. Introduction 77

2.2. Les échantillons 77

2.3. Méthodologie 79

2.4. Résultats 98

2.5. Distribution de taille des vésicules (VSD) 105

2.6. Hétérogénéités des VSD selon les échelles 134

2.7. Conclusion 147

2.1. Introduction

Le processus de dégazage des basaltes de ride médio-océanique n'est pas évident à étudier en raison de la faible solubilité du carbone dans les magmas basaltiques (Stolper et Holloway 1988, Dixon *et al.* 1995). De nombreuses études reposent sur des traceurs géochimiques pour déterminer l'intensité des processus de dégazage tels que les gaz rares et les isotopes du carbone. Peu d'études se sont intéressées à la vésicularité dans les échantillons de MORBs. Cependant, les bulles contenues dans les échantillons sont un témoin direct du dégazage. La vésicularité se définit par différents paramètres tels que le nombre de bulles, la densité des bulles, leur taille... Toutes ces caractéristiques peuvent permettre d'étudier la distribution de taille des bulles (VSD) dans les échantillons, et d'apporter des contraintes importantes sur les mécanismes de dégazage du CO_2 à l'aplomb des dorsales médio-océaniques. Ce type d'étude a seulement été réalisé sur la popping-rock (un MORB unique, étant le plus vésiculé de tous les MORBs, Sarda et Graham 1990, cf. 1.4.5.4 p. 68). Les études de vésicularité en général dans des MORBs sont rares. Quelques études ont été réalisées à l'échelle locale (Dixon *et al.* 1988; Hekinian *et al.* 2000; Aubaud *et al.* 2004). Moore en 1979 a effectué la seule étude de vésicularité dans des MORBs à l'échelle globale. Cette étude repose sur la détermination de la vésicularité des basaltes sur 13 segments de dorsale médio-océanique. Néanmoins, aucune donnée n'est disponible dans cette étude pour l'océan Indien.

Pour ces raisons, nous avons voulu nous intéresser en détail aux caractéristiques de la vésicularité de 65 MORBs provenant de dorsales de l'océan Atlantique, Indien et Pacifique, pour lesquels nous disposons d'une large gamme de compositions chimiques (cf. 1.4 p. 44, annexe 1). Dans un premier temps, nous abordons la méthode employée permettant d'obtenir les différents paramètres caractérisant la vésicularité. Ces résultats nous permettrons d'observer une singularité des vésicularités des MORBs du Pacifique par rapport à ceux des dorsales atlantique et indienne. Ensuite, en étudiant à différentes échelles les variabilités des VSD, nous verrons qu'elles semblent suivre une systématique.

2.2. Les échantillons

A partir de l'étude menée dans le premier chapitre, nous avons sélectionné 64 échantillons pour lesquels nous avions suffisamment de matériel pour réaliser une étude complète des vésicularités. La popping-rock (2πD43) dont la vésicularité a été déterminée par Sarda et Graham (1990) a été incluse dans notre étude.

Ces 65 MORBs proviennent des dorsales des océans Atlantique (N=19), Indien (N=28) et Pacifique (N=17), et de la mer Rouge (N=1) (Figure 2-1). Ils couvrent une gamme importante de compositions

chimiques (présentées dans le tableau 2-1 par océan). Les échantillons sont présentés dans les fiches de l'annexe 4. Leurs compositions chimiques ainsi que la profondeur et le taux d'accrétion sont reportées en annexe 1 (la liste des échantillons est présente dans le tableau 2-7 de résultats).

Des lames minces de chacun de ces échantillons ont été réalisées afin d'étudier leurs vésicularités. Notons que les lames minces ne sont pas réalisées sur les mêmes fragments utilisés pour les analyses chimiques.

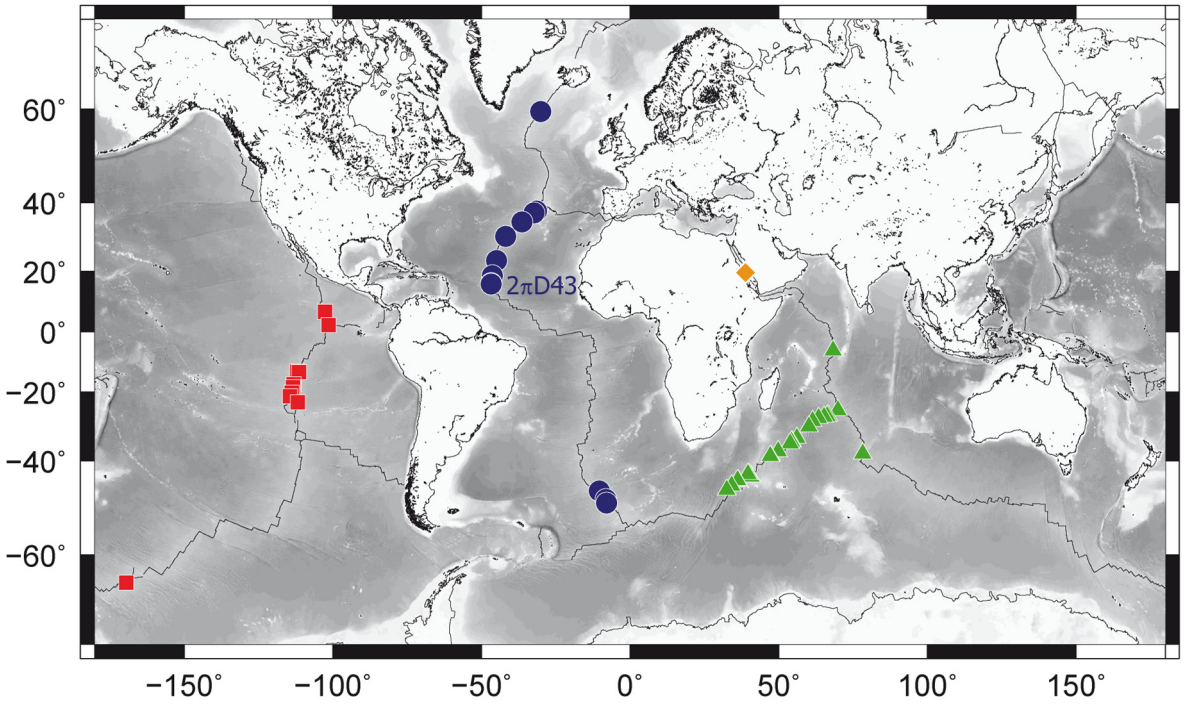


Figure 2-1 : Carte de localisation des 65 échantillons utilisés dans cette étude.

Tableau 2-1 : Caractéristiques des 65 verres de MORBs répartis par océan, τ est le taux d'accrétion, les E-MORBs sont définis selon un rapport $K_2O/TiO_2 \geq 0,15$ (cf. 1.4.3 p. 50).

Moyenne (min.-max.)	nb	profondeur (m)	τ (mm/an)	MgO (wt%)	Na_8	K_2O/TiO_2	%E-MORBs
global	65	3060 999-5375	49 14-155	7,62 2,79-9,55	2,85 2,11-4,10	0,14 0,02-0,65	36%
Atl.	19	2744 999-4030	25 18-32	7,83 6,58-8,76	2,71 2,11-3,40	0,15 0,04-0,54	42%
Ind.	28	3275 1270-5375	21 15-67	7,29 2,79-9,55	3,10 2,26-4,10	0,18 0,02-0,65	54%
Pac.	17	3076 2340-4150	125 27-155	7,97 5,93-9,05	2,67 2,38-3,25	0,06 0,03-0,28	5%

2.3. Méthodologie

2.3.1. Lames minces et mosaïques d'images

Les caractéristiques de la vésicularité ont été mesurées à partir de lames minces de 30 à 100 µm d'épaisseur, et parfaitement polies jusqu'au diamant 1 µm, sauf pour deux échantillons ayant été polis directement à partir de sucres (OT3-10 et SWF DR05 GlSt°). Les lames sont typiquement composées d'un fragment (de la taille d'un sucre) provenant des bordures vitreuses de pillow-lava de MORBs, ou de plusieurs petits fragments lorsque l'on disposait seulement d'une fine fraction granulométrique (de l'ordre de quelques mm^3).

Le but est d'abord de constituer une image en 2 phases (=couleurs) représentant les bulles et le verre contenant une proportion plus ou moins importante de cristaux la plus représentative de la photo de départ. Parfois, une troisième phase (étant une zone n'appartenant ni au verre ni aux bulles) a été ajoutée, constituant le « masque ». L'image doit présenter le meilleur contraste optique entre les bulles et le verre (et les cristaux). La qualité des photos est donc très importante. Après des tests sur des lames minces scannées à haute résolution, sur des photos prises en lumière transmise et réfléchie au microscope, il s'est avéré que le support de base le plus convaincant était les photos prises en lumière réfléchie au microscope optique.

Une des difficultés a principalement résidé dans le fait que les lames minces étaient très hétérogènes du point de vue de leur qualité (fractures, altération, artefacts en surface, rayures …) et des caractéristiques de la vésicularité (nombre et taille de bulles …). Qualitativement, pour une même quantité de bulles, nous pouvions distinguer les échantillons présentant des vésicules de taille millimétrique, et à l'inverse, des échantillons contenant plutôt une grande densité de vésicules de taille micrométrique (Figure 2-2A). Dans ce cas, nous devions utiliser des grossissements du microscope différents. A l'inverse, pour des tailles de bulles similaires, le nombre de bulles présentes dans la lame pouvait être très différent (Figure 2-2B). Dans une lame avec peu de bulles, la détermination des caractéristiques de la vésicularité a été effectuée sur des surfaces aussi grandes que possible (cas extrême de 1011 Ogive, figure 2-2B). Cependant, certains échantillons ayant des densités de bulles importantes n'ont pas nécessité l'analyse de la lame dans sa globalité (exemple d'OT1-2, figure 2-2B). Il ne s'agit donc pas d'une approche totalement automatisée. La méthode que l'on va décrire ci-dessous a été donc adaptée selon chaque type de lame mince.

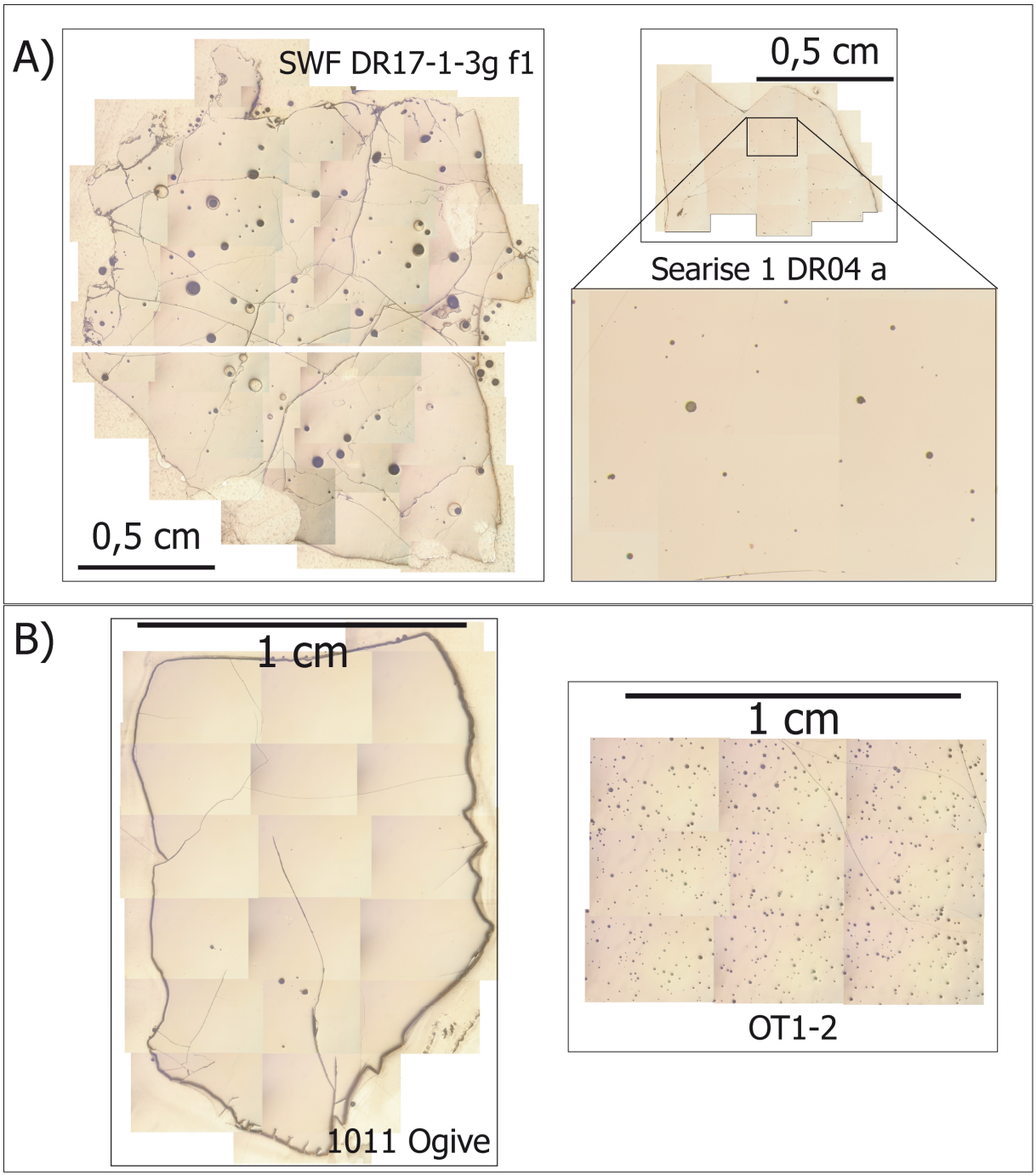


Figure 2-2 : Mosaïques de photos prises en lumière réfléchie au microscope optique pour quatre échantillons présentant des caractéristiques de la vésicularité visuelles différentes – A) Cas de deux échantillons contenant une quantité de bulles de bulles similaire mais des tailles de bulles différentes : la distribution des vésicules est visuellement très différente avec des vésicules beaucoup plus grandes pour SWF DR17-1-3g que celles de Searise 1 DR04 a. Pour plus de clarté, nous ne présentons ici que le fragment 1 (f1, 34 photos au grossissement x300) sur les deux étudiés pour SWF DR17-1-3g et la moitié (a, 21 photos au grossissement x600) du fragment étudié pour Searise 1 DR04 – B) Cas de deux échantillons ayant des bulles de taille moyenne similaire mais différentes quantités de bulles : pour 1011 Ogive contenant très peu de bulles, la surface d'analyse a été la plus grande possible, limitée à l'échantillon (19 photos assemblées, grossissement x300), alors que pour OT1-2 présentant une très grande quantité de bulles, il n'était pas nécessaire de faire une mosaïque d'image de la lame en entier (mosaïque de 9 photos, grossissement x300).

Une mosaïque d'images est constituée à partir des photos de la lame mince (Figure 2-3a) prises au microscope optique en lumière réfléchie (Figure 2-2, figure 2-3b) à l'aide du logiciel Adobe® Illustrator® ou CorelDRAW®. Cette étape d'assemblage de photos est nécessaire, de manière à obtenir la meilleur résolution possible (la taille minimum des bulles étant de l'ordre du micromètre). Selon le nombre et la taille des bulles présentes sur la lame, trois objectifs différents du microscope x2,5, x5, x10 ont été utilisés, correspondant respectivement aux grossissements totaux: x300, x600, x1200, choisis en fonction de la taille des bulles observées (Figure 2-2). Les mosaïques sont constituées d'une dizaine à plus de cent photos (Tableau 2-7), en fonction de la surface de la lame mince, ou de la quantité de bulles présentes dans l'échantillon. Pour 7 échantillons (ED DR22-1-1, ED DR68 tube, GN02-02, GN02-08, GN02-07, ND20-2, Searise 2 DR03), la réalisation de l'image a uniquement consisté en la juxtaposition de photos prises à différents endroits de la lame. Cela a notamment été fait lorsqu'il n'y avait pas beaucoup de repères pour pouvoir faire la mosaïque.

Toutes les mosaïques ont été systématiquement redimensionnées, en raison de leur taille trop conséquente (jusqu'à 650 Mo) pour atteindre une taille maximum de 80 Mo. Lorsque la mosaïque d'un échantillon était toujours trop grande après le redimensionnement, nous l'avons fragmentée en plusieurs images (comme cela été le cas pour les 2 échantillons de la figure 2-2A) et le protocole décrit ci-dessous a été appliqué à chacune de ces nouvelles mosaïques. Les résultats ont ensuite été regroupés afin d'obtenir les caractéristiques de la vésicularité en globalité sur l'échantillon.

2.3.2. Traitement d'image

La mosaïque subit ensuite un traitement d'image à l'aide du programme Image2003 (Launeau, pers. comm.) et/ou Adobe® Photoshop®. Cela consiste d'abord en une analyse en composantes principales de la mosaïque pour accentuer le contraste entre les objets (Figure 2-3c et d). Puis, à partir d'une coupe dans l'histogramme des couleurs (allant de 0 à 256), la mosaïque est séparée en phases (= 2 couleurs) distinctes : les bulles apparaissant en teintes sombres (correspondant à des teintes entre 0 et la coupe dans l'histogramme) dans la mosaïque vont être colorées en noir et le verre étant clair (correspondant à des teintes situées entre la coupe de l'histogramme et 256) va être coloré en blanc. Nous obtenons donc une image binaire, en noir et blanc (Figure 2-3e). Lorsqu'il y a une zone qui ne doit pas être prise en compte, le masque (*i.e.* une zone ne correspondant pas à l'échantillon, partie en bleu sur la mosaïque d'ED DR08 type 2, figure 2-3f et g) ce qui est le cas la plupart du temps, il faut joindre les contours de la zone à analyser, et ensuite peindre le masque d'une couleur différente de celle des autres phases. Nous obtenons donc une image avec trois phases (trois couleurs) : les bulles, le verre, le masque (Figure 2-3f).

Le programme Spo2003 (Launeau et Robin 1996; Launeau et Cruden 1998; 2004), initialement conçu pour l'étude des orientations préférentielles de formes de cristaux a été utilisé lors de cette étude, et a permis d'obtenir les caractéristiques en surface de la vésicularité (telles que la surface analysée, le nombre et la taille des bulles, la vésicularité ….). Cependant, le comptage statistique effectué directement sur l'image obtenue précédemment (Figure 2-3f) est rarement représentatif de la répartition des bulles dans l'échantillon. En effet, cette image contient quasiment toujours des artefacts (étant des objets contenus dans la phase bulle mais qui n'en sont pas, *e.g.* des résidus de polissage, des poussières sur la lame, des fractures…) qui doivent être soustraits de l'image (passage de la figure 2-3f à la figure 2-3g). Tout d'abord, nous éliminons volontairement les objets ayant une surface inférieure à un certain nombre de pixels (généralement 50 pixels, mais ajusté selon la qualité de la lame mince) à l'aide de Spo2003 pour nous affranchir des possibles artefacts dont la trop petite taille nous empêche de les discriminer visuellement par rapport aux bulles. Dans le cas où nous n'avons pas jugé nécessaire de faire ce tri, Spo2003 retire automatiquement les objets de moins de 16 pixels de surface. Enfin, pour les bulles qui apparaissent sous forme de cercle (dont seul le contour les représente), il faut aussi combler ce cercle de manière à ce que le cercle devienne un disque.
Les vésicules étant considérées sphériques, nous éliminons aussi tous les objets ayant un rapport d'élongation supérieur à 1,5 pour supprimer les artefacts tels que les fractures (pour les quelques échantillons ayant des bulles étirées, cette méthode n'a pas été appliquée, et les artefacts ont été éliminés manuellement). Pour un bon nombre échantillons, un traitement manuel de l'image est venu affiner le traitement informatique (*i.e.* redéfinir les limites des bulles et de l'échantillon, retirer des artefacts…). Finalement le comptage statistique est effectué sur l'image obtenue, après affranchissement de tous les artefacts (Figure 2-3g).

Les mosaïques brutes et traitées de chaque échantillon sont présentées en annexe 4.

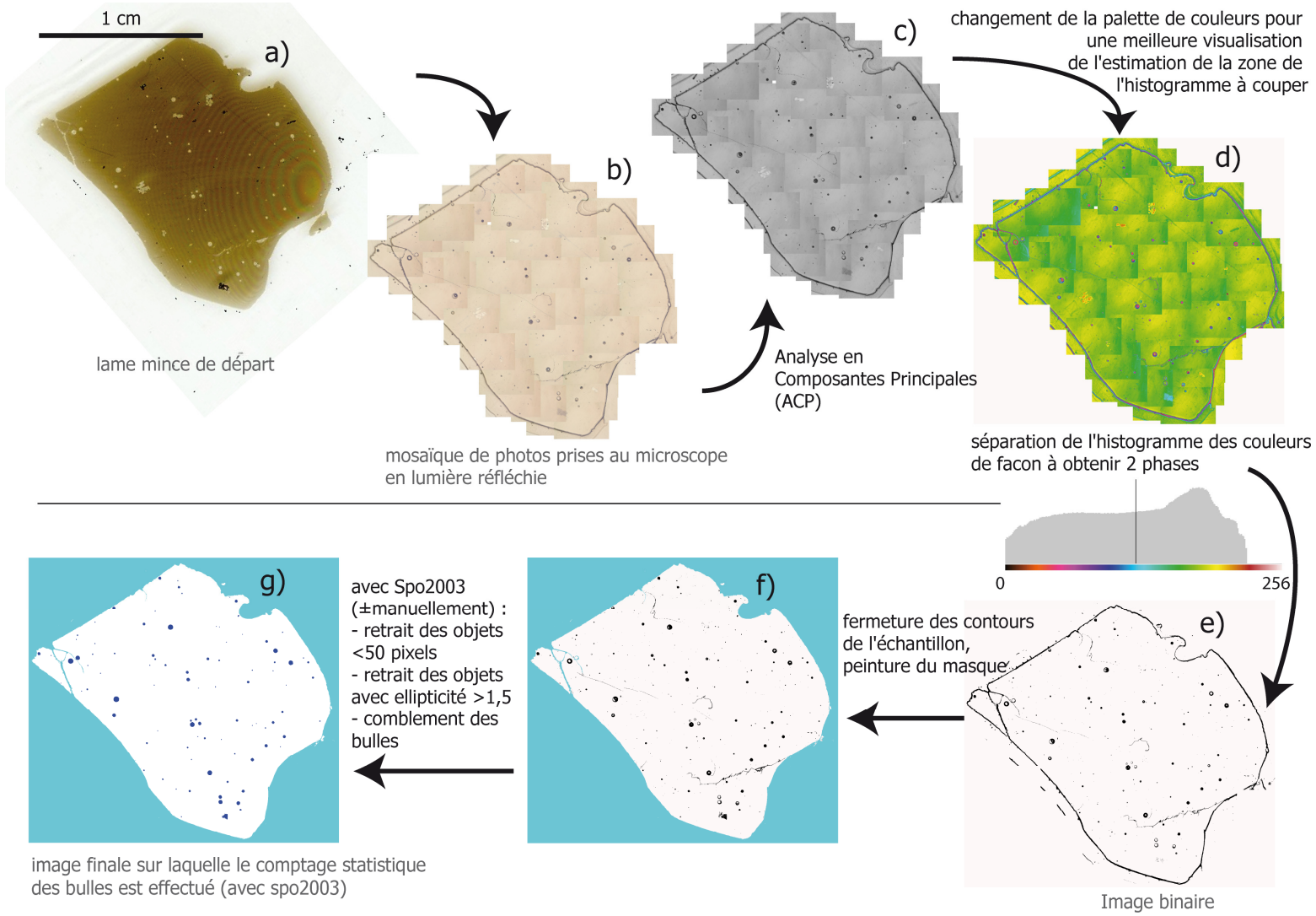


Figure 2-3 : Récapitulatif des différentes étapes (de a) à g)) du traitement d'image appliqué sur la mosaïque d'images de la lame mince de ED DR08 type 2 constituée de 58 photos, pour déterminer les caractéristiques de la vésicularité de ce verre volcanique. Le détail de la méthodologie est expliqué dans le texte en 2.3.1 et 2.3.2.

2.3.3. Caractéristiques d'analyses

Les paramètres suivants sont propres à chaque échantillon, et sont présentés dans le tableau 2-7.

Résolution

La résolution représente la taille d'un pixel en unité de longueur, elle est de l'ordre de quelques micromètres par pixel (tableau 2-7, annexe 4). La résolution est fonction de l'objectif du microscope utilisé (d'autant plus grande que l'objectif a un fort grossissement), ainsi que des dimensions des mosaïques d'images. Celles-ci ont systématiquement été enregistrées de façon à atteindre au maximum une taille d'environ 80 Mo (correspondant à un compromis permettant d'obtenir la meilleure résolution possible et une image de taille tolérable par le programme et l'ordinateur). Les mosaïques originelles étaient de tailles différentes selon la taille de la zone de l'échantillon prise en photo, et peuvent peser jusqu'à 650 Mo. Par conséquent un redimensionnement a été nécessaire pour chaque mosaïque. Les résolutions de ces dernières sont différentes entre les échantillons. Néanmoins, lorsque plusieurs mosaïques ont été utilisées pour un échantillon, nous avons veillé à ce que la résolution soit la même, afin de pouvoir regrouper l'ensemble des mesures pour obtenir une mesure représentative de la globalité de l'échantillon.

Limite de détection

La limite de détection représente le diamètre minimum des bulles pour qu'elles soient détectées. Elle est aussi fonction de chaque échantillon. Nous avons expliqué précédemment que pour nous affranchir des artefacts, nous avons éliminé des objets présentant une surface inférieure à un certain nombre de pixels (correspondant au diamètre équivalent d'un cercle de même surface). Les limites de détection sont dépendantes à la fois de la taille des objets retirés (allant de 16 à 100 pixels), mais aussi de la résolution de la mosaïque. Elles sont donc différentes pour chaque échantillon. De la même manière que pour les résolutions, la limite de détection est la même pour les différentes mosaïques d'un même échantillon.

2.3.4. Détermination des caractéristiques de la vésicularité

A partir de l'image finale (Figure 2-3g), nous pouvons appliquer le logiciel spo2003. Ce logiciel permet d'effectuer une analyse statistique d'objets contenus dans l'image (bulles dans notre cas). Tous les paramètres sont donnés en pixels puis convertis en unité métrique (cm), connaissant l'échelle de

l'image. Lorsque le logiciel est informé de la présence d'un masque, il ne prend pas en compte la surface de ce dernier. La surface d'analyse représente la partie que l'on veut étudier (phases « verre » + « bulles »). La surface des bulles est le nombre de pixels de la phase « bulles ». Le rapport de la surface totale de la phase « bulle » sur la surface totale d'analyse donne la vésicularité en surface. Le nombre d'objets est compté, et pour chacun d'entre eux, différents paramètres sont indiqués, tels que la surface, le diamètre équivalent au cercle de même surface, le rapport d'élongation (indiquant si la bulle est déformée), l'angle d'élongation...

2.3.5. Duplicats

2.3.5.1. Incertitudes

La mesure de la vésicularité se fait à partir de la séparation de l'histogramme des couleurs caractérisant la mosaïque de photos d'une lame mince étudiée. Pour l'échantillon ED DR08 type 2 (ves.=0,82%), nous avons procédé à trois traitements d'image (selon la méthode décrite précédemment) en coupant l'histogramme des couleurs à différents endroits : une valeur basse, intermédiaire et maximale (Tableau 2-2), avant d'effectuer le comptage des bulles avec Spo2003.

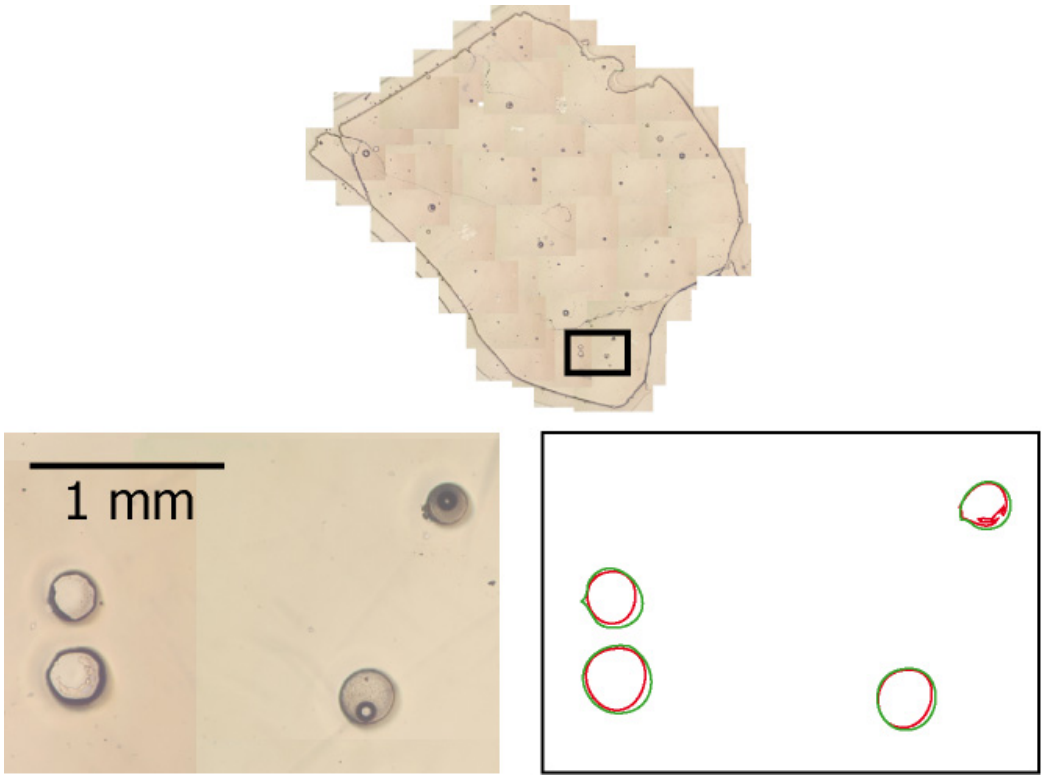


Figure 2-4 : vue de bulles dans l'échantillon ED DR08 type 2 : la limite bulle/verre n'est pas brutale mais passe progressivement des teintes sombres aux teintes claires : selon la valeur de séparation de l'histogramme des couleurs, les bulles apparaîtront plus ou moins grandes après la séparation de phase (vert : séparation à 141, rouge : séparation à 94).

Lorsque l'histogramme est coupé dans une valeur plutôt basse, une plus grande proportion de l'image va entrer dans la phase verre et les bulles vont être moins nombreuses, et avoir des diamètres plus petits en moyenne et par conséquent une vésicularité légèrement plus faible. La vésicularité est de 0,80±0,1% (1σ), soit une incertitude relative de 12%. L'incertitude sur la vésicularité mesurée n'est pas évidente à évaluer, dans la mesure où elle dépend principalement de l'état de chaque échantillon et de la lame mince étudiés, ainsi que de la distribution des bulles. Elle est donc différente pour chaque cas. Néanmoins, nous considérerons une incertitude sur la vésicularité pour tous les échantillons de 12%.

Tableau 2-2 : Incertitudes sur la détermination de la vésicularité sur ED DR08 type 2. Les chiffres donnent la valeur à laquelle l'histogramme des couleurs (allant de 0 à 256) a été coupé.

	Caractéristiques d'analyse		Caractéristiques de la vésicularité				
ED DR08 type 2	Surf. (cm^2)	Nb	Nb/cm²	Ves. (surf%)	$D_{max\ obs.}$ (µm)	$D_{min\ obs.}$ (µm)[b]	$D_{moy\ obs.}$ (µm)
94	2,67	74	28	0,69	402	59	90
118	2,67	87	33	0,82	427	59	93
141	2,66	94	35	0,88	432	59	93
moyenne	2,67	85	32	0,80	420	59	92
écart-type abs. (1σ)	0,01	10	4	0,10	16	0	2
écart-type % (1σ)	0,22	12	11	12,19	4	0	2

2.3.5.2. Reproductibilité

Afin d'estimer l'erreur que pouvait induire le type de mosaïque d'images, nous avons déterminé la vésicularité sur une même lame pour l'échantillon SWF DR29-2-1g à partir de deux images obtenues différemment (Figure 2-5). Dans le cas A, la photo provient de la numérisation par scanner de la lame mince (de 30 µm d'épaisseur) à très haute résolution (2400 ppp = pixels par pouce) et au microscope dans le cas B. Ensuite le traitement d'image a été effectué de la manière décrite précédemment.

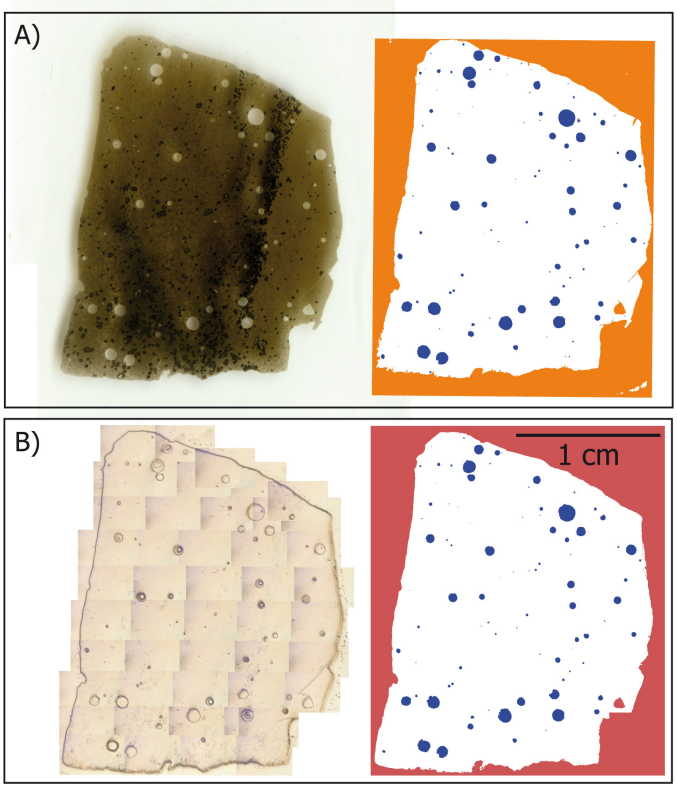


Figure 2-5 : Les deux mosaïques utilisées pour SWF DR29-2-1g et leurs images traitées associées – cas A) lame mince scannée à très haute résolution (2400 ppp), cas B) mosaïque d'image obtenue au microscope optique en lumière réfléchie.

Nous remarquons que la reproductibilité est très bonne entre les deux cas d'étude, malgré le fait que les photos n'aient pas été prises dans les mêmes conditions. L'origine de la variabilité peut être due à la zone de coupe dans l'histogramme des couleurs, contribuant à augmenter la proportion de la phase verre par rapport à la phase bulles ou inversement, et à la méthode employée pour retirer les artefacts possibles (d'où une variabilité d'environ 10% sur le nombre de bulles comptées). Les tailles de bulles sont très similaires, avec une plus grande variabilité sur les plus grosses bulles. Celles-ci contribuant le plus à la valeur de la vésicularité, cela explique la variabilité de cette dernière (la vésicularité est d'autant plus grande que les bulles sont grandes). La différence observée sur les D_{min} (diamètre minimum) peut provenir de la différence de résolution entre les 2 mosaïques. Du fait que les petites bulles sont moins identifiables sur la lame scannée, l'erreur introduite par le cas A est sûrement plus grande que dans le cas B.

Notons que l'écart-type sur la vésicularité de 8% observé pour SWF DR29-2-1g est du même ordre que l'incertitude déterminée sur ED DR08 type 2 (soit 12%, cf. ci-dessus, 2.3.5.1).

Tableau 2-3 : Duplicats de la détermination des caractéristiques de la vésicularité.

	Caractéristiques d'analyse		Caractéristiques de la vésicularité				
SWF DR29-2-1g	Surf. (cm^2)	Nb	Nb/cm²	ves, (surf%)	$D_{max\ obs.}$ (µm)	$D_{min\ obs.}$ (µm)[b]	$D_{moy\ obs.}$ (µm)
A	3,65	102	28	3,51	1231	47	293
B	3,53	90	25	3,12	1189	42	294
moyenne	3,59	96	27	3,32	1210	45	294
écart-type abs. (1σ)	0,08	8	2	0,28	30	4	1
écart-type % (1σ)	2,36	9	8	8,32	2	8	0

2.3.6. Représentativité des mesures

Tout au long de notre étude, nous nous sommes interrogés sur la représentativité des caractéristiques de la vésicularité que l'on a obtenues sur chaque échantillon. Est-ce que les surfaces d'analyses ont été assez grandes pour être significatives de la vésicularité de l'échantillon dans sa globalité ? L'idéal serait d'analyser la surface la plus grande possible mais cela est difficile en raison des quantités de verre souvent assez faibles à disposition. Nous avons donc cherché à étudier les variabilités des caractéristiques de la vésicularité à partir des mesures obtenues à l'échelle de l'échantillon en fonction de différentes surfaces d'analyses de lame mince.

2.3.6.1. Evolution des caractéristiques de la vésicularité en fonction de la surface d'analyse

Pour 18 échantillons contenant visuellement différentes distributions de taille de bulles (densité et tailles différentes), nous avons voulu étudier les variations des caractéristiques de la vésicularité en fonction de la surface d'analyse considérée. Cela a pu être effectué avec le logiciel spo2003. Pour chaque lame, nous avons d'abord considéré une surface rectangulaire d'analyse la plus petite possible (contenant au minimum une bulle), sur laquelle nous avons compté le diamètre moyen des bulles et la densité de bulles (nb/cm²). Puis cette surface rectangulaire a été progressivement agrandie, résultant en images de plus en plus grandes. Pour chacune de ces images, le logiciel spo2003 a déterminé le diamètre moyen et la densité des bulles sur la surface en question. Nous avons finalement reporté les densités de bulles et diamètres moyens cumulés en fonction des surfaces d'analyse correspondantes pour chaque échantillon, de même que la vésicularité moyenne (n'étant dans ce cas pas une mesure mais un calcul déterminé avec la densité de bulles mesurée et le diamètre moyen des bulles[2]), ce qui est montré sur la figure 2-6.

[2] $ves._{moy.} = (Nb/cm^2) \times \pi \times \left(\frac{D_{moy.}}{2}\right)^2 \times 100$, $ves._{moy.}$ est la vésicularité moyenne (%), Nb/cm² est la densité de bulles, $D_{moy.}$ est le diamètre moyen des bulles.

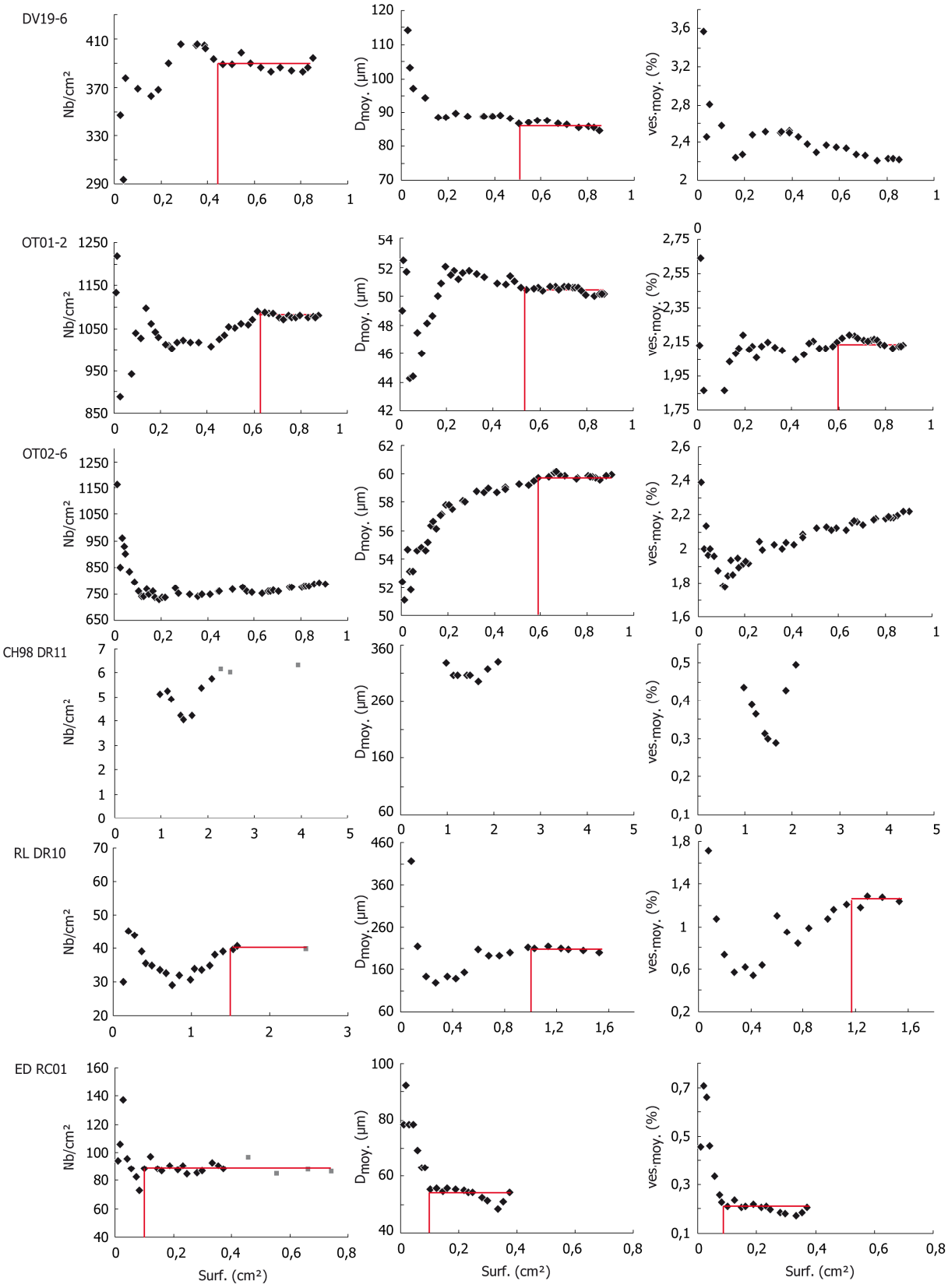


Figure 2-6 : Légende en p. 91.

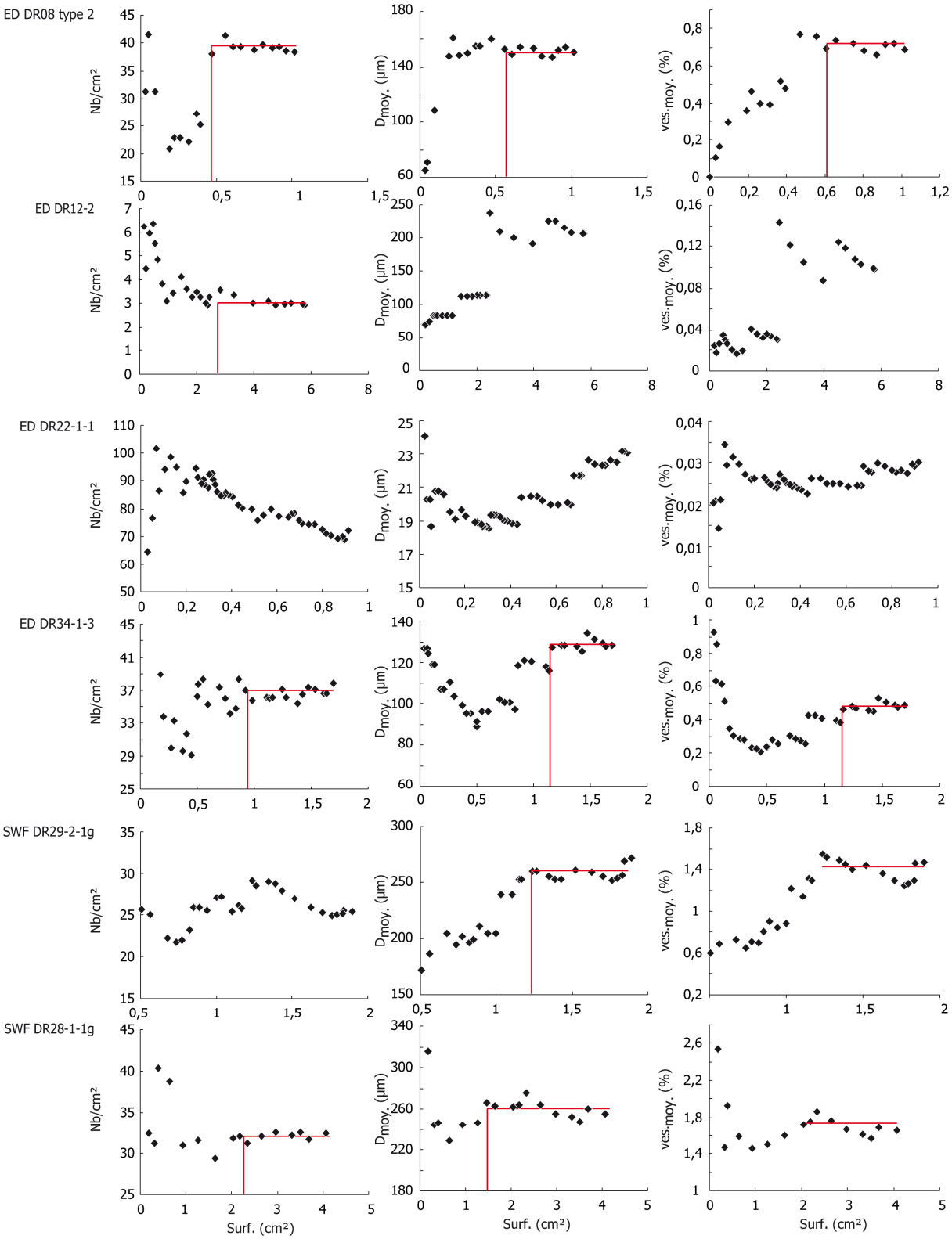


Figure 2-6 (suite) : Légende en p. 91.

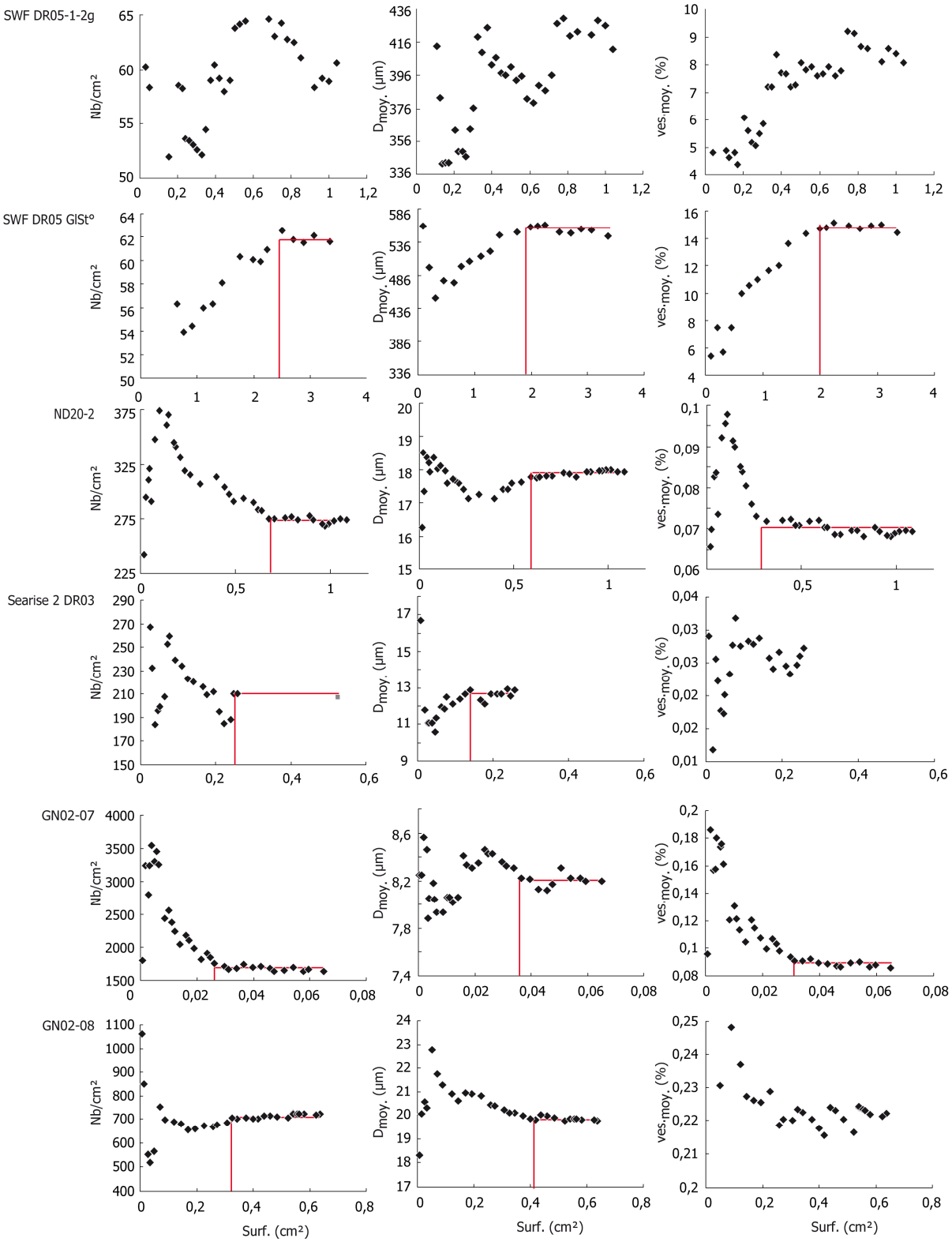


Figure 2-6 : Variations des paramètres définissant la vésicularité dans 18 échantillons (densité de bulles en nb/cm², diamètre moyen $D_{moy.}$, vésicularité moyenne $ves._{moy.}$) en fonction de la surface d'analyse (surf.). Pour certains échantillons, il semble y avoir des paliers (indiqué par les droites horizontales) pour une surface d'analyse critique (droites verticales) à partir de laquelle les caractéristiques de la vésicularité restent constantes. Pour les échantillons CH98DR11, RLDR10, ED RC01, Searise 1 DR03, les carrés gris représentent l'ajout de données provenant des images d'autres fragments (seulement pour la densité de bulles). Pour des surfaces plus grandes que ces surfaces critiques, les caractéristiques de la vésicularité sont considérées représentatives de l'échantillon.

L'observation générale est qu'il y a des variations des caractéristiques de la vésicularité en fonction de la surface analysée pour tous les échantillons. L'évolution de ces caractéristiques en fonction de la surface analysée est plus ou moins ordonnée entre les échantillons. Par exemple, l'évolution est de type logarithmique pour le $D_{moy.}$ (diamètre moyen) de l'échantillon OT02-6 en fonction de la surface. En revanche pour d'autres échantillons, la variation est plus aléatoire (par exemple SWF DR05-1-2g, dont les points sont dispersés et ne semblent pas évoluer selon une loi particulière).

Une autre observation est l'existence de paliers à partir de surfaces seuil pour certains échantillons, montrant une variation des caractéristiques de la vésicularité devenant très faible voire nulle (droites horizontales sur la figure 2-6). Nous avons nommé la surface minimum à partir de laquelle le palier débute « surface critique » (droites verticales sur la figure 2-6). Les paliers ont été déterminés visuellement lorsque l'on a jugé que les caractéristiques de la vésicularité devenaient constantes (droites horizontales sur la figure 2-6). Les paliers sont moins évidents à déterminer, lorsque les caractéristiques de la vésicularité sont très variables en fonction de la surface d'analyse (*e.g.* ED DR34-1-3 pour la densité de bulles) ou lorsque le nombre de surfaces analysées pour un échantillon est faible (*e.g.* CH98 DR11). Pour certains échantillons, nous n'avons pas déterminé de palier s'il était trop incertain (*e.g.* CH98 DR11, ED DR22-1-1, SWF DR05-1-2g).

Il semble donc y avoir des surfaces d'analyse critiques fonction de la densité de bulles et du diamètre moyen pour un même échantillon (par exemple pour RL DR10 dont la surface critique est de 1,4 cm² et 0,98 cm² en fonction de la densité de bulles et du diamètre moyen respectivement), au-dessus desquelles les caractéristiques de la vésicularité deviennent constantes. La relation entre surface critique et vésicularité moyenne résulte probablement des relations avec le diamètre moyen et la densité de bulles. En effet, la vésicularité moyenne est directement fonction des ces deux paramètres comme nous l'avons mentionné précédemment (note de bas de page, p. 88). Les valeurs des surfaces critiques sont reportées dans le tableau 2-4. Néanmoins, les surfaces critiques sont différentes entre les échantillons, et selon la caractéristique considérée dans un même échantillon (Tableau 2-4). Cependant, la détermination de cette valeur n'est pas toujours évidente à établir visuellement. Les écart-types ($\sigma\%$)[3] calculés avec les surfaces supérieures aux surfaces critiques sont compris entre 1,0 et 6,6% pour les densités de bulles, entre 0,4 et 4,1% pour les diamètres moyens et entre 1,1 et 8,9% pour la vésicularité moyenne (Tableau 2-4). Cela indique que lorsque la surface est supérieure à la surface critique, ces paramètres fluctuent plus ou moins selon les échantillons.

[3] $\sigma\% = \frac{écart-type(valeurs_{surf.\geq surf.crit.})}{moyenne(valeurs_{surf.\geq surf.crit.})} \times 100$, avec les $valeurs_{surf.\geq surf.crit.}$ étant les données de densités de bulles (nb/cm²), de diamètres moyens ($D_{moy.}$), ou de vésicularités moyennes ($ves._{moy.}$) correspondant à des surfaces plus grandes que les surfaces critiques (*i.e.* définissant les droites horizontales dans la figure 2-6).

Tableau 2-4 : Valeurs des surfaces critiques (Surf. crit.) obtenues à partir de la figure 2-6 et valeurs de densités de bulles (Nb/cm²), diamètres moyens ($D_{moy.}$) et vésicularités correspondantes ($ves._{moy.}$).

Ech.	Nb/cm²	Surf. crit. (cm²)	σ%	$D_{moy.}$ (µm)	Surf. crit. (cm²)	σ%	$ves._{moy.}$ (%)	Surf. crit. (cm²)	σ%
DV19-6	388	0,47	1,3	86	0,5	1,2	-	-	-
OT01-2	1079	0,61	0,5	50	0,52	0,4	2,15	0,61	1,1
OT02-6	-	-	-	60	0,59	0,3	-	-	-
CH98 DR11	6	2,28	2,6	-	-	-	-	-	-
RL DR10	40	1,4	1,7	206	0,98	2,9	1,24	1,13	3,1
ED RC01	87	0,16	3,7	54	0,1	4,1	0,21	0,1	8,9
ED DR08 type 2	39	0,47	2,3	151	0,56	1,8	0,7	0,61	3,5
ED DR12-2	3	2,46	6,6	-	-	-	-	-	-
ED DR22-1-1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ED DR34-1-3	37	0,92	1,9	129	1,16	1,9	0,48	1,16	5
SWF DR29-2-1g	-			259	1,26	2,5	1,4	1,24	7,1
SWF DR28-1-1g	32	2,04	1,3	260	1,44	2,9	1,7	2,04	5,2
SWF DR05-1-2g	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SWF DR05 GlSt°	62	2,51	0,7	555	2	1,0	14,8	2	1,5
ND20-2	274	0,68	1,0	18	0,59	0,49	0,07	0,32	2
Searise 2 DR03	210	0,26	1,0	13	0,17	2,1	-	-	-
GN02-07	1683	0,026	2,3	8	0,04	0,7	0,09	0,031	2,4
GN02-08	713	0,33	1,3	20	0,42	0,4	-	-	-

Une dernière remarque concerne l'évolution des densités de bulles et des diamètres de bulles : par exemple, la densité de bulles diminue avec la surface pour ED DR22-1-1, ND20-2, GN02-07, mais augmente avec la surface pour OT01-2. Ces différentes évolutions peuvent s'expliquer par des distributions irrégulières des bulles sur la lame : à certains endroits les bulles sont plus concentrées avec des distances plus faibles entre elles. Lorsque la plus petite zone analysée est au centre d'un « amas », la densité de bulles diminue avec la surface. En revanche, elle aurait tendance à augmenter dans le cas contraire. Une étude statistique plus poussée de ces données permettrait, sans doute, de distinguer des distributions aléatoires, régulières ou en amas.

2.3.6.2. Surface critique d'analyse

Pour une majorité d'échantillons (sur les 18 dont nous avons étudié les variations des caractéristiques de la vésicularité en fonction de la surface), nous avons pu relever une surface critique (14 associées aux densités de bulles, 14 associées au diamètre moyen et 10 associées à la vésicularité moyenne, tableau 2-4). Les raisons pour lesquelles nous n'avons pas pu déterminer de surface critique pour certains échantillons peuvent être que les surfaces critiques n'ont pas été atteintes ou bien que cette surface critique a été atteinte, mais que nous n'avons pas pu la déterminer visuellement.

La figure 2-7 montre les surfaces critiques reportées en fonction des densités de bulles, des diamètres moyens et des vésicularités moyennes correspondants. En ce qui concerne la relation avec la densité de bulles, la relation semble complexe, de type exponentiel. De grandes surfaces doivent être analysées pour les échantillons contenant très peu de bulles, mais en revanche, nous n'observons pas de relation avec la surface analysée pour les échantillons contenant plus de 200 bulles/cm^2 (Figure 2-7A). En revanche, il semble y avoir, au premier ordre, une relation linéaire (Equation 2-1) entre la surface critique et le diamètre moyen des bulles. Plus le diamètre moyen est grand, plus la surface critique est grande (Figure 2-7B) :

$$Surf._{crit.} = 0{,}0044 \times D_{moy.} \qquad 2\text{-}1$$

$Surf._{crit.}$ est la surface critique (cm²),
$D_{moy.}$ est le diamètre moyen (µm).

Cette relation simple permet d'estimer la surface critique de tous les échantillons à partir du diamètre moyen de leurs bulles. Du fait que la vésicularité moyenne est le résultat du produit de la densité de bulles et de la surface de chaque bulle (déterminée à partir du diamètre moyen), sa relation avec la surface critique paraît aussi complexe et permet seulement de constater que les vésicularités les plus grandes nécessitent des surfaces d'analyse plus grandes que pour les petites vésicularités.

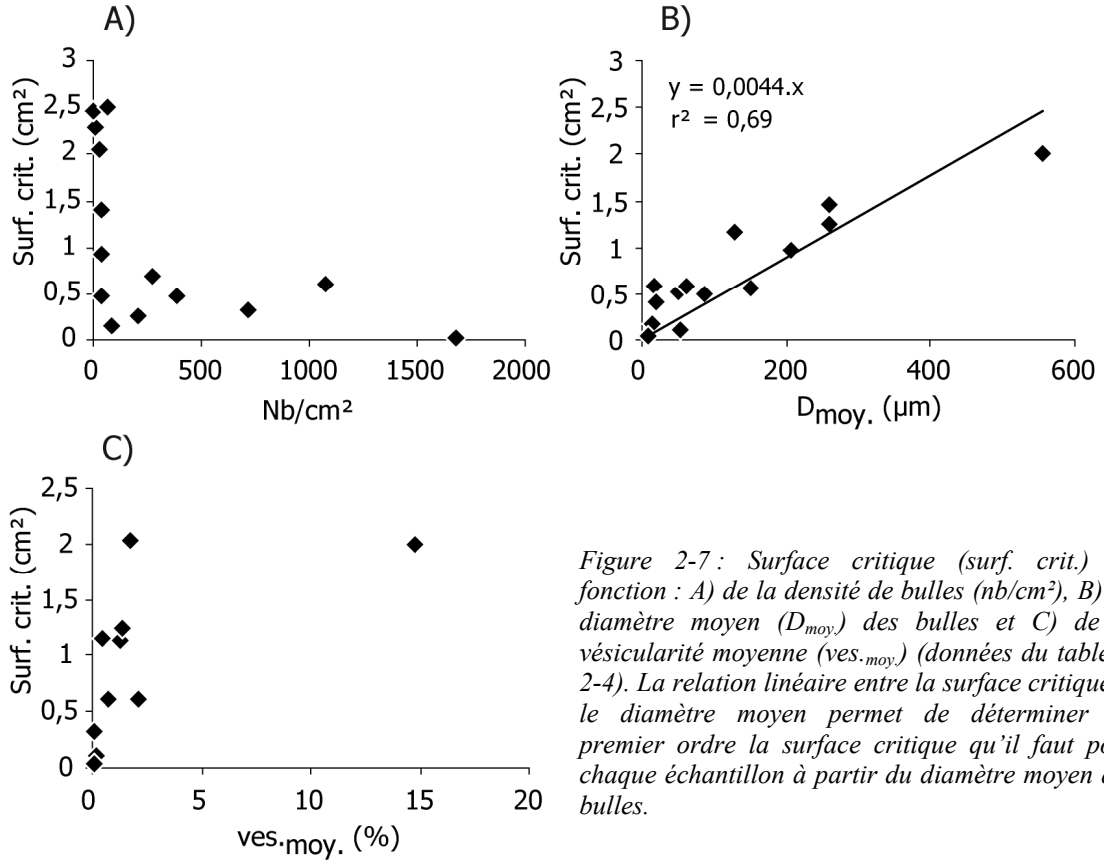


Figure 2-7 : Surface critique (surf. crit.) en fonction : A) de la densité de bulles (nb/cm²), B) du diamètre moyen ($D_{moy.}$) des bulles et C) de la vésicularité moyenne ($ves._{moy.}$) (données du tableau 2-4). La relation linéaire entre la surface critique et le diamètre moyen permet de déterminer au premier ordre la surface critique qu'il faut pour chaque échantillon à partir du diamètre moyen des bulles.

Avant de commencer l'étude de la vésicularité dans des échantillons, il est donc utile d'estimer visuellement la taille des bulles pour avoir une idée de la surface de lame mince à analyser. La relation entre la densité de bulles et la surface critique est non linéaire. En revanche, nous avons déterminé une relation linéaire entre surface critique et le diamètre moyen des bulles. Cela nous permet donc de calculer une surface critique pour tous les échantillons, connaissant le diamètre moyen de leurs bulles. Cette relation permet d'avoir une idée approximative de la surface critique nécessaire pour que les mesures soient statistiquement significatives.

2.3.7. Comparaison avec d'autres études

Nous avons comparé les vésicularités que nous avons déterminées avec certaines vésicularités déterminées par d'autres auteurs sur les mêmes échantillons (Figure 2-8).

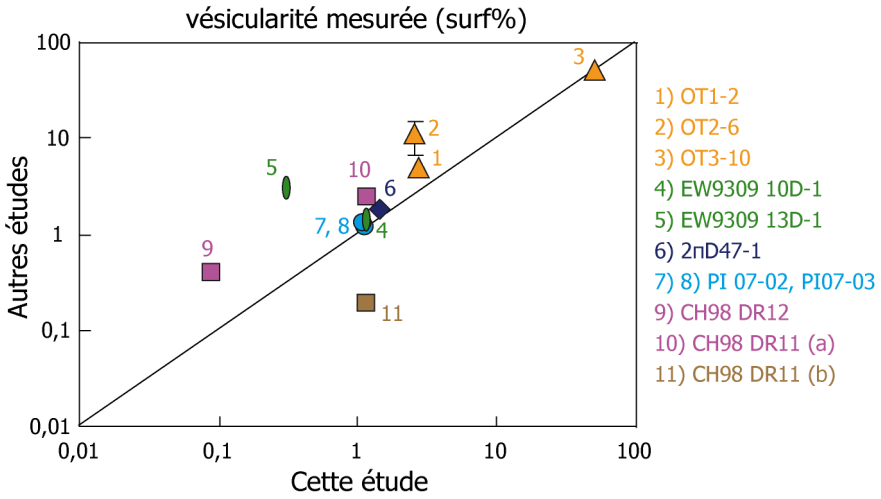


Figure 2-8 : Comparaison de vésicularités mesurées lors de cette étude et par d'autres auteurs en échelle log-log, en noir est représentée la droite 1:1, les différentes couleurs et symboles représentent les différents auteurs : 1), 2) et 3) Hékinian et al. (2000) : traitement d'image et comptage de points, 4) et 5) Le Roux et al. (2002) : comptage de points, 6) Sarda et al. (1988) : méthode non signalée, 7) et 8) Aubaud et al. (2004) : traitement d'image, 9) et 10) Marty et Ozima (1986) : comptage de points, 11) Marty (1995) : comptage de points ou traitement d'image.

Globalement, nous observons une relation linéaire, avec une tendance à la sous-estimation dans notre étude par rapport aux autres auteurs. Il existe tout de même de grands écarts pour un même échantillon (EW9309-13D-1g, CH98DR11, CH98 DR12, OT2-6, s'écartant de la droite 1:1). Ceux-ci peuvent provenir de la méthode employée. En effet, la vésicularité peut être déterminée de différentes manières, par exemple par traitement d'image comme c'est le cas dans cette étude, par comptage de points, et aussi de manière plus qualitative sous loupe binoculaire ou à l'œil nu, sur lame mince ou

directement à partir de l'échantillon macroscopique. D'après Hekinian *et al.* (2000), la variabilité entre la méthode par traitement d'image et celle par comptage de points (1000 points) est inférieure à 7%.

Dans cette étude, nous avons comparé la détermination de la vésicularité par comptage de points et par traitement d'image sur des mêmes lames minces (de Bigault de Granrut, thèse en cours). Les résultats montrent que les mesures par comptage de points sont sous-estimées pour les deux échantillons ayant une vésicularité inférieure à 1% par rapport aux mesures par traitement d'image (Tableau 2-5, figure 2-9). En particulier, la vésicularité de Searise 1 DR04 (océan Indien) est sous-estimée de 50%. En revanche, la méthode n'influe pas pour les échantillons ayant une plus forte vésicularité. Ceci est lié au fait que le pas d'échantillonnage le plus fin obtenu à partir du compteur de points est de 20 µm et donc que les objets inférieurs à cette taille ne sont pas pris en compte. Ce cas de figure existe en particulier pour la plupart des échantillons provenant de l'océan Pacifique mais également certains échantillons de l'océan Indien (Tableau 2-7).

Tableau 2-5 : Vésicularités mesurées par traitement d'image et par comptage de points sur 5 verres, l'erreur au seuil de 95% sur le comptage de points est : $E = 2 \times \sqrt{\frac{P \times (100 - P)}{N}}$ *, d'après de Bigault de Granrut (thèse en cours), le pas fixé est le pas minimum : 50 µm selon l'axe des Y et 300 µm selon l'axe des X, le nombre de points dépend de la surface de la lame mince, et de l'objectif du microscope utilisé.*

	traitement d'image	comptage de points	
	%vésicularité	%vésicularité	Nb de points
Verres archéologiques			
EM253B	5,49	5,52±0,74	~4000
Au15-02	1,96	2,25±0,60	~2500
MORBs			
ED DR08 type2	0,82	0,59±0,12	~15800
SWF DR28-1-1g	2,48	2,43±0,35	~8000
SEARISE 1 DR4	0,19	0,10±0,03	~33000

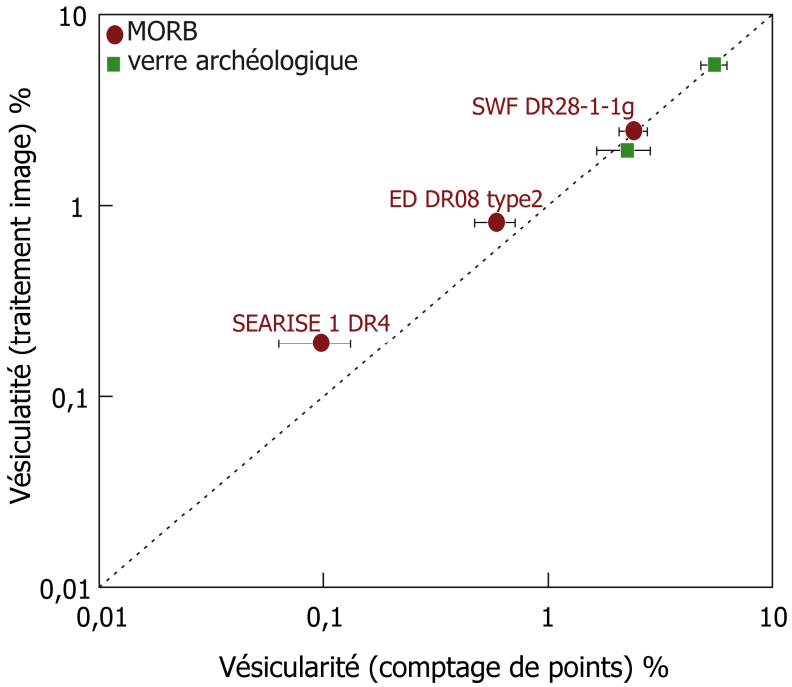


Figure 2-9 : Comparaison de vésicularités mesurées par traitement d'image et par comptage de points (de Bigault de Granrut, thèse en cours), voir le calcul d'erreur sur le comptage de points dans la légende du tableau 2-5.

Les informations sur les données de la vésicularité dans la littérature sont rarement très détaillées, d'où la difficulté de bien contraindre la justesse, la précision, et la représentativité des mesures. Il est aussi très probable que les échantillons présentent des hétérogénéités de la vésicularité (discutées plus tard, en 2.6.1). Des hétérogénéités apparentes peuvent aussi provenir de la distribution des bulles dans l'échantillon. Ainsi il est évident qu'il sera plus difficile d'obtenir une vésicularité reproductible dans un échantillon présentant peu de bulles de grandes tailles, ce qui est le cas pour CH98 DR11 et CH98 DR12 (figure 2-8, annexe 4). Dans notre cas, la surface d'analyse de ces échantillons est plus grande que la surface critique (Tableau 2-7), mais nous ne connaissons pas les surfaces d'analyses de ces échantillons utilisées par Marty (1995) et Marty et Ozima (1986).

Nous notons à l'inverse que les échantillons PI02-07 et PI03-07, échantillons présentant une grande densité de bulles (Tableau 2-7, annexe 4) ont des caractéristiques de la vésicularité similaires aux estimations d'Aubaud *et al.* (2004) (Figure 2-8 et tableau 2-6), qui ont employé la même méthode que la nôtre pour la détermination de la vésicularité. Cela indique qu'une des causes des variabilités observées sur les autres échantillons peuvent être, outre la méthode utilisée, due au fait que la surface analysée et/ou que le nombre de bulles compté est trop petit pour déterminer une vésicularité représentative dans l'échantillon. Connaître les caractéristiques de la vésicularité (surface analysée, nombre et tailles de bulles) permet d'avoir une idée sur la représentativité de la vésicularité dans l'échantillon : en effet, une vésicularité mesurée sur une seule bulle dans la lame sur une petite surface

sera probablement beaucoup moins représentative que la vésicularité mesurée à partir d'une grande quantité de vésicules, sur une plus grande surface.

Tableau 2-6 : Comparaison des caractéristiques de la vésicularité de PI07-02 et PI07-03 mesurées dans cette étude et par Aubaud et al. *(2004) sur des lames minces différentes – Ves. = vésicularité, Nb/cm^2 = nombre par cm², D_{max} = diamètre maximum.*

	Ves. (%)	Nb/cm^2	D_{max} (µm)
Cette étude			
PI07-02	1,13	507	175
PI07-03	1,11	304	157
Aubaud *et al.* (2004)			
PI07-02	1,20	530	110
PI07-03	1,27	410	150

Pour la suite, pour les raisons évoquées ci-dessous, nous utiliserons des données de la littérature lorsque nous avons une idée sur la précision des mesures (selon les informations disponibles sur la méthode et/ou les statistiques de vésicularité).

2.4. Résultats

2.4.1. Caractéristiques de la vésicularité

Les contenus en bulles des lames des 65 verres étudiés (dont la popping-rock, Sarda et Graham 1990) montrent une variabilité importante. Les caractéristiques d'analyses ainsi que les résultats sont regroupés dans le tableau 2-7.

Le rapport S_a/S_c est supérieur à un pour tous les échantillons sauf 4, signifiant que les surfaces analysées sont assez grandes pour être significatives des caractéristiques de la vésicularité au sein d'un échantillon. Pour les 4 échantillons (R.R.D97 D6, OT03-10, Ride lente DR09, SWF DR05-1-2g), la surface d'analyse S_a est trop petite, néanmoins, la vésicularité en % que l'on a obtenue sur OT03-10 (51,5%) dont le rapport Sa/Sc=0,6, est très proche de la valeur obtenue par Hekinian *et al.* (2000) (Figure 2-8), laissant penser que ces mesures peuvent être considérées significatives.

*Tableau 2-7 : Caractéristiques de la vésicularité mesurées pour chaque échantillon – Nb de photos = nombre de photos constituant la(les) mosaïque(s) d'image d'un échantillon, Zoom = grossissement, Résol. = résolution de(s) mosaïque(s), lim. détec. = limite de détection définie par le diamètre minimum pour la détection d'une bulle, S_a = surface de la lame mince analysée, S_a/S_c est le rapport de la surface analysée (S_a) sur la surface critique (S_c) (cf. 2.3.6), Nb = nombre de vésicules comptées sur la lame mince, Ves. = la vésicularité, $D_{max\ obs.}$ = diamètre maximum observé, $D_{moy\ obs.}$ = diamètre moyen observé, *: vésicules non sphériques, **: vésicules très étirées (dans ce cas, le diamètre des bulles déformées/étirées est le diamètre des sphères équivalentes aux ellipses les caractérisant) - [a]: fragments 1 et 2, d'après Sarda et Graham (1990) (cf. 2.5.1.2) – GlSt°=Glass station.*

Echantillon	Nb de photos	Zoom	Résol. µm/px	Lim. détec. µm	S_a cm²	$\frac{S_a}{S_c}$	Nb	Nb/ cm²	Ves. surf%	$D_{max\ obs.}$ µm	$D_{moy\ obs.}$ µm
Océan Atlantique											
R.R.D97 D6	14	x300	3	12	0,67	0,7	57	86	4,85	541	229
DV15-4*	25	x300	4	16	1,56	2,2	183	117	2,91	362	158
DV19-6	27	x300	4	33	1,89	5,1	720	381	2,70	286	85
GRA N4-1-1	32	x300	4	33	1,85	5,6	962	520	2,65	196	76
OT01-2	9	x300	2	10	0,92	4,2	994	1080	2,75	150	50
OT02-6	9	x300	2	19	0,91	3,5	721	792	2,61	149	60
OT3-10*	21	x300	4	30	0,68	0,6	519	759	51,50	896	264
CH98 DR 11	112	x300	6	46	7,27	4,4	46	6	1,06	1101	379
CH98 DR 12	51	x300	5	42	3,46	4,6	8	2	0,09	441	170
G104#25-3	45	x300	4	33	2,31	3,7	96	42	0,94	483	141
Ride lente DR21	69	x300	5	38	5,46	9,2	123	23	0,43	355	135
Ride lente DR10	52	x300	4	14	3,84	4,5	142	37	2,10	839	193
2πD47-1	68	x300	4	33	4,64	3,8	70	15	1,47	825	280
Ride lente DR09	47	x300	5	53	2,40	0,6	2	1	0,54	1068	886
2πD43[a]					5,13	3,7	557	109	16,50	1320	-
EW9309 25D GlSt°	20	x300	3	26	1,17	2,1	131	112	2,25	451	128
EW9309 2D GlSt°	34	x300	5	38	2,27	1,1	17	7	2,01	1036	456
EW9309 10D-3g	37	x300	5	39	2,07	2,4	44	21	1,21	753	192
EW9309 13D-1g	28	x300	4	33	1,38	3,5	56	41	0,31	212	90
Océan Indien											
CIR											
MD57 D'10-1	33	x300	3	23	1,65	3,5	251	152	1,92	335	107
RTJ											
JC 030 703 D1 (1)	42	x300	4	33	2,58	4,5	90	35	0,69	509	131
SEIR											
PLU DR04 tube 2g	25	x300	4	35	1,61	2,6	4	2	0,14	525	217
PLU DR06-1-2g**	60	x300	6	46	3,88	3,1	178	46	9,89	3185	281
SWIR											
ED RC01	36	x300	5	28	1,62	6,0	128	79	0,34	238	61
ED DR08-type2	47	x300	7	58	2,67	5,6	87	33	0,82	425	108
ED DR12-2	79	x300	7	58	6,40	7,5	20	3	0,26	1099	193
ED DR12-GlSt°	32	x300	5	38	2,16	4,6	16	7	0,10	367	108
ED DR22-1-1	26	x600	2	14	1,01	9,9	70	69	0,04	112	23
ED DR29-1-2	70	x300	3	23	3,40	6,5	204	60	1,41	666	119
ED DR34-1-3	35	x300	4	33	2,61	4,6	95	36	0,97	901	129
ED DR53-2-3	63	x300	3	23	2,92	12,1	535	183	0,78	842	55
ED DR63-type1	35	x300	5	69	2,14	2,5	9	4	0,16	430	194
ED DR65-1-1	83	x300	5	38	5,39	8,4	157	29	0,81	615	146

Echantillon	Nb de photos	Zoom	Résol. µm/px	Lim. détec. µm	S_a cm²	$\frac{S_a}{S_c}$	Nb	Nb/ cm²	Ves. surf%	$D_{max\ obs.}$ µm	$D_{moy\ obs.}$ µm
Océan Indien (suite)											
ED DR66-2-6	66	x300	3	23	3,56	8,1	189	53	0,88	634	100
ED DR68-tube	29	x600	2	16	0,83	5,9	41	49	0,08	221	32
ED DR76-3-1	71	x300	7	36	3,87	14,2	410	106	0,37	198	62
SWF DR29-2-1g	49	x300	5	47	3,53	2,7	90	25	3,12	1189	294
SWF DR28-1-1g	87	x300	6	46	6,64	6,1	210	32	2,48	1131	247
MD34 D4	48	x300	6	46	2,60	2,5	4	2	0,15	606	237
SWF DR17-1-3g	51	x300	3	23	2,88	4,8	231	80	2,05	648	135
SWF DR14-3-1g	41	x300	4	29	2,18	5,5	137	63	0,74	646	90
SWF DR10-2-2a+b	103	x300	6	29	5,85	5,3	114	20	1,50	685	256
SWF DR06-1-1g	28	x300	4	33	1,84	2,0	94	51	2,74	687	211
SWF DR05-1-2g	47	x300	3	26	1,56	0,9	87	56	9,80	1252	391
SWF DR05-GlSt°*	11	x70	9	173	5,48	2,3	323	59	16,85	1371	543
SWF RC01g #1	30	x300	4	25	0,74	1,5	143	193	3,26	516	114
SWF DR01-1-1g	80	x300	3	26	2,93	5,7	129	45	0,86	620	119
Mer Rouge											
1011 (Ogive)	19	x300	3	23	1,22	5,2	9	7	0,03	182	54
Océan Pacifique											
Searise 1 DR04	47	x600	2	16	0,79	6,9	250	316	0,19	65	26
NZ19-03	51	x300	6	40	3,75	20,3	1	0	0,0004	42	42
NZ19-07	32	x300	3	23	1,91	8,6	129	67	0,17	132	50
AHAD11E	19	x300	3	26	0,67	1,2	1	1	0,02	127	127
GN12-08	43	x300	5	-	2,17		0	0	0,00	-	-
GN12-11	65	x300	3	23	3,27	13,9	83	25	0,09	277	55
GN02-04	30	x600	2	12	1,04	9,5	49	47	0,03	45	25
GN02-07	16	x1200	0,7	05	0,06	1,7	106	1767	0,09	17	8
GN02-08	9	x300	2,6	11	0,99	11,3	737	744	0,25	51	20
GN02-02	24	x1200	0,9	04	0,17	5,4	12	72	0,003	13	7
ND20-02	30	x600	2,4	10	1,20	15,3	322	267	0,07	43	18
ND07-04	30	x600	2	16	0,72	5,4	321	448	0,60	485	30
Searise 2 DR07	45	x300	3	12	2,64	15,9	276	105	0,16	202	38
Searise 2 DR03	20	x600	1	04	0,56	9,2	117	208	0,04	38	14
PITO 07-02	23	x300	3,2	26	1,38	6,3	698	506	1,13	175	50
PITO 07-03	24	x300	4,1	33	1,61	5,7	487	303	1,11	157	64
PC CV04	18	x300	3,2	26	0,99	6,0	396	399	0,47	89	37

Les résultats compilés sous forme d'histogrammes (Figure 2-11) montrent différentes distributions. Les surfaces analysées sont très variables d'un échantillon à l'autre allant de 0,06 à 7,27 cm², dépendant de la quantité de verre dont on disposait, et de la répartition visuelle des bulles (pour une lame avec beaucoup de petites bulles, la surface d'analyse requise est plus petite que pour un échantillon avec des plus grosses bulles plus éparses). Les surfaces les plus grandes possibles ont été analysées pour les échantillons contenant très peu de bulles. Les surfaces d'analyses des échantillons du Pacifique sont globalement plus petites que les autres (Figure 2-11A), car leurs bulles sont de plus

petites tailles (Figure 2-11E et F) et plus nombreuses (Figure 2-11C) comparativement à celles des échantillons des deux autres océans.

Le nombre de bulles comptées est compris entre 0 et 994 (la lame mince de GN12-08 est dépourvue de bulles), 45% des lames contiennent moins de 100 bulles (Figure 2-11B). La moyenne logarithmique de la densité de bulles est de 50/cm^2, pour un maximum de 1767/cm² (GN02-07). La vésicularité est comprise entre 0 et 51,5% et suit une loi logarithmique avec une moyenne de 0,56% (Figure 2-11D). La plupart des échantillons ont une vésicularité très faible, avec 58% des échantillons ayant une vésicularité inférieure à 1% et 88% ayant une vésicularité inférieure à 3%. Les diamètres moyens et maximum observés vont respectivement de 7 à 886 µm et 13 à 3185 µm, et sont reliés entre eux par une corrélation positive (Figure 2-13).

Les échantillons de l'océan Pacifique montrent des caractéristiques systématiquement différentes de ceux des océans Atlantique et Indien (vésicularités en moyenne 14 fois plus faibles, des diamètres moyens et maximum de bulles 5 fois plus faibles et des densités de bulles 3 fois plus importantes) (Tableau 2-8). Cependant, toutes ces caractéristiques montrent de grandes variations au sein d'un même océan, comme le montrent les formes des histogrammes, avec des recouvrements des distributions pour les trois océans. Visuellement les formes et les pics des histogrammes des échantillons des dorsales des océans Atlantique et Indien sont similaires, mais différentes de ceux des MORBs du Pacifique (Figure 2-11).

*Tableau 2-8 : Récapitulatif des caractéristiques de la vésicularité par océan, * la moyenne est la moyenne logarithmique.*

moy. min-max	Nb d'ech.	ves.* (%)	densité* nb/cm²	D_{moy} µm
Global	**65**	**0,56** **0-51,5**	**54** **0-1767**	**148** **7-886**
Atlantique	19	1,80 0,09-51,5	53 1-1080	221 50-886
Indien	28	0,84 0,04-16,9	34 2-193	168 23-543
Pacifique	17	0,08 0-1,13	103 0-1767	38 7-127

Notons que les diamètres minimum correspondent pour la plupart des échantillons à la limite de détection (à l'exception de MD34 D4, AHA D11E, Ride lente DR09 dont moins de 5 bulles ont été comptées pour ces 3 échantillons, et R.R. D97 D6) (Figure 2-10). Des bulles plus petites que celles mesurées existent donc probablement dans les échantillons.

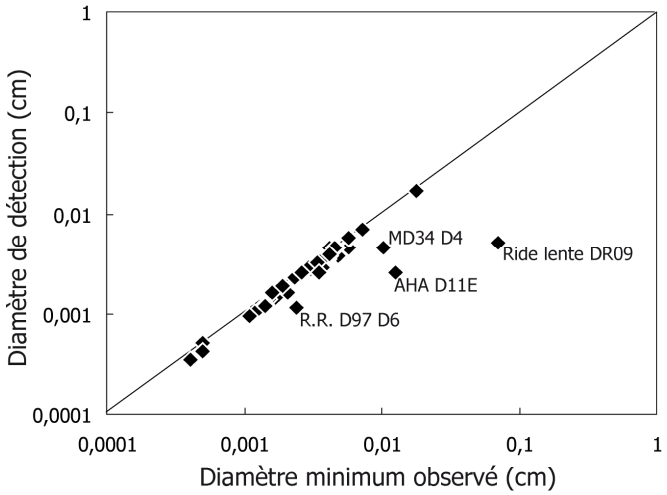


Figure 2-10 : Diamètre de détection des bulles en fonction du diamètre minimum observé.

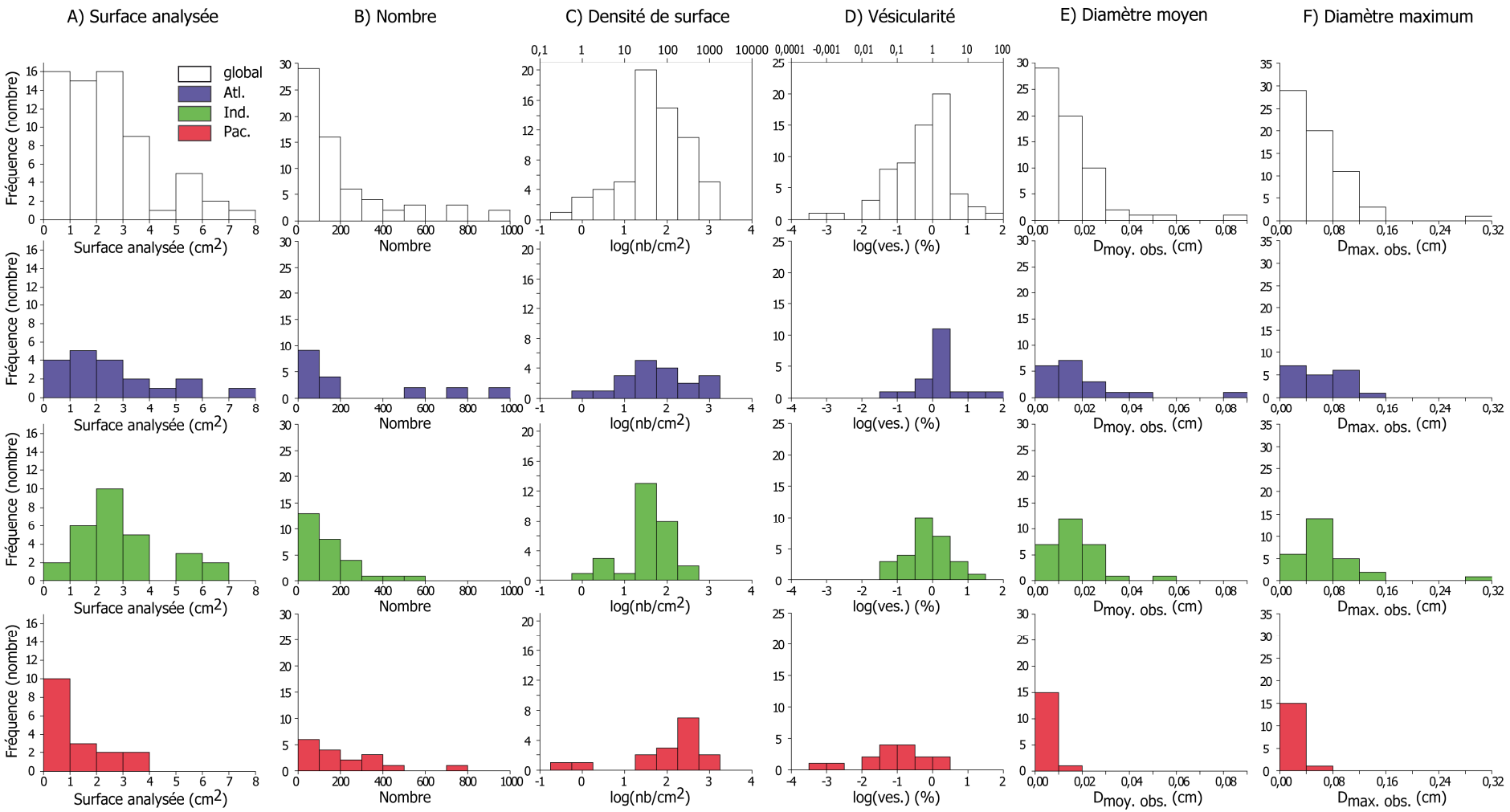


Figure 2-11 : Histogrammes présentant les caractéristiques de la vésicularité des 65 verres de MORBs mesurées en surface et reparties par océan.

2.4.2. Relations entre les paramètres

Tous les paramètres caractérisant la vésicularité sont reliés, comme le montrent la figure 2-12 et la figure 2-13 : la vésicularité augmente logiquement lorsque le diamètre moyen augmente (la vésicularité est fonction de la densité de bulles et de leurs tailles, cf. note de bas de page 2 p. 88 et 2.5.8), et pour un même diamètre moyen, la vésicularité est d'autant plus forte qu'il y a plus de bulles (Figure 2-12). Nous remarquons que les verres provenant des dorsales de l'océan Pacifique ont des vésicularités ainsi que des diamètres moyens mesurés plus faibles que les autres, sauf pour deux échantillons de l'océan Indien et celui de la mer Rouge (Figure 2-12a). Cela se traduit sur la figure 2-12b, qui montre que pour un même diamètre moyen, la vésicularité augmente lorsque la densité de bulles augmente. La figure 2-13 montre clairement une corrélation positive entre les diamètres maximum et moyen observés, avec une dispersion fonction de la densité de bulles.

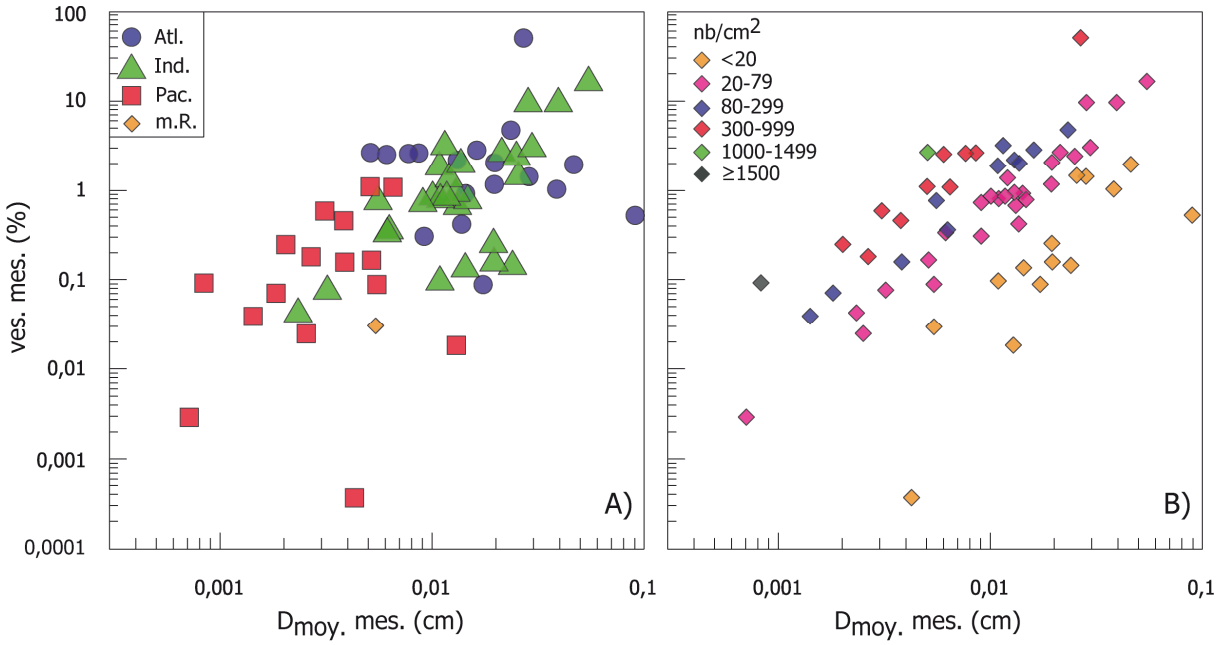


Figure 2-12 : Vésicularité mesurée en surface (ves. mes.) en fonction du diamètre moyen mesuré en surface ($D_{moy.}$ mes.) – Les échantillons sont classés selon : a) l'océan d'origine, b) le nombre de bulles/cm² mesuré en surface.

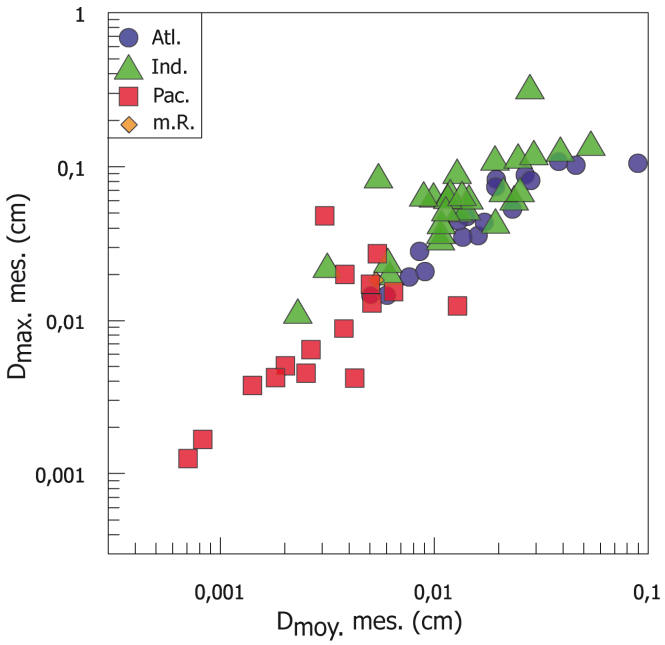


Figure 2-13 : Diamètre maximum mesuré ($D_{max.}$ mes.) en fonction du diamètre moyen mesuré ($D_{moy.}$ mes.).

2.5. Distribution de taille des vésicules (VSD)

2.5.1. Introduction

2.5.1.1. Les différents types de VSD

Les VSD unimodales, polymodales, en loi de puissance et exponentielle ont été observées dans les roches magmatiques. Les distributions contenant un ou plusieurs pics (unimodales et polymodales) ont été reportées par exemple par Sparks et Brazier (1982), Whitham et Sparks (1986). Il est généralement admis que les différents pics proviennent de différents événements séparés dans le temps. Les VSD en loi de puissance proposées par Gaonac'h *et al.* (1996) puis Blower *et al.* (2002) résultent quant à elles d'un mécanisme de coalescence en cascade (distribution fractale) : les bulles les plus petites vont coalescer pour former de bulles plus grandes, ces dernières vont ensuite coalescer entre elles pour en former de plus grandes etc.

Les VSD en loi exponentielle sont expliquées par un modèle basé sur la théorie de Marsh (1988) pour les CSD (distribution de taille des cristaux). Le modèle de Marsh (1988) a été utilisé dans un certain nombre d'études (Sarda et Graham 1990; Mangan *et al.* 1993; Klug et Cashman 1994; Mangan et Cashman 1996; Burnard 1999a). Cette approche suppose un système en état stationnaire (la VSD ne change pas avec le temps).

Une loi de conservation pour la balance entre les bulles/cristaux croissant à l'intérieur et en dehors d'un intervalle de taille, en considérant un taux de croissance constant *G*, produit une distribution exponentielle de la forme (dont l'allure graphique est présentée dans la figure 2-14B) :

$$n = n_0 . e^{(-D/G\tau)} \qquad 2\text{-}2$$

n est la densité de population (par unité de volume et d'intervalle de taille),
n_0 est la densité de population initiale,
D est le diamètre des bulles,
G est le taux de croissance des bulles,
τ est le temps de résidence des bulles dans le magma.

Cette loi exponentielle se traduit par une droite dans un graphe lorsque *n* est converti en logarithme (Figure 2-14C) :

$$Ln(n) = Ln(n_0) - \frac{1}{G\tau} \times D \qquad 2\text{-}3$$

Pour établir cette loi, le nombre de bulles/cristaux par taille et par unité de volume doit être connu en fonction de la taille. Cette distribution est montrée dans la figure 2-14. La densité de population *n* doit être normalisée à l'intervalle de taille (pente de la courbe sur la figure 2-14A) pour ne pas être dépendante de ce paramètre et représente donc le nombre de cristaux par intervalle de taille par unité de volume.

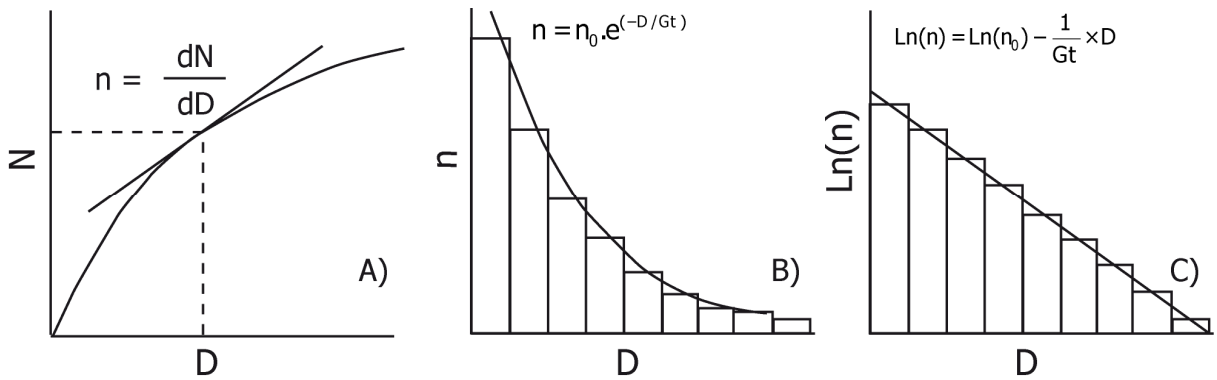


Figure 2-14 : Graphes théoriques montrant : A) la distribution cumulée du nombre de bulles/cristaux (N) en fonction de la taille des cristaux (D), B) la densité de population (n) en fonction de la taille des bulles/cristaux (D), la densité de population n est définie par la pente dN/dD (d'après Marsh 1988), C) le logarithme népérien de la densité de population (Ln(n)) en fonction de la taille des bulles/cristaux (D).

Cependant, le modèle de Marsh présente des limites, en particulier le fait que le processus de croissance soit en état stationnaire et que les taux de nucléation et de croissance soient constants. De plus, des variantes à cette loi existent (Figure 2-15) : les cassures brutales dans les droites de VSD causant un excès de grosses bulles par rapport aux petites bulles peuvent refléter différentes populations de bulles ou bien des phénomènes de coalescence. Une autre variante est le déficit de petites bulles, en-dessous d'une taille critique, dû à un arrêt de la nucléation et à leur décroissance, aucune nouvelle bulle n'est formée ce qui est compensé par une croissance des plus grosses bulles aux dépens des plus petites. C'est le phénomène d' « Ostwald ripening » (Figure 2-13).

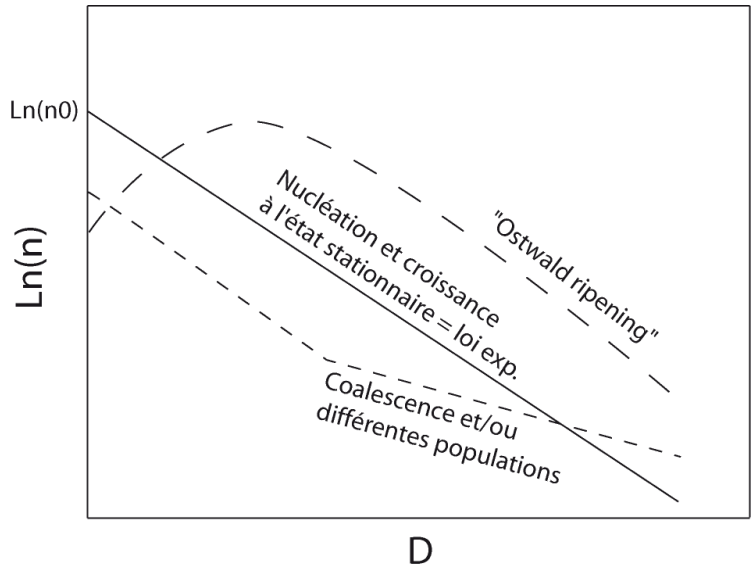


Figure 2-15 : Variantes à la VSD en loi exponentielle.

2.5.1.2. La seule étude de VSD dans un MORB : la popping-rock 2πD43 (Sarda et Graham 1990)

Comme nous l'avons déjà énoncé dans le chapitre précédent (cf. 1.4.5.4 p. 68), la popping-rock est le MORB ayant la plus forte vésicularité connue (*i.e.* 17%, contre ~1% pour les MORBs en général). Pour cette raison, de nombreuses études ont été effectuées sur cet échantillon. Sarda et Graham (1990) ont étudié la VSD dans cet échantillon. Ils ont déterminé la VSD dans 4 fragments de popping-rock (2πD43) (Figure 2-16). Le logarithme de la densité de population de bulles montre la même corrélation linéaire avec la diminution de la taille des bulles pour deux fragments (1 et 2, figure 2-16), ce qui indique que ces deux fragments suivent la même loi exponentielle. En revanche, même si les tailles de bulles sont globalement similaires, les fragments 3 et 4 ont des VSD différentes. La VSD du fragment 3 a été interprétée comme le résultat de deux générations de bulles : les bulles les plus grandes ont été formées à un stade plus précoce que les plus petites. Le déficit de petites bulles par

rapport aux grandes bulles dans le fragment 4 serait dû au phénomène d'« Ostwald ripening » observé dans les cristaux (Marsh 1988), défini précédemment.

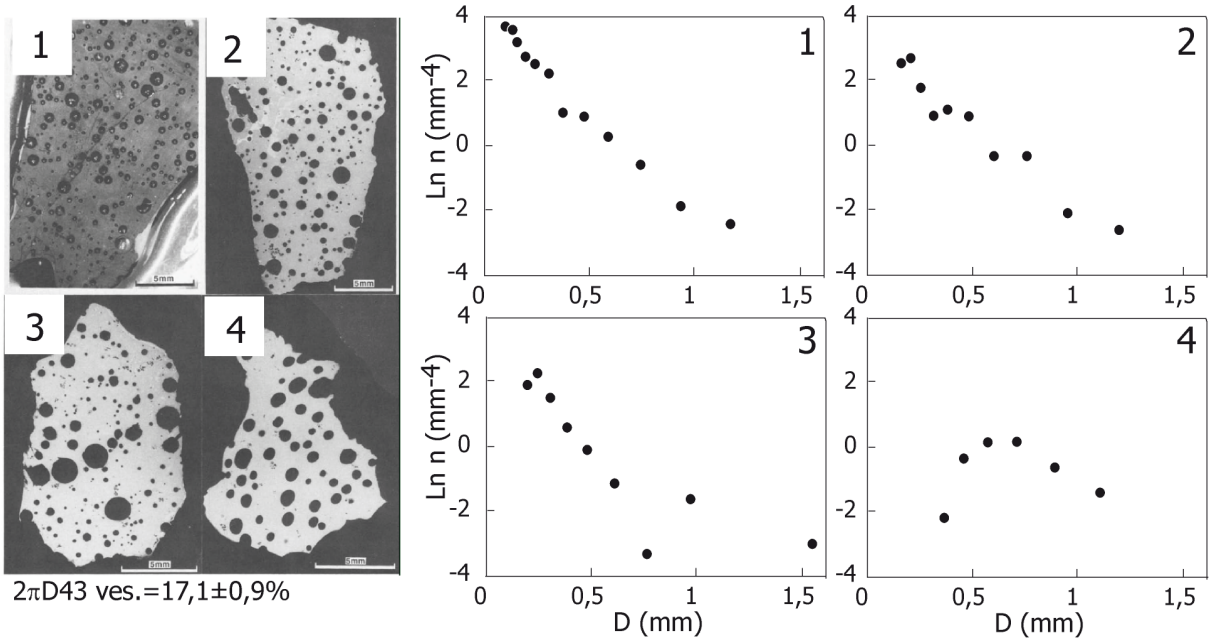


Figure 2-16 : Les différents types de VSD observées pour différents échantillons de popping-rock (modifié d'après Sarda et Graham 1990).

2.5.2. Méthode stéréologique utilisée

La vésicularité mesurée en surface de la lame mince est influencée par l'effet de coupe. En effet, les diamètres des bulles que l'on observe sur la lame sont des diamètres apparents, c'est-à-dire que les bulles considérées sphériques sont rarement coupées selon leur diamètre maximum. Cashman et Marsh (1988) ont montré que le diamètre moyen mesuré est de 0,85 fois le diamètre réel, dans le cas de distributions monodispersées (bulles de même taille). Par conséquent pour corriger de ce biais, il faut multiplier la distribution entière par 1,18 (Mangan *et al.* 1993). Cependant ce cas ne peut pas s'appliquer à nos échantillons, présentant des tailles de bulles différentes (distributions polydispersées). En effet, dans ce cas, non seulement il faut prendre en compte le fait que le diamètre apparent des bulles coupées est inférieur au diamètre réel, mais il faut aussi prendre en compte qu'il y a une probabilité plus grande de couper les grandes bulles plutôt des plus petites. La stéréologie a donc pour but de résoudre deux problèmes :

- déterminer le nombre de bulles/cristaux par unité de volume (3D) à partir de mesures faites en surface (2D).

- déterminer la vraie taille de bulles/cristaux à partir de leur distribution de taille en surface.

Selon le type de VSD, la méthode de correction de 2D à 3D n'est pas la même. Il existe différentes méthodes pour remonter aux caractéristiques 3D. Dans notre étude, nous avons choisi d'utiliser la

méthode de Saltykov (1967), cette même méthode ayant été appliquée pour la seule étude de VSD déterminée dans un MORB (*i.e.* sur la popping-rock, Sarda et Graham 1990, cf. 2.5.1.2).

La première étape consiste à déterminer les intervalles définissant les différentes classes de bulles. Celles-ci sont classées en douze intervalles définies à partir du diamètre le plus grand trouvé dans la lame (Underwood 1970, Sarda et Graham 1990) de la manière suivante :

$$Int_i = D_{\max_i}.(1-10^{-0,1}) \qquad \text{avec } D_{\max_{i+1}} = D_{\max i} + Int_i \qquad \text{2-4}$$

Int_i *est la valeur de l'intervalle i en unité de longueur,*

$D_{\max_i}$ *est le diamètre maximum de l'intervalle i.*

Pour chaque intervalle, un nombre de bulles par unité de surface est calculé. Pour convertir les données par unité de volume (*Nv*), une correction est appliquée pour s'affranchir des effets de coupe. Considérant des bulles sphériques (c'est le cas pour la plupart des échantillons, sauf pour certains dont les bulles sont étirées et/ou déformées, tableau 2-7), pour une classe d'intervalle *j*, le nombre par unité de volume (*Nv*) est déterminé à partir du nombre par unité de surface (*Na*) suivant la formule :

$$(N_v)_j = (\frac{1}{D_j}).\begin{bmatrix} 1,6461.(N_a)_j - 0,4561.(N_a)_{j-1} - 0,1162.(N_a)_{j-2} - 0,0415.(N_a)_{j-3} \\ - 0,0173.(N_a)_{j-4} - 0,0079.(N_a)_{j-5} - 0,0038.(N_a)_{j-6} - 0,0018.(N_a)_{j-7} \\ - 0,0010.(N_a)_{j-8} - 0,0003.(N_a)_{j-9} - 0,0002.(N_a)_{j-10} - 0,0002.(N_a)_{j-11} \end{bmatrix} \qquad \text{2-5}$$

Avec *Dj* le diamètre maximum dans la classe *j* allant de 1 à 12, *j*=1 pour la bulle la plus grande.
Cette formule considère que seule la classe de bulles les plus grandes contribue à l'intervalle le plus grand, la seconde classe de bulles les plus grandes est constituée des secondes tailles de bulles les plus grandes ainsi que des sections de coupe des bulles les plus grandes etc.

Finalement, pour une taille d'intervalle donné, la densité de population *n* est obtenue en divisant le nombre par unité de volume par la taille de l'intervalle. Les résultats sont ensuite reportés dans des graphes *ln(n)* en fonction du diamètre des bulles. Un exemple des étapes pour aboutir à la VSD est présenté dans le tableau 2-9 (les tableaux de VSD de tous les échantillons sont présentés dans l'annexe 3).

Tableau 2-9 : Etapes pour la détermination de la VSD dans l'échantillon JC 030703 D1(1) – Nb est le nombre de bulles, int. est l'intervalle, D_{moy} est le diamètre moyen, N_a est le nombre par unité de surface, N_v est le nombre par unité de volume, ln(N_v/int.) (⇔ln(n) est la densité de population).

Nombre d'intervalles	Nb	Int. (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0,0105	0,0457	1	25	2,39E+03	7,78
2	1	0,0083	0,0363	0	7	8,44E+02	6,74
3	4	0,0066	0,0288	2	71	1,07E+04	9,28
4	7	0,0053	0,0229	3	144	2,74E+04	10,22
5	14	0,0042	0,0182	5	369	8,84E+04	11,39
6	10	0,0033	0,0145	4	218	6,57E+04	11,09
7	12	0,0026	0,0115	5	399	1,52E+05	11,93
8	6	0,0021	0,0091	2	95	4,55E+04	10,73
9	8	0,0017	0,0072	3	398	2,40E+05	12,39
10	7	0,0013	0,0058	3	384	2,91E+05	12,58
11	11	0,0010	0,0046	4	1016	9,70E+05	13,79
12	8	0,0008	0,0036	3	644	7,74E+05	13,56

2.5.3. Type de VSD des MORBs étudiés

Nous avons vu précédemment (cf. 2.5.1) que les VSD pouvaient suivre différentes lois (unimodale ou polymodale, exponentielle et de puissance). Par conséquent, nous nous sommes intéressés au type de distribution caractérisant le mieux nos échantillons. La loi de puissance se traduit par une droite lorsque la distribution cumulative du nombre de bulles est représentée en fonction de leur taille, en échelle logarithmique (Blower *et al.* 2002), ce qui équivaut à une distribution fractale. Les résultats sont reportés dans la figure 2-17. Les coefficients de corrélation sont supérieurs avec une régression de type exponentiel. Cela indique que les dispositions des points suivent une loi exponentielle plutôt qu'une loi en puissance, ce qui est en accord avec d'autres études (Sarda et Graham 1990, Mangan *et al.* 1993, Mangan et Cashman 1996, Burnard 1999b, Klug et Cashman 1994), et celles des distributions de cristaux (*e.g.* Cashman et Marsh 1988; Marsh 1988, 1998, 2007, Higgins 2000, Higgins et Roberge 2007). Par la suite, nous allons donc considérer que les VSD de nos échantillons suivent une loi de type exponentielle, équivalente à celle définie sur les cristaux (Marsh 1988).

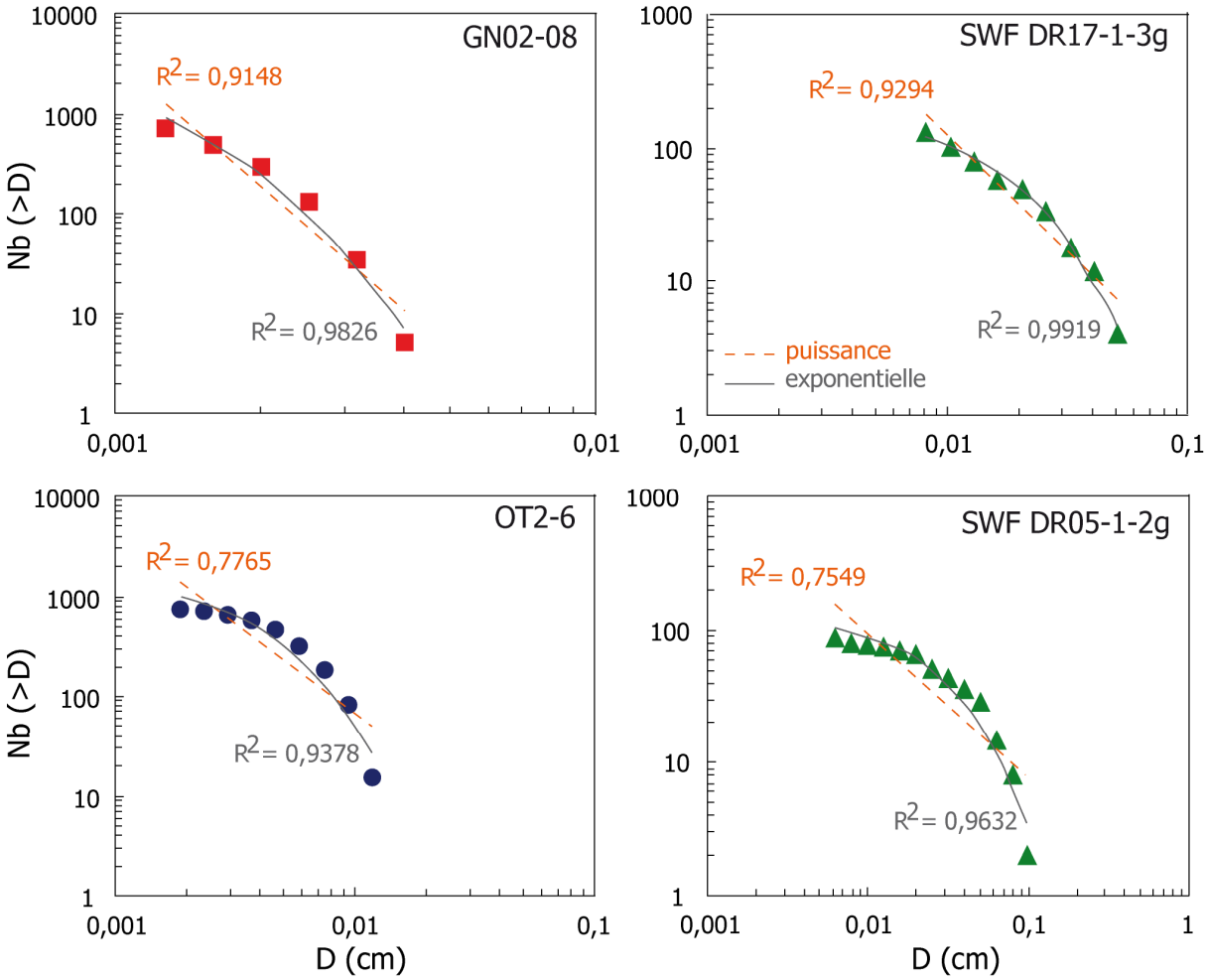


Figure 2-17 : Distributions cumulées des diamètres des bulles mesurées dans quatre échantillons, Nb (>D) est le nombre de bulles ayant un diamètre supérieur à un diamètre D : les droites en pointillés sont des courbes de régression en loi de puissance, les courbes en trait plein sont des courbes de régression en loi exponentielle. Les coefficients de régression sont plus faibles pour une distribution fractale (en puissance), et très bons (r^2>0,93) pour les lois exponentielles, donc une distribution fractale ne rend pas compte des observations des VSD des MORBs étudiés

2.5.4. Limites de la méthode

2.5.4.1. Méthode de correction de Na à Nv

Remonter à une distribution en volume à partir d'une distribution en surface est un problème classique en stéréologie, puisque les méthodes de correction pour passer des caractéristiques en surface aux caractéristiques en volume reposent sur des modèles théoriques. Afin d'estimer les différences des VSD obtenues en fonction de la méthode de correction, nous avons donc comparé des VSD déterminées à la fois avec la méthode de Saltykov (1967) et avec la méthode $Nv=Na^{1,5}$ (Wager 1961, Kirkpatrick *et al.* 1976). Ces tests ont été effectués sur trois échantillons présentant des distributions de bulles différentes. Les résultats montrent des allures de VSD similaires (Figure 2-18), cependant avec un décalage systématique des *ln(n)* pour un intervalle donné. La méthode de Saltykov surestime

les valeurs de *ln(n)* comparativement à celle de Wager, alors que les pentes sont sensiblement les mêmes. Cette différence entre les deux méthodes a aussi été observée dans les CSD (Higgins 2000).

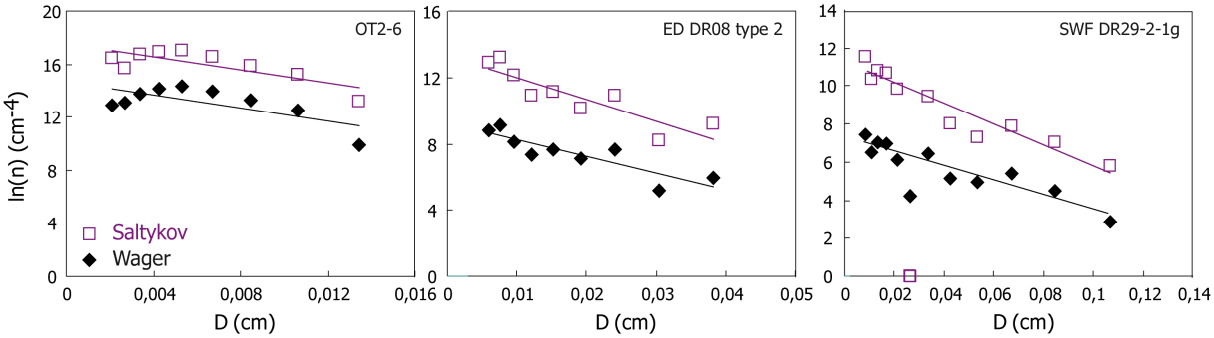


Figure 2-18 : Comparaison des VSD déterminées par deux méthodes de correction différentes pour trois échantillons, les droites de corrélation linéaires pour SWF DR29-2-1g pour les 2 méthodes n'ont pas pris en compte la classe étant à 0 avec la méthode de Saltykov.

Une limite à la méthode de Saltykov (1967) est que les erreurs sont accumulées du fait de la procédure partant des grosses bulles vers les petites bulles.

2.5.4.2. Largeur des intervalles

Normalement, pour une même distribution en surface, les VSD doivent être plus ou moins identiques, quelque soit l'intervalle considéré, étant donné que les densités de population résultent d'une normalisation du *Nv* par rapport à la largeur de l'intervalle. Néanmoins, plus une VSD compte de classes, moins il y a de bulles par classe, ce qui peut amener du « bruit » dans les VSD. Pour la méthode que nous avons utilisée (la méthode de Saltykov), ce problème a été évité puisque les intervalles sont définis de manière systématique, à partir d'une formule basée sur le diamètre maximum observé (Equation 2-5). Cependant, nous avons voulu voir comment différentes largeurs d'intervalles peuvent influencer la droite de VSD d'un échantillon. Pour cela, nous avons déterminé la VSD sur 3 échantillons (Figure 2-18), avec la méthode de correction de Wager dont on a parlé précédemment (la méthode de Saltykov s'applique sur 12 intervalles) et pour chacun d'entre eux, nous avons fixé 3 différentes largeurs d'intervalle. Les différentes VSD obtenues sont regroupées dans la figure 2-19A. Elles montrent des distributions similaires quelle que soit la largeur de l'intervalle ce qui est encore plus évident dans la figure 2-19B, avec toutefois une plus grande dispersion lorsque les intervalles sont petits. Notons que les VSD se superposent le mieux pour l'échantillon OT2-6, dont 721 bulles ont été comptées dans la lame, et la dispersion devient de plus en plus importante pour ED DR08 type 2 et SWF DR29-2-1g contenant respectivement 87 et 90 vésicules dans leur lame mince. Ces deux derniers échantillons montrent toutefois une bonne reproductibilité de leur droite de VSD. La largeur des intervalles de classes choisie n'a pas pour effet de modifier l'allure globale d'une VSD, si ce n'est d'augmenter la dispersion de la VSD lorsque trop peu de bulles constituent une classe.

L'erreur sur la pente *a* est de 22% et 16%, et sur l'intercept $ln(n_0)$ de 9% et 10% respectivement pour ED DR08 type 2 et SWF DR29-2-1g.

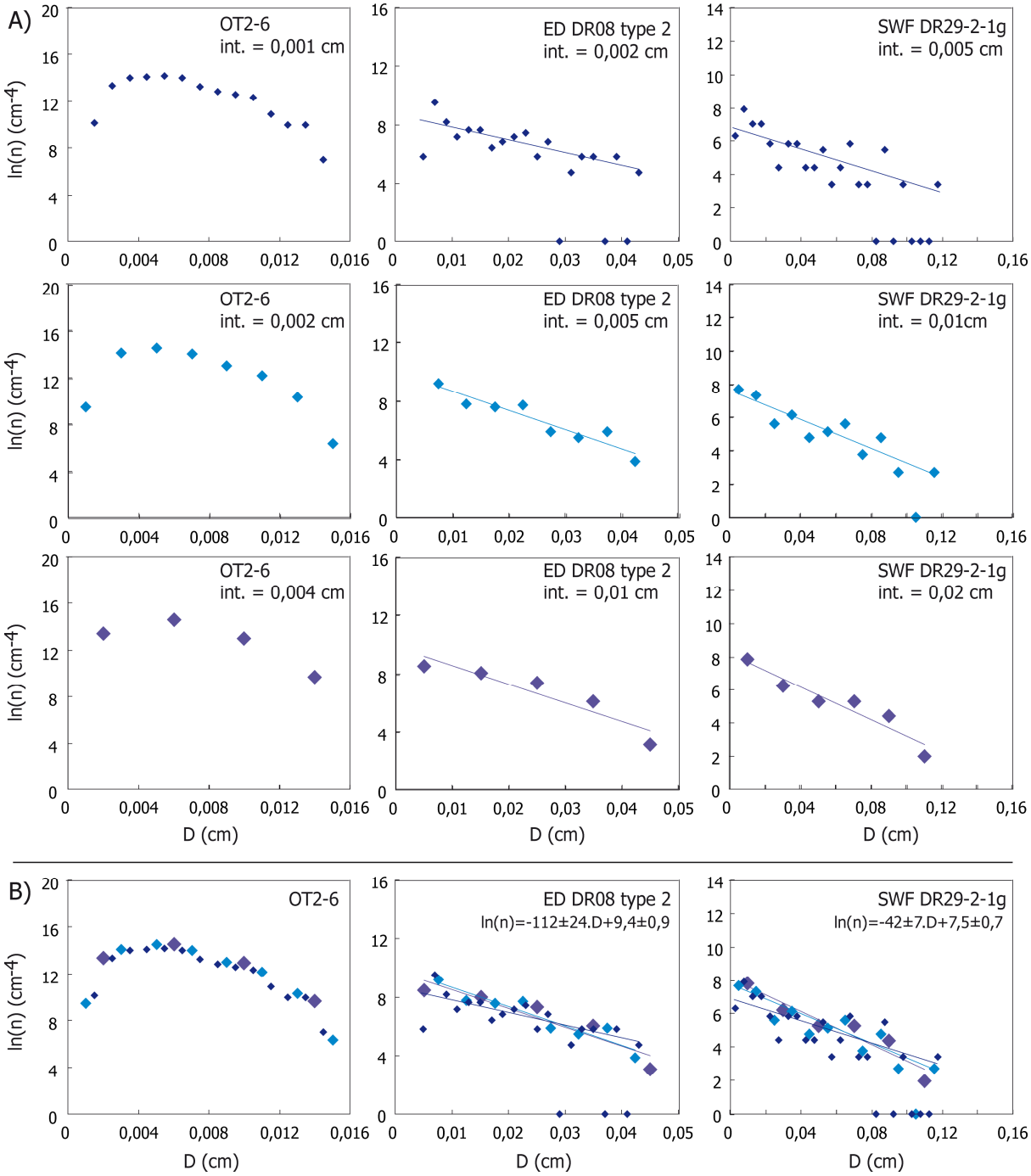


Figure 2-19 : A) VSD obtenues avec différentes largeurs d'intervalle pour les trois échantillons OT2-6, ED DR08 type 2 et SWF DR29-2-1g, avec la méthode de Wager (1961), int. : largeur d'un intervalle, les classes à ln(n)=0 n'ont pas été prises en compte pour la détermination des droites de régression, B) Superposition des figures situées au-dessus.

2.5.5. VSD en graphes

Comme nous l'avons vu précédemment, les VSD se représentent dans des diagrammes du type *ln(n)* en fonction du diamètre moyen *D* de chaque classe. Ces graphes montrent que les VSD des 64 MORBs étudiés se classent en 4 groupes, suivant différents critères combinés : la valeur du coefficient de corrélation de la droite reliant tous les points (même les classes à *ln(n)*=0), et la forme globale de la distribution des points. Les droites de corrélation ne prennent pas en compte les classes à *ln(n)*=0, cependant, afin de classer les VSD, le coefficient de corrélation a été déterminé en prenant en compte tous les points, même les classes à *ln(n)*=0.

- Type I :

Pour 27% des échantillons, les densités de population de chaque classe s'alignent en fonction du diamètre (Figure 2-20) selon un coefficient de corrélation $r^2 \geq 0{,}90$. La densité de population *ln(n)* diminue linéairement en fonction du diamètre. Ce sont des distributions similaires à celles des échantillons 1 et 2 de la popping-rock étudiés par Sarda et Graham (1990) (cf. 2.5.1.2). Dans ces échantillons, une seule population de vésicules est présente. Notons cependant une distribution plus discutable pour les échantillons ED DR53-2-3 et GN12-11 présentant des VSD visuellement différentes, avec des cassures au niveau de la troisième classe la plus grande.
Ces échantillons ont plus de 100 bulles comptées sauf deux (GN12-11 et G104#25-3), avec une moyenne de 300(±200).

- Type II :

Les coefficients de corrélation sont inférieurs à 0,90 bien que toutes les classes soient présentes (Figure 2-21). Ce type concerne 20% des échantillons. Différentes hypothèses peuvent expliquer ce type de VSD :

- les r^2 plus faibles que dans le type I peuvent être la conséquence de VSD non linéaires : deux droites différentes sont observées avec une pente plus forte pour les classes les plus petites et une pente plus faible pour les classes les plus grandes (Figure 2-21), suggérant deux populations (ED DR65-1-1, ED DR66-2-6, RL DR10, ED RC01, SWF DR17-1-3g). Ces mêmes types de distribution sont similaires à celle de l'échantillon 3 de la popping-rock (Sarda et Graham 1990).
- L'autre raison d'un r^2 faible peut provenir du « bruit » dans la distribution. Certains échantillons ont un petit nombre de bulles comptées (moins de 100). Dans ce cas, il est difficile de discriminer le type de VSD affectant l'échantillon (JC 030 703 D1(1), ED

DR08 type 2 ; SWF DR06-1-1g, GN02-04). Les autres (MD57 D'10-1, Searise 2 DR03, Ride lente DR21) contiennent plus de 100 bulles, visuellement nous n'identifions pas deux populations de vésicules, et nous considérons que ces VSD sont linéaires.

- L'échantillon PLU DR06-1-2g est particulier puisque que ses vésicules sont très étirées (rapport d'élongation jusqu'à 14, voir photo en annexe 4). La méthode de correction utilisée pour convertir les caractéristiques de la vésicularité de surface en volume n'est peut-être pas adéquate pour cet échantillon dont les bulles ne sont pas sphériques. Par conséquent, nous ne déterminerons pas de droite de VSD sur cet échantillon. Sa VSD pourrait être constituée de deux populations (petites bulles sphériques, et grosses bulles étirées), ou bien d'une seule population de bulles s'étant étirées progressivement (les plus petites seraient les dernières formées, et n'auraient pas eu le temps de se déformer, alors que les plus grandes, les plus anciennes sont les plus déformées).

- Type III (concaves) :

Ce type se caractérise par des VSD linéaires pour les plus grandes classes et courbées vers le bas pour les classes les plus petites (Figure 2-22) : au-dessous d'un diamètre critique, les bulles ne peuvent pas croître et se résorbent, alors qu'au-dessus de ce diamètre les bulles croissent, c'est le phénomène d'« Ostwald ripening » (Marsh 1988, Cashman et Ferry 1988). Ce type de distribution concerne 13% des échantillons ainsi que l'échantillon 4 de la popping-rock (Sarda et Graham 1990, cf. 2.5.1.2).
Un caractère commun à tous les échantillons présentant une VSD de type III est leur grand contenu en bulles, avec plus de 303/cm², et présentent des $ln(n_0)$ parmi les plus élevés (entre 17,2 et 21,5, sauf pour OT3-10 avec un $ln(n_0)$ de 14,8), en représentant 50% des échantillons ayant un $ln(n_0)\geq 17{,}2$.
La VSD d'OT3-10 montre une distribution plus désordonnée pouvant s'expliquer par le fait que les bulles de cet échantillon sont légèrement déformées (11% ont un rapport d'élongation supérieur à 1,5, voir photo en annexe 4).

- Type IV :

Ce type est caractérisé par des classes manquantes dans la VSD (*i.e.* des $ln(n)=0$ pour certaines classes, figure 2-23). Ce type n'a pas été décrit par Sarda et Graham (1990). Toutes les lames ont moins de 100 bulles comptées sauf une (DV15-4). Deux cas se distinguent :

- Pour 20% des échantillons, seulement certaines classes sont manquantes (Figure 2-23A), permettant tout de même d'établir une droite de VSD (en ne comptant pas les points à $ln(n)=0$).

- Cette classe contient aussi les lames où un maximum de 20 bulles a été mesuré (20% des échantillons, et un maximum de 7 bulles/cm²). Les points dans les graphes sont toujours situés au-dessous des courbes en pointillés qui indiquent des VSD avec 4 bulles/classes (Figure 2-23B). Pour ce type, aucune droite de VSD n'a été tracée, compte tenu des densités de populations trop faibles, voire nulles, pour chaque classe.

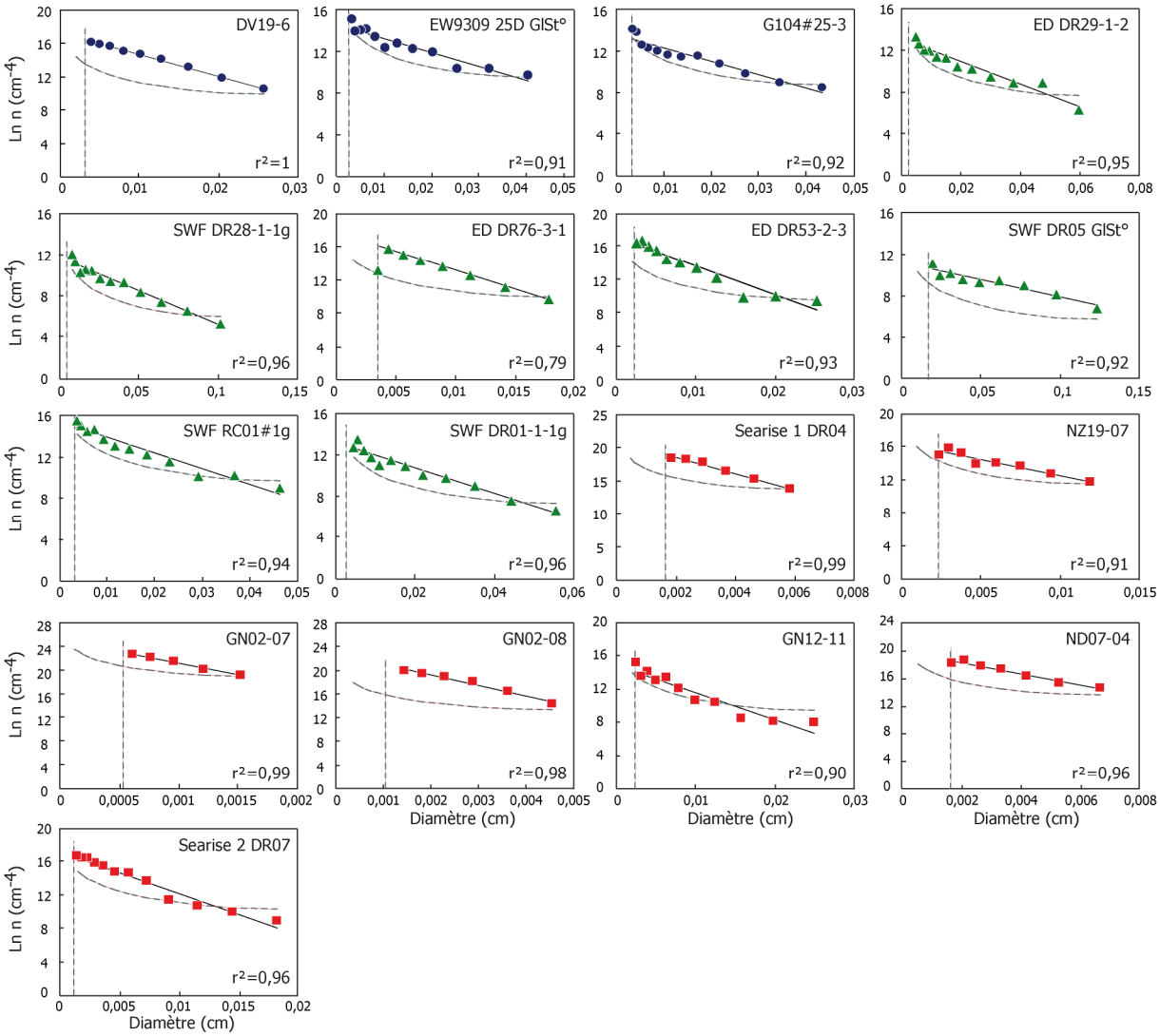


Figure 2-20 : Diagrammes ln(n) en fonction du diamètre moyen de chaque classe montrant des VSD linéaires (de type I) - les verres de MORBs des dorsales de l'océan Atlantique sont les ronds bleus, de l'océan Indien sont les triangles verts, de l'océan Pacifique sont les carrés rouges. La droite verticale en pointillés représente la limite de détection, et la courbe en pointillés indique à titre indicatif un nombre de 4 bulles par intervalle – les échantillons ND07-04 et ED DR53-2-3 contiennent une bulle très grande par rapport à toutes les autres, qui n'ont pas été comptées pour l'étude de la VSD, voir les photos des lames minces de chaque échantillon en annexe 4.

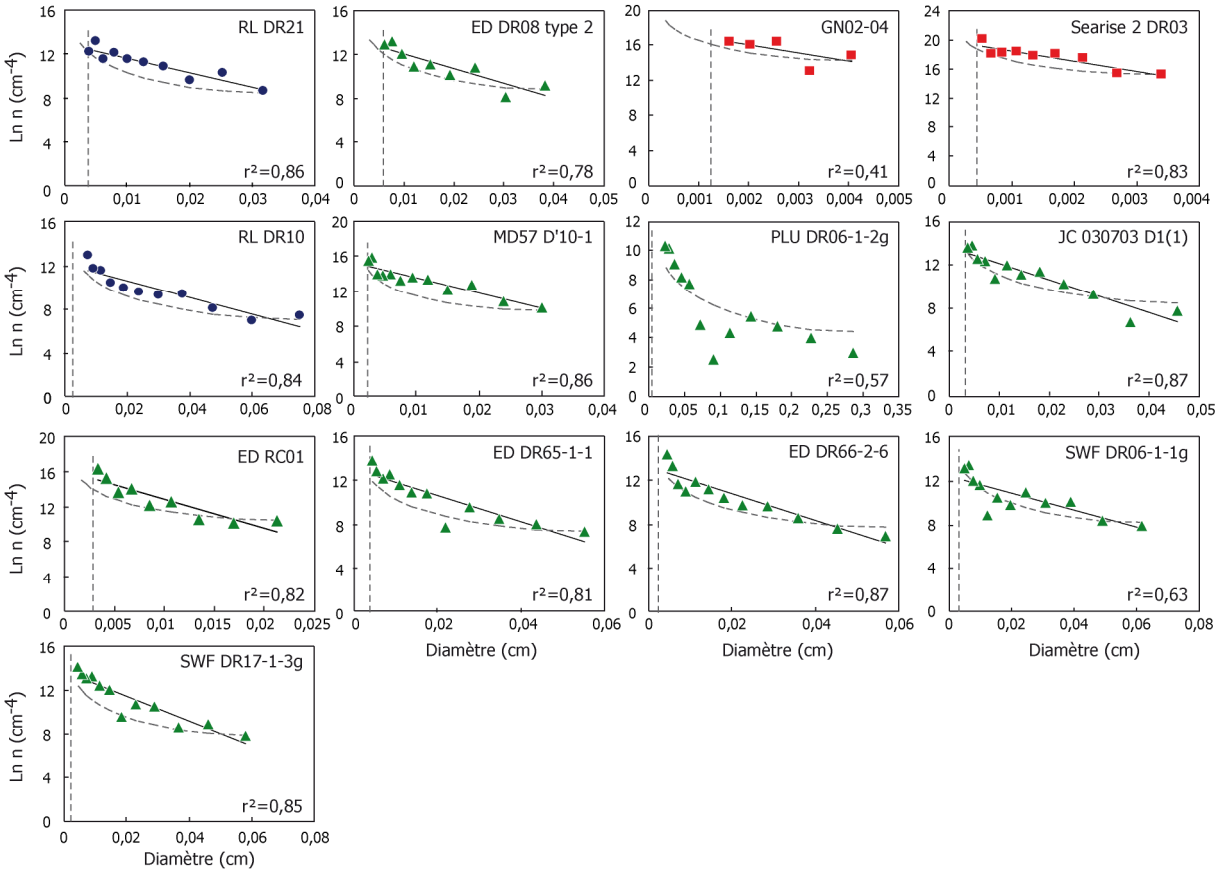


Figure 2-21 : Diagrammes ln(n) en fonction du diamètre moyen de chaque classe montrant des VSD de type II – les verres de MORBs des dorsales de l'océan Atlantique sont les ronds bleus, de l'océan Indien sont les triangles verts, de l'océan Pacifique sont les carrés rouges. La droite verticale en pointillés représente la limite de détection, et la courbe en pointillés indique à titre indicatif un nombre de 4 bulles par intervalle.

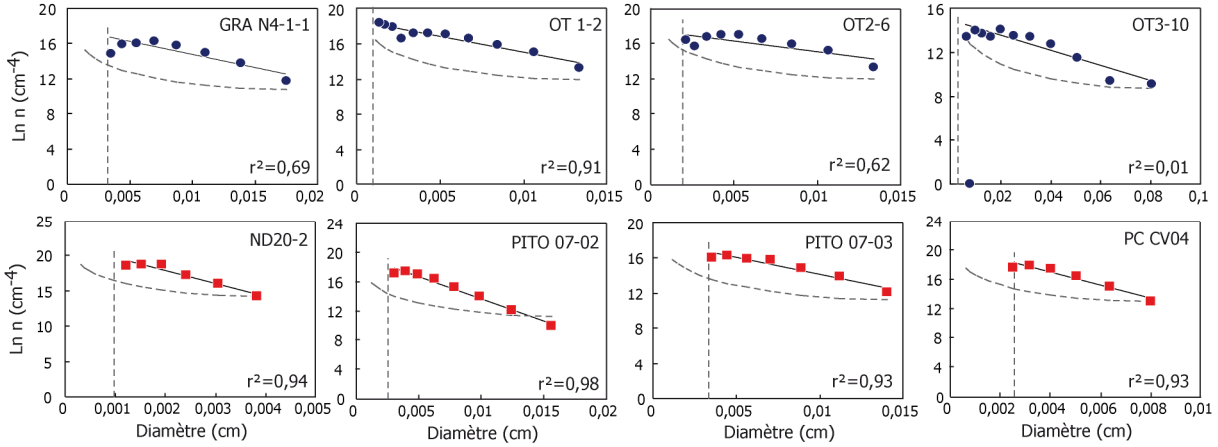


Figure 2-22 : Diagrammes ln(n) en fonction du diamètre moyen de chaque classe montrant des VSD concaves (de type III) – les verres de MORBs des dorsales de l'océan Atlantique sont les ronds bleus, de l'océan Indien sont les triangles verts, de l'océan Pacifique sont les carrés rouges. La droite verticale en pointillés représente la limite de détection, et la courbe en pointillés indique à titre indicatif un nombre de 4 bulles par intervalle.

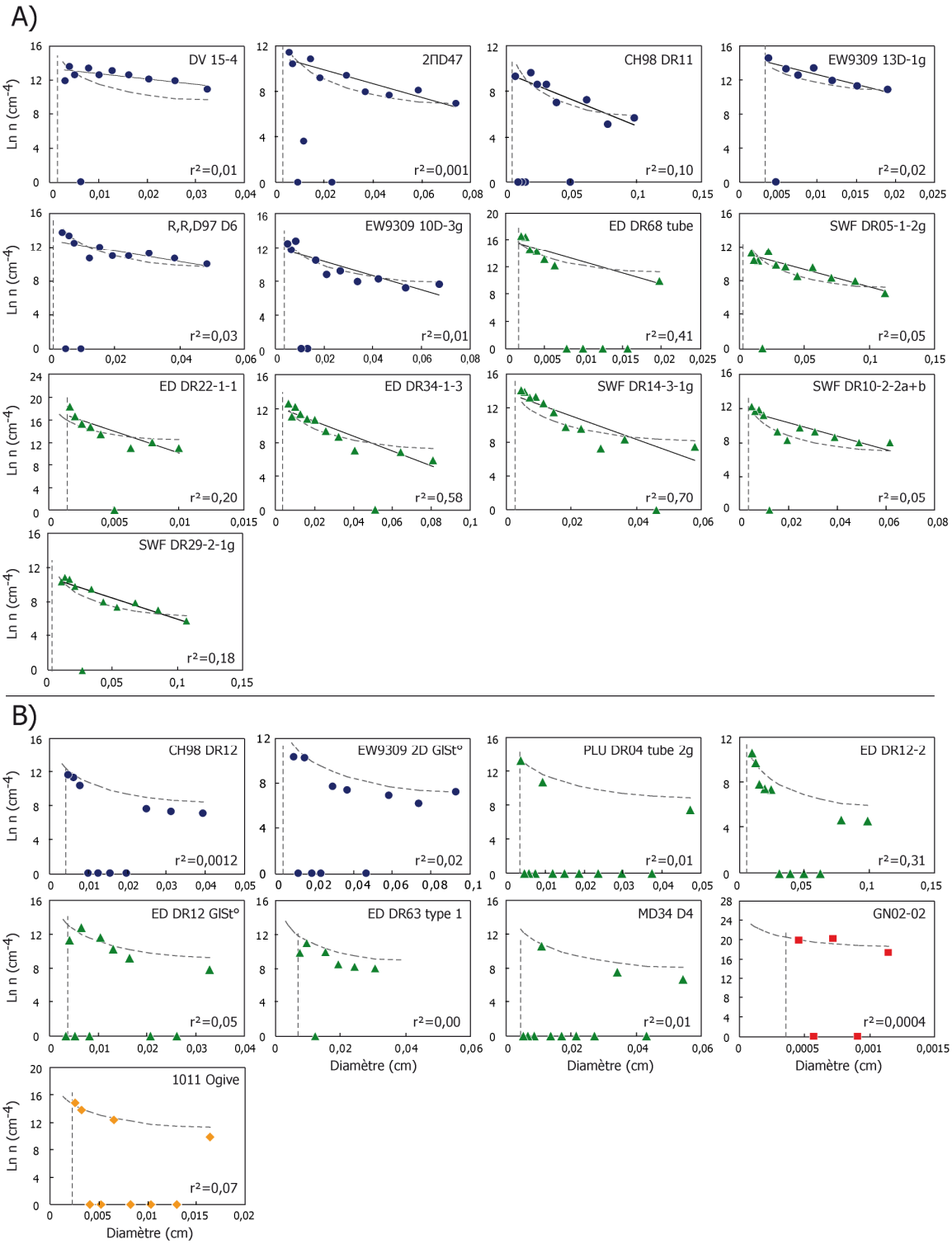


Figure 2-23 : Diagrammes ln(n) en fonction du diamètre moyen de chaque classe montrant les VSD où il manque des classes (type IVA) A) VSD dans lesquelles il manque des classes mais qui sont situées au-dessus de la courbe en pointillés, les droites de VSD ont été définies en négligeant les classes à 0, mais le coefficient de corrélation r² indiqué prend en compte tous les points, B) VSD des échantillons contenant un maximum de 20 bulles, situées au-dessous de la courbe en pointillés (VSD de type IVB, qui comprend aussi les échantillons RL DR09, AHA D11E, GN12-08, NZ19-03, non représentés sur la figure, ne contenant que 2 bulles au maximum) – les verres de MORBs des dorsales de l'océan Atlantique sont les ronds bleus, de l'océan Indien sont les triangles verts, de l'océan Pacifique sont les carrés rouges, l'échantillon de la mer Rouge est représenté par les losanges oranges. La droite verticale en pointillés représente la limite de détection, et la courbe en pointillés indique à titre indicatif un nombre de 4 bulles par intervalle.

Il convient de noter que pour certains échantillons, douze intervalles n'étaient pas suffisants pour englober la gamme de variation de tailles des bulles (les bulles les plus petites n'étant donc pas comptées pour les VSD, alors que pour d'autres un nombre moindre était suffisant, annexe 3), donnant une indication sur la variation relative des gammes de tailles de bulles présentes dans les lames.

Un des problèmes majeurs de l'étude de la VSD dans les MORBs est leur faible teneur en bulles (près de la moitié ont moins de 100 bulles comptées). Le coefficient de corrélation reliant des points dans les graphes de VSD est le meilleur moyen systématique de trier les différents types de VSD. Néanmoins, comme nous l'avons vu précédemment (2.5.5), le coefficient de corrélation n'est pas toujours suffisant à la discrimination d'une VSD. Ce paramètre seul ne permet pas toujours de faire la distinction entre les VSD linéaires et des VSD présentant des cassures. Une des raisons est le bruit que l'on observe dans la répartition des points des graphes. Sarda et Graham (1990) ont mesuré la VSD dans la popping-rock, échantillon très vésiculé (~17%). De ce fait les VSD obtenues ne sont pas « bruitées » grâce au grand nombre de bulles compté dans la lame (557 pour les lames 1 et 2, figure 2-16). En revanche, la plupart des MORBs dont la vésicularité est beaucoup plus faible, contiennent moins de bulles pour la même surface analysée. Dans cette étude, seulement 5 échantillons sur les 64 ont plus de 557 bulles comptées et près de 50% ont moins de 100 bulles comptées. Les VSD présentant le plus de dispersion (estimée par le coefficient de corrélation de la droite de régression reliant les points) correspondent généralement aux échantillons dont les lames contiennent le moins de bulles : sur les 15 échantillons ayant un r^2 inférieur à 0,6, 13 ont moins de 100 bulles, et 92% des droites de VSD ayant un $r^2>0,90$ ont des surfaces analysées avec plus de 100 bulles (Figure 2-24). Pour cette raison, les VSD sont plus délicates à interpréter, compte tenu de la quantité de bulles semblant insuffisante pour certains échantillons. Il est donc possible que la dispersion et les classes manquantes ($ln(n_0)$=0) dans les VSD puissent être uniquement dues à un artefact statistique et qu'elles ne reflètent pas la réelle distribution des bulles dans la lame. De même, le fait qu'un petit nombre de bulles ait été compté sur certaines lames minces conduit à une valeur de $ln(n)$ à 0 pour certaines classes (et par conséquent un r^2 de la droite de VSD correspondant très faible). Parmi les VSD dont il manque une ou plusieurs classes, 75% contiennent moins de 100 bulles. Ces vides pour certaines classes peuvent donc être uniquement dus à des artefacts statistiques (*i.e.* la VSD a été déterminée à partir d'un nombre de bulles trop faible). Par conséquent, nous pensons que les r^2 sont une fonction du nombre de bulles comptées dans la lame, plutôt que du type de distribution de bulles (*i.e.* linéaire ou présentant une cassure) dans l'échantillon, hormis pour les types III. De plus, s'il y a effectivement deux populations de bulles caractérisant la VSD d'un échantillon, cela produit une cassure dans les VSD qui n'affecte pas grandement la droite de VSD globale incluant toutes les classes.

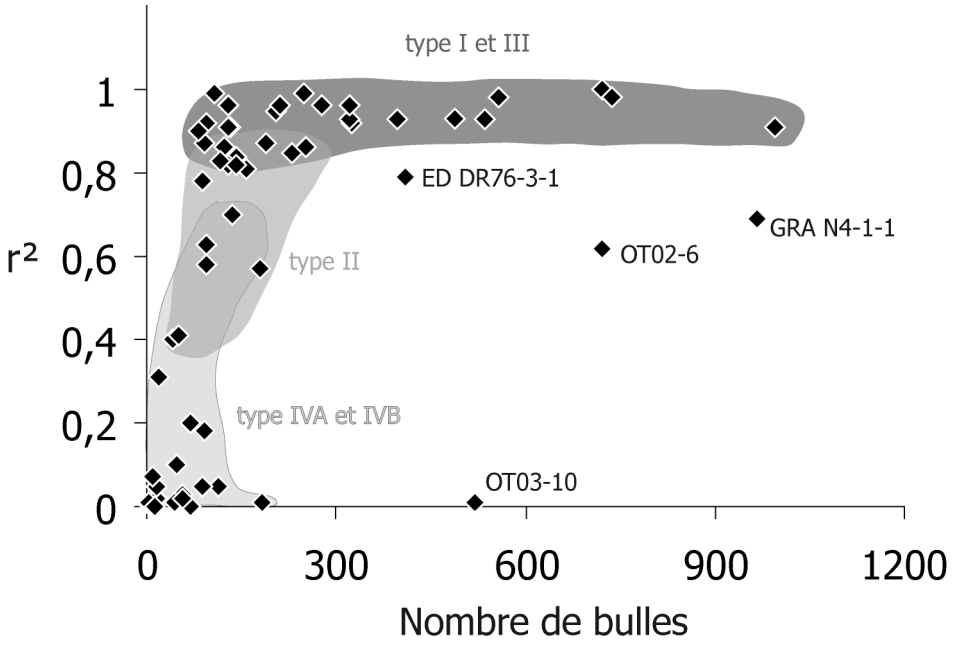


Figure 2-24 : Coefficients de corrélation des droites de VSD pour tous les échantillons (calculés en prenant en compte toutes les classes de bulles (dont celles à ln(n)=0) en fonction du nombre de bulles comptées.

Les échantillons OT01-2 et OT02-6 (Figure 2-22) semblent montrer en plus d'une VSD de type III caractérisant les classes les plus grandes, une autre population de bulles avec la distribution des points qui augmentent pour les classes les plus petites (surtout remarquable dans OT01-2). Cependant la VSD obtenue par la méthode de Wager sur OT02-6 ne permet pas de retrouver cette même disposition des points (Figure 2-18). Les variations fines des VSD dans ces deux exemples ne sont donc probablement pas représentatives des échantillons, et sont dépendantes de la méthode de correction 2D-3D utilisée.

Nous venons de voir que le nombre de bulles comptées et la méthode de correction utilisés pour déterminer les VSD peuvent affecter ces dernières. Il est donc difficile d'étudier les variations fines des *ln(n)* entre les classes. Par conséquent, pour la suite de l'étude, nous allons surtout nous intéresser à la disposition globale des points des graphes de VSD. Pour cela, nous avons déterminé pour chaque échantillon la droite de VSD passant à travers tous les points sauf ceux à *ln(n)*=0 (concernant les VSD de type IVA), quel que soit le type de VSD affectant les échantillons (hormis les types IVB dont trop peu de vésicules ont été comptées).

Dans la figure 2-25, nous avons regroupé les droites de VSD de tous les échantillons, afin de les comparer entre elles. Deux observations majeures sont faites : lorsque les pentes des VSD sont fortes, les $ln(n_0)$ sont forts, et les diamètres maximum sont faibles (Figure 2-25). D'autre part, les droites de VSD des MORBs du Pacifique se distinguent de celles des MORBs de l'Indien et de l'Atlantique qui se recouvrent plus. Notons que la VSD de la popping-rock connue pour sa forte vésicularité

(notamment avec de grandes tailles de bulles comparé aux MORBs en général) présente une pente *a* et un $ln(n_0)$ parmi les plus faibles. La figure 2-25A montre une gamme de variations de taille de bulles plus faible pour les MORBs du Pacifique que celles des échantillons des deux autres océans.

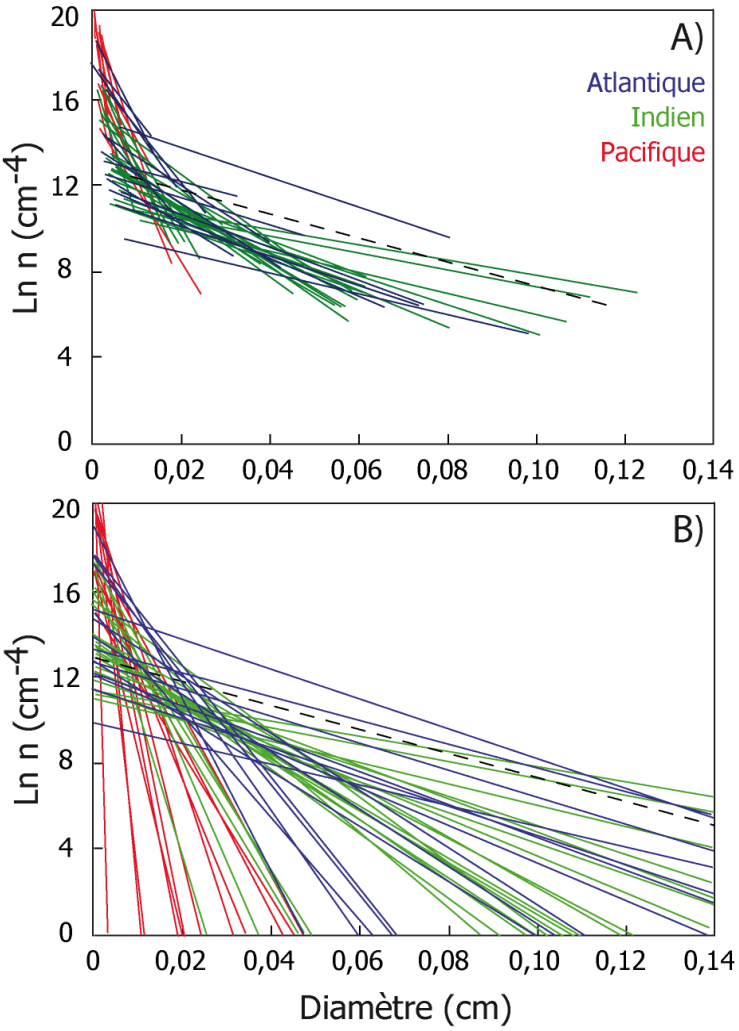


Figure 2-25 : Compilation des droites de VSD (pour 50 échantillons) à l'échelle des dorsales des océans Atlantique, Indien, et Pacifique, les droites rouges, vertes et bleues représentent respectivement les échantillons de l'océan Pacifique, Indien et Atlantique, la droite en pointillés noirs représente la VSD de la popping-rock (Sarda et Graham 1990), A) segments de droites de VSD limités par les gammes de variations des diamètres de bulles observées dans chaque échantillon, B) droites de VSD entières théoriques définies par la relation $ln(n)=a.D+ln(n_0)$ *(Equation 2-3 p.106).*

2.5.6. VSD en chiffres

Cette partie vise à discuter les variations des paramètres définissant les droites de VSD des échantillons. Quelque soit le type de distribution observée, nous avons caractérisé toutes les VSD par la droite de corrélation reliant les points dans les graphes *ln(n)-D*. Nous sommes cependant conscients que les VSD de type III ne sont pas linéaires, mais elles s'en rapprochent, ce que confirment les

coefficients de corrélation (r^2 compris entre 0,62 et 0,98 pour ces deux classes). Les paramètres de la VSD (récapitulés sur la figure 2-26) pour tous les échantillons sont présentés dans le tableau 2-10.

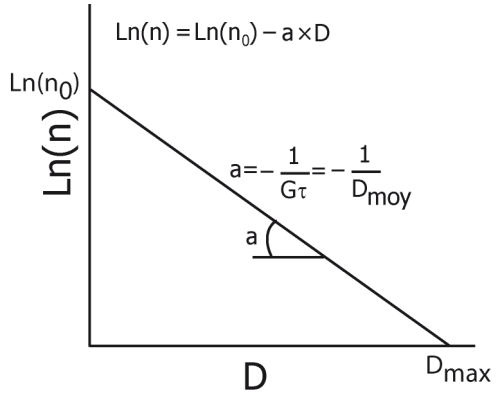


Figure 2-26 : Paramètres définissant une droite de VSD.

*Tableau 2-10 : Paramètres des VSD pour tous les échantillons, a=pente de la droite de VSD, ln(n_0) = densité de population initiale, r^2=coefficient de corrélation (déterminé en négligeant les classes à 0, contrairement à précédemment, cf. 2.5.5), type de VSD défini en. 2.5.5, ves.vol.th. = vésicularité en volume théorique calculé suivant l'équation 2-8 présentée en 2.5.8, $D_{moy.th.}$= diamètre moyen théorique, $D_{max.th.}$ = diamètre maximum théorique, τ=temps de résidence, τ_{max}=temps de résidence maximum calculé avec $D_{max.th.}$, *: vésicules non sphériques, **: vésicules très étirées donc pas de détermination de droite de VSD, [a]: fragments 1 et 2 d'après Sarda et Graham (1990), [†] la plus grande vésicule pas prise en compte pour la détermination de la droite de VSD.*

Echantillon	a (cm^{-1})	ln(n_0) (cm^{-4})	r^2	groupe de VSD	Ves.$_{vol.th.}$ (%)	-1/a = $D_{moy\ th.}$ (μm)	$D_{max\ th.}$ (μm)	τ (h)	τ_{max} (h)	Nb/cm^3
Océan Atlantique										
R.R.D97 D6	-67±17	13,0±0,4	0,65	IVA	6,51	148±38	1924	27	356	4482
DV15-4*	-56±21	13,2±0,3	0,48	IVA	16,82	178±65	2346	33	435	7394
DV19-6	-263±5	17,4±0,1	1,00	I	2,23	38±1	658	7	122	49236
GRA N4-1-1	-258±71	17,2±0,7	0,69	III	2,14	39±11	668	7	124	66848
OT1-2	-362±38	18,7±0,3	0,91	III	2,38	28±3	517	5	96	244671
OT2-6	-241±72	17,5±0,5	0,62	III	3,69	42±12	727	8	135	128245
OT3-10*	-70±9	14,8±0,3	0,88	III	36,81	143±18	2122	26	393	28722
CH98 DR 11	-49±8	9, 8±0,4	0,85	IVA	1,04	205±35	2018	38	374	176
CH98 DR 12	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	321
G104#25-3	-130±12	13,6±0,3	0,92	I	0,85	77±7	1042	14	193	4430
Ride lente DR21	-130±19	12,9±0,3	0,86	II	0,43	77±11	990	14	183	2101
Ride lente DR10	-76±11	12,1±0,4	0,84	II	1,71	132±19	1595	24	295	1865
2πD47-1	-33±32	9,5±1,2	0,12	IVA	3,39	299±286	2842	55	526	545
Ride lente DR09	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	12
2πD43 (1 et 2)[a]	-56±2	12,8±0,1	0,98	I	12,12	179±8	2301	33	426	
EW9309 25D GlSt°	-135±13	14,6±0,3	0,91	I	2,03	74±7	1080	14	200	11642
EW9309 2D GlSt°		-	-	IVB	-	-	-	-	-	222
EW9309 10D-3g	-86±17	12,0±0,6	0,77	IVA	0,97	116±23	1399	22	259	1460
EW9309 13D-1g	-227±38	14,9±0,4	0,88	IVA	0,35	44±7	656	8	121	5273

Echantillon (suite)	a (cm^{-1})	$ln(n_0)$ (cm^{-4})	r^2	groupe de VSD	$Ves._{vol.th.}$ (%)	$-1/a = D_{moy\ th.}$ (µm)	$D_{max\ th.}$ (µm)	τ (h)	τ_{max} (h)	Nb/cm^3
Océan Indien										
CIR										
MD57 D'10-1	-174±22	15,3±0,3	0,86	II	1,54	58±7	882	11	163	20358
RTJ										
JC 030 703 D1 (1)	-149±18	13,5±0,4	0,87	II	0,48	67±8	907	12	168	3770
SEIR										
PLU DR04 tube 2g	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	605
PLU DR06-1-2g**	-	-	-	II	-	-	-	-	-	499
SWIR										
ED RC01	-327±57	16,2±0,7	0,82	II	0,28	31±5	493	6	91	19095
ED DR08-type2	-133±27	13,4±0,6	0,78	II	0,64	75±15	1006	14	186	2837
ED DR12-2	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	244
ED DR12-GlSt°	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	1103
ED DR22-1-1	-745±149	17,3±0,8	0,76	IVA	0,03	13±3	232	2	43	46938
ED DR29-1-2	-108±8	13,0±0,2	0,95	I	1,05	93±7	1207	17	224	2786
ED DR34-1-3	-88±11	12,3±0,4	0,88	IVA	1,11	114±14	1394	21	258	1857
ED DR53-2-3†	-350±33	17,1±0,4	0,93	I	0,54	29±3	488	5	90	34631
ED DR63-type1	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	302
ED DR65-1-1	-120±19	13,0±0,5	0,81	II	0,68	84±13	1086	15	201	3137
ED DR66-2-6	-120±15	13,1±0,4	0,87	II	0,78	84±10	1099	15	204	3930
ED DR68-tube	-337±84	16±0,7	0,76	IVA	0,21	30±7	474	5	88	20305
ED DR76-3-1	-460±9	17,7±0,1	1,00	I	0,35	22±0	386	4	71	18224
SWF DR29-2-1g	-51±6	11±0,3	0,74	IVA	2,81	196±22	2165	36	401	1178
SWF DR28-1-1g	-65±4	11,7±0,2	0,96	I	2,09	153±9	1791	28	332	1246
MD34 D4	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	130
SWF DR17-1-3g	-115±15	13,8±0,4	0,85	II	1,74	87±11	1196	16	222	6747
SWF DR14-3-1g	-142±26	13,8±0,6	0,77	IVA	0,77	71±13	973	13	180	6316
SWF DR10-2-2a+b	-72±16	11,6±0,5	0,69	IVA	1,35	140±31	1625	26	301	1232
SWF DR06-1-1g	-77±19	12,4±0,6	0,63	II	2,21	130±32	1615	24	299	3296
SWF DR05-1-2g	-41±6	11,3±0,3	0,86	IVA	8,92	242±33	2744	45	508	1516
SWF DR05-GlSt°*	-34±4	11,2±0,2	0,92	I	18,57	297±32	3337	55	618	1281
SWF RC01g #1	-151±12	15,4±0,3	0,94	I	2,86	66±5	1018	12	188	21847
SWF DR01-1-1g	-124±8	13,2±0,2	0,96	I	0,72	81±6	1066	15	197	3018
Mer Rouge										
1011 (Ogive)	-	-	-	IVB	-	-	-	-	-	2768
Océan Pacifique										
Searise 1 DR04	-1235±77	21±0,3	0,98	I	0,18	8±1	170	1	31	140660
NZ19-03	-	-		IVB	-	-	-	-	-	104
NZ19-07	-389±50	16,4±0,3	0,91	I	0,17	26±3	420	5	78	15530
AHAD11E	-	-		IVB	-	-	-	-		194
GN12-08	-	-	0,00	IVB	-	-	-	-	-	

Echantillon (suite)	a (cm^{-1})	$ln(n_0)$ (cm^{-4})	r^2	groupe de VSD	$Ves._{vol.th.}$ (%)	$-1/a = D_{moy\ th.}$ (µm)	$D_{max\ th.}$ (µm)	τ (h)	τ_{max} (h)	Nb/cm^3
Océan Pacifique (suite)										
GN12-11	-327±36	14,9±0,5	0,90	I	0,08	31±3	456	6	84	6014
GN02-04	-896±658	17,8±1,9	0,38	II	0,03	11±8	198	2	37	20329
GN02-07	-3969±404	25,2±0,4	0,97	I	0,11	3±0	63	0	12	2329761
GN02-08	-1775±136	22,7±0,4	0,98	I	1,24	6±0	128	2	24	404558
GN02-02	-	-	-	IVB	-	-	-	-		135379
ND20-02	-1841±241	21,5±0,6	0,94	III	0,06	5±1	117	1	22	165188
ND07-04†	-774±54	19,7±0,3	0,99	I	0,32	13±1	255	2	47	177665
Searise 2 DR07	-501±31	17,2±0,3	0,96	I	0,14	20±1	342	4	63	37756
Searise 2 DR03	-1449±232	20,0±0,4	0,85	II	0,03	7±1	138	1	26	184539
PITO 07-02	-611±37	19,8±0,3	0,98	III	0,86	16±1	323	3	60	104657
PITO 07-03	-382±48	18±0,4	0,93	III	0,95	26±3	470	5	87	50849
PC CV04	-891±125	20,5±0,7	0,93	III	0,40	11±2	230	2	43	117493

Les $ln(n_0)$ sont compris entre 9,5 et 25,2 cm^{-4}, et les pentes entre 33 et 3969 cm^{-1} (celles-ci correspondant à des diamètres moyens calculés de 3 à 299 µm). La figure 2-27 représente les histogrammes des paramètres contrôlant les droites de VSD : la densité de population initiale $ln(n_0)$ et la pente *a*, correspondant à l'inverse du diamètre moyen théorique. Similairement aux résultats des caractéristiques de la vésicularité en surface (Figure 2-11), les échantillons des dorsales du Pacifique montrent des paramètres différents des verres des autres océans, se traduisant par des $ln(n_0)$ significativement plus élevés et des pentes plus fortes. Cela est corrélé avec le fait que les échantillons de l'océan Pacifique ont une densité de bulles plus forte, et des diamètres plus faibles. Les paramètres de la VSD sont reliés entre eux par une corrélation inverse entre la densité de population initiale ($ln(n_0)$) et le diamètre moyen théorique (Figure 2-28) : en volume, plus le diamètre est grand, plus la densité de bulles est faible.

Nous remarquons que la popping-rock fait partie des échantillons ayant la pente la plus faible (*a*=56 ; seulement 5 échantillons ont des pentes plus faibles), donc le diamètre moyen est parmi les plus forts. La densité de population initiale $ln(n_0)$ est de 12,8 (11 échantillons ont des $ln(n_0)$ inférieurs).

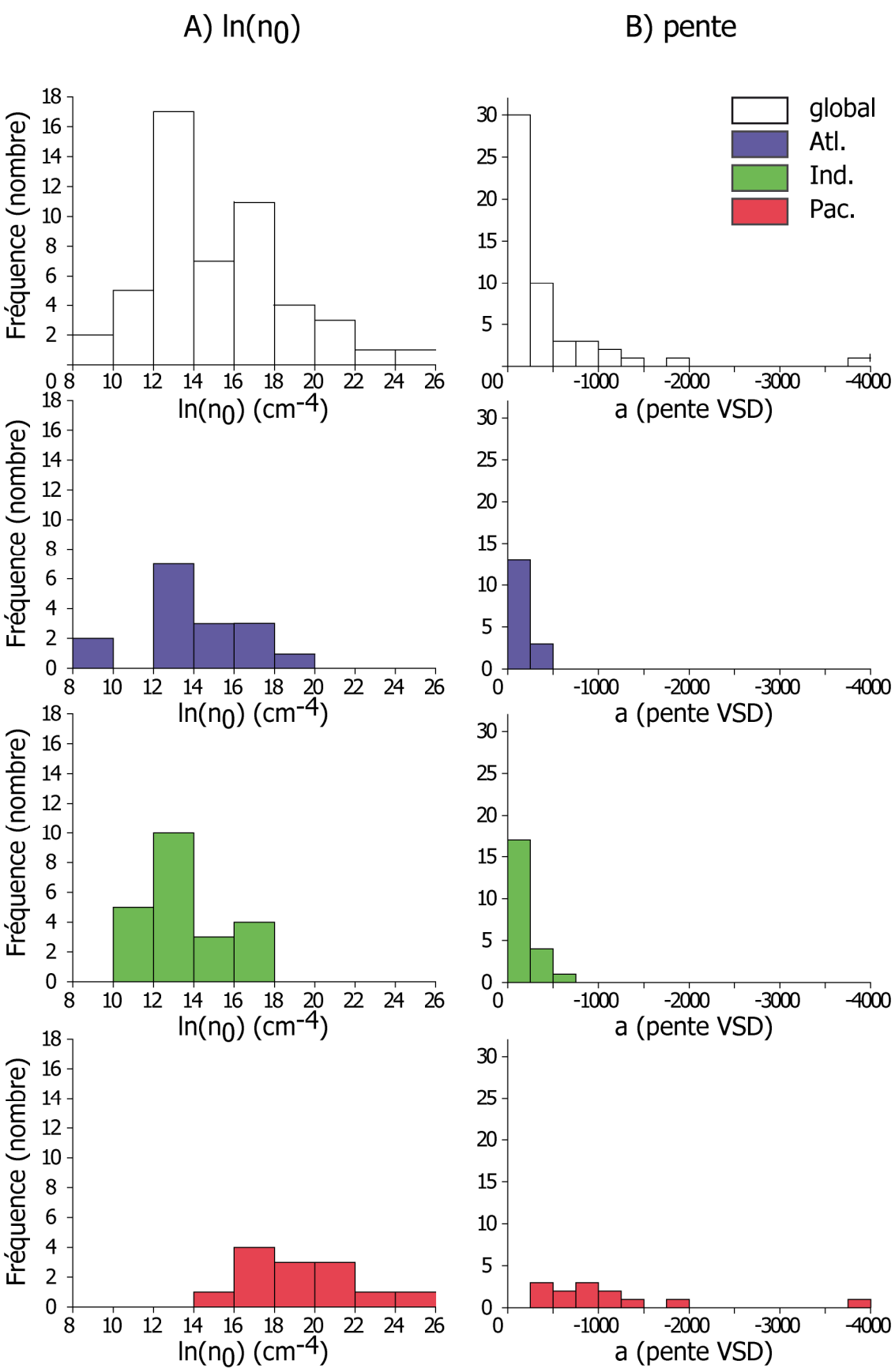


Figure 2-27 : Histogrammes présentant les paramètres définissant les droites de VSD (la pente a et l'intercept $ln(n_0)$).

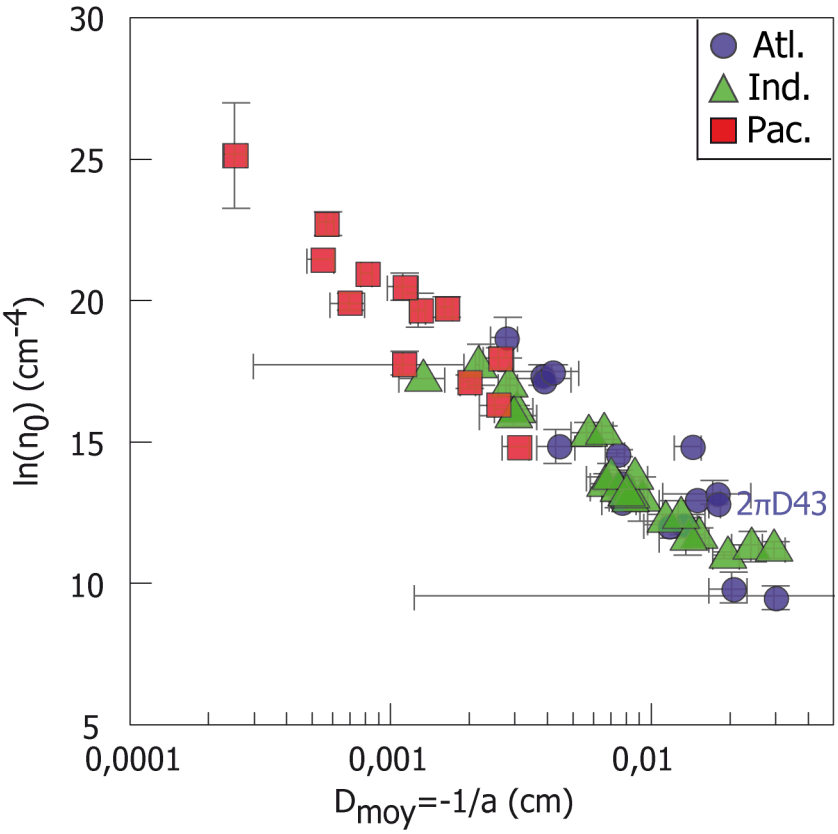


Figure 2-28 : Relations entre l'intercept $ln(n_0)$ et le diamètre moyen D_{moy}, équivalent à l'inverse de la pente (a) des droites de VSD.

2.5.7. Signification des VSD

D'après la loi de VSD basée sur celle de la CSD (Marsh 1988), la pente de la droite de VSD équivaut à l'inverse du produit du temps de résidence multiplié par le taux de croissance des bulles (Equation 2-2). L'équation de la VSD suppose que le taux de croissance soit indépendant du temps et de la taille des bulles, sinon les VSD seraient courbées (ce qui a été observé dans les CSD, Marsh 1988).

D'après l'étude de la distribution de taille des cristaux (CSD) dans une chambre magmatique, la relation entre les $ln(n_0)$ et les pentes a peut s'expliquer en termes de temps de refroidissement (Marsh 2007). Les bordures du pluton magmatique au contact de l'encaissant se refroidissent rapidement donc les cristaux n'ont pas beaucoup de temps pour croître avant que la solidification soit complète. Cela explique les pentes fortes et fortes densités de populations initiales (Figure 2-29A). A l'inverse, les pentes a et des densités de population initiale $ln(n_0)$ plus faibles seraient associées à des vitesses de refroidissement plus faibles au cœur du pluton (Figure 2-29A). Cette relation est observée dans notre étude (Figure 2-29B). Les VSD peuvent être expliquées par différents temps de croissance des bulles. Ces derniers peuvent être fonction de différents paramètres :

- la vitesse de refroidissement du magma,
- la distance parcourue entre le début de la nucléation et l'éruption,
- la vitesse de remontée du magma.

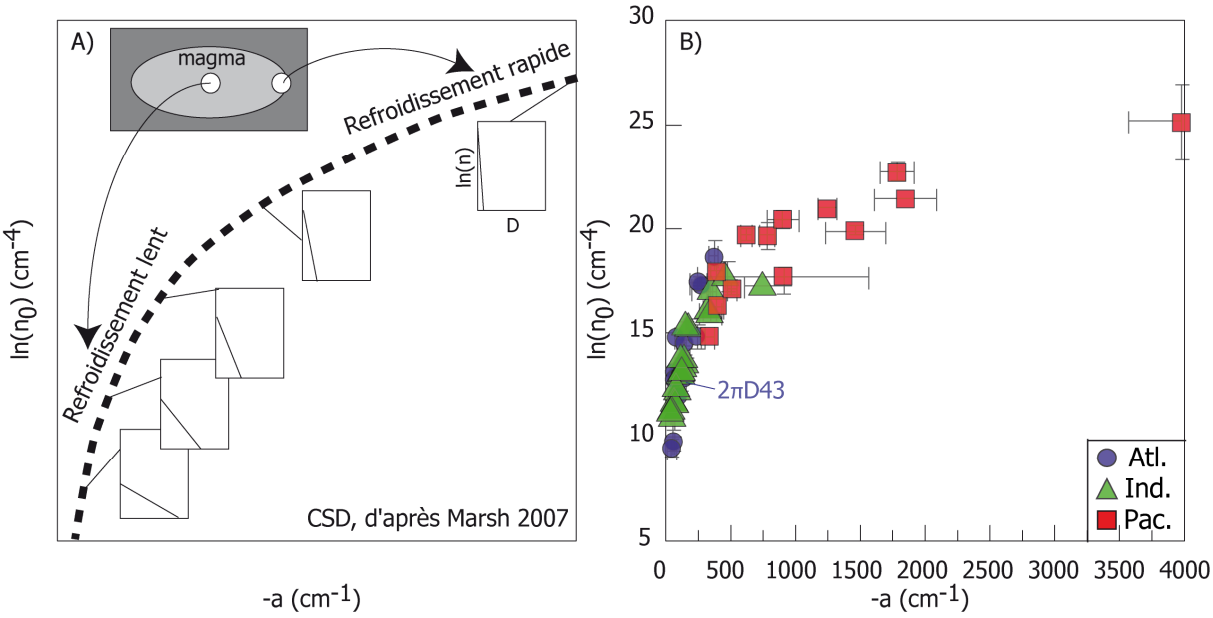


Figure 2-29 : Relations entre les paramètres des droites de VSD, A) distribution de taille des cristaux (CSD), avec l'interprétation de Marsh (2007) montrant l'allure des graphes de VSD ln(n) versus D dans les rectangles : les différentes CSD sont expliquées par des temps de croissance des cristaux différents résultant de vitesses de refroidissement différentes dans le cas d'un pluton magmatique, figure modifiée d'après Marsh (2007), B) VSD des MORBs de cette étude. La relation entre les paramètres ln(n_0) et la pente a des VSD est similaire à celle des cristaux et peut donc s'expliquer par des temps de croissance des bulles différents.

A partir des pentes *a* des droites de VSD, en considérant un taux de croissance *G* à 1,5.10^{-7} cm/s (Sarda et Graham 1990), et indépendant de la taille des bulles, nous pouvons estimer les temps de croissance moyens τ (équivalent au temps de résidence) des bulles dans le magma suivant l'équation 2-6 :

$$\tau = \frac{1}{Ga} \qquad 2\text{-}6$$

Les valeurs sont reportées dans le tableau 2-10 et dans un histogramme sur la figure 2-30A. Elles sont comprises entre de ~0 à 55h. Notons que le temps de résidence moyen des bulles des fragments 1 et 2 de la popping-rock a été calculé pour la popping-rock à ~33h (Sarda et Graham 1990). Cinq de nos échantillons ont des valeurs plus élevées (CH98 DR11, 2πD47-1, SWF DR29-2-1g, SWF DR05-1-2g, SWF DR05 GlSt°). En considérant les diamètres maximums mesurés des bulles, nous obtenons des temps de croissance maximum, s'échelonnant de ~12 à 618 heures (Figure 2-30B, tableau 2-10). Le temps de croissance maximum τ_{max} peut nous donner des informations sur la profondeur maximale à

laquelle s'est formée la plus grande bulle. La figure 2-30 montre une très grande disparité des temps de croissance des bulles, étant directement fonction de la taille moyenne des bulles (calculée d'après la droite de VSD), et inversement proportionnelle à la pente de la droite de VSD. Cela sous-entend que la profondeur de formation des bulles et/ou que la vitesse de remontée du magma (et/ou des bulles à travers le magma) est différente pour chaque échantillon. Les MORBs du Pacifique, présentant les temps de résidence moyens τ les plus faibles, montrent toujours une disparité par rapport aux échantillons provenant des dorsales des autres océans (Figure 2-30A). Les temps de résidence moyens enregistrés dans les basaltes de l'océan Pacifique sont en moyenne 5 à 6 fois plus faibles que ceux enregistrés par les basaltes des océans Atlantique et Indien.

Afin de pouvoir faire des estimations de profondeurs de nucléation, il faudrait connaître la vitesse de remontée des bulles entre le moment où elles se forment et le moment où elles sont figées dans le verre. Cependant, cela implique plusieurs processus tels que : la vitesse de remontée des bulles à travers le magma (loi de Hadamard-Rybcynski, utilisée par exemple par Bottinga et Javoy 1990b), la croissance des bulles par diffusion du CO_2 du magma vers les bulles, la croissance des bulles par expansion des gaz durant la décompression, la vitesse de remontée des magmas.

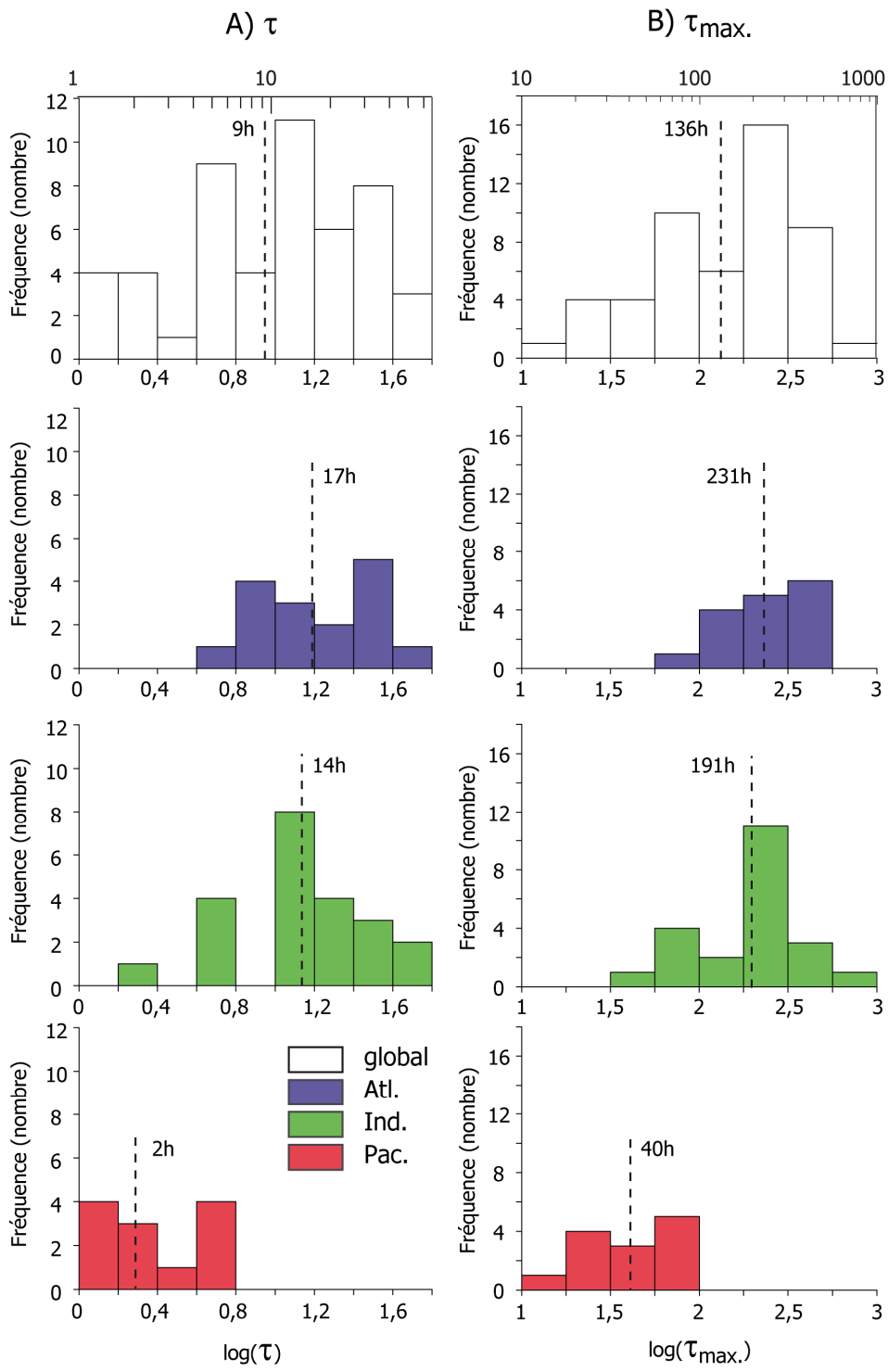


Figure 2-30 : Histogrammes des temps de résidence (heures) des bulles déterminés avec l'équation 2-6, A) τ_{moy} calculé à partir du diamètre moyen (étant l'inverse de la pente a) B) τ_{max} calculé à partir du diamètre maximum théorique, les nombres associés aux droites en pointillés indiquent les moyennes logarithmiques.

Les densités de populations initiales sont comprises entre 13360 et $8{,}79.10^{10}$/cm^4 ($ln(n_0)$ respectivement entre 9,5 pour 2ΠD47-1 et 25,2 pour GN02-07, tableau 2-10). Si les nucléi ont un diamètre de 1 µm, alors il y a donc entre 1,336 et $8{,}79.10^6$ nucléi par cm^3. Cela représente une variabilité de plus de 6 ordres de grandeur pour les 65 échantillons étudiés. Ce sont donc les MORBs

du Pacifique qui ont le plus grand nombre de nucléi. En comparaison, Bottinga et Javoy (1990a) ont estimé la densité de nucléation dans une gamme allant de 10^2 à 10^7 par cm^3 à partir de données de Marty et Ozima (1986), Kurz et Jenkins (1981) et Dixon *et al.* (1988). Sarda et Graham (1990) ont estimé la densité de nucléation de la popping-rock à 37 nucléi/cm^3 dont la nucléation est considérée précoce. Pour 11 de nos échantillons, les densités de nucléations sont inférieures (dont 3 MORBs de la MAR, et 7 échantillons de la SWIR). Nous pouvons imaginer que les bulles très petites se sont formées tardivement, près du fond océanique, juste avant l'éruption. En revanche, les grandes bulles ont dû commencer à se former à de plus grandes profondeurs. Pour certains échantillons, la nucléation ne se serait pas poursuivie jusqu'au moment de l'éruption (cas notamment des échantillons dépourvus de petites bulles, tels que ceux dont nous n'avons pas pu déterminer de droite de VSD à cause de leur trop faible contenance en bulles).

Dans notre étude, les densités de bulles varient de ~10/cm² pour Ride lente DR09 à ~10^6/cm² pour GN02-07 (Tableau 2-1); soit une variabilité de 6 ordres de grandeur. Celles-ci sont similaires aux ordres de variations trouvées dans les expériences de nucléations de bulles d'H_2O dans les rhyolites (*e.g.* Mourtada-Bonnefoi et Laporte 2004). Ces expériences ont montré que les densités de bulles sont fortement reliées aux taux de décompression (compilation de Toramaru 2006 pour des nucléations homogènes : Mourtada-Bonnefoi et Laporte 1999; Mangan et Sisson 2000; Mourtada-Bonnefoi et Laporte 2002; Mangan *et al.* 2004; Mourtada-Bonnefoi et Laporte 2004) : la densité de bulles est d'autant plus forte que la décompression est rapide. Par conséquent, les MORBs contenant une grande densité de bulles donc un $ln(n_0)$ fort (concernant surtout les verres des dorsales du Pacifique) remonteraient globalement plus vite que les MORBs contenant une densité de bulles plus faible (Figure 2-29B) qui auraient donc été affectés par des taux de décompression plus lents. Dans cette étude, les différentes VSD caractérisant les échantillons seraient donc plus probablement reliées à la vitesse de remontée des magmas, plutôt qu'à la vitesse de refroidissement des magmas ou la distance parcourue entre la profondeur de nucléation des bulles et la profondeur d'éruption.

2.5.8. Comparaison mesures/théorie

2.5.8.1. La vésicularité

La vésicularité représente le rapport du volume des bulles sur le volume de magma. Cela revient à calculer le produit de la taille des bulles et de leur densité dans le magma (cf. note de bas de page 2 p. 88) Dans cette étude, trois types de vésicularité (en %) sont obtenues :

- Vésicularités en surface

Elles correspondent à nos mesures de vésicularité faites sur la surface des lames minces ($ves._{surf.}$).

- Vésicularités en volume

La vésicularité en volume d'un échantillon $ves._{vol.}$ (en cm^4/cm^4) peut être estimée à partir des VSD en calculant la somme de la vésicularité obtenue sur chaque intervalle *i*. Pour chaque intervalle *i*, la vésicularité est le produit de la densité de population *n* par le volume moyen *V* des bulles dans l'intervalle considéré ΔD_i :

$$ves._{vol.} = \sum_{i=1}^{n} n(i) \times V(i) \times \Delta D_i \Leftrightarrow ves._{vol.} = \sum_{i=1}^{n} ves._i \qquad 2\text{-}7$$

- Vésicularités en volume théorique

Pour D variant de 0 à $+\infty$, la vésicularité en volume ($ves._{vol.}$) devient une vésicularité en volume théorique ($ves._{vol.th.}$), après plusieurs développements limités (Sarda et Graham 1990) :

$$ves._{vol.th.} = \int_{0}^{+\infty} n \times V.dD \Leftrightarrow ves._{vol.th.} = \pi.n_0.\left(-\frac{1}{a}\right)^4 \qquad 2\text{-}8$$

La nuance entre la vésicularité en volume et la vésicularité en volume théorique est illustrée sur la figure 2-31 dans le graphe de VSD d'un échantillon.

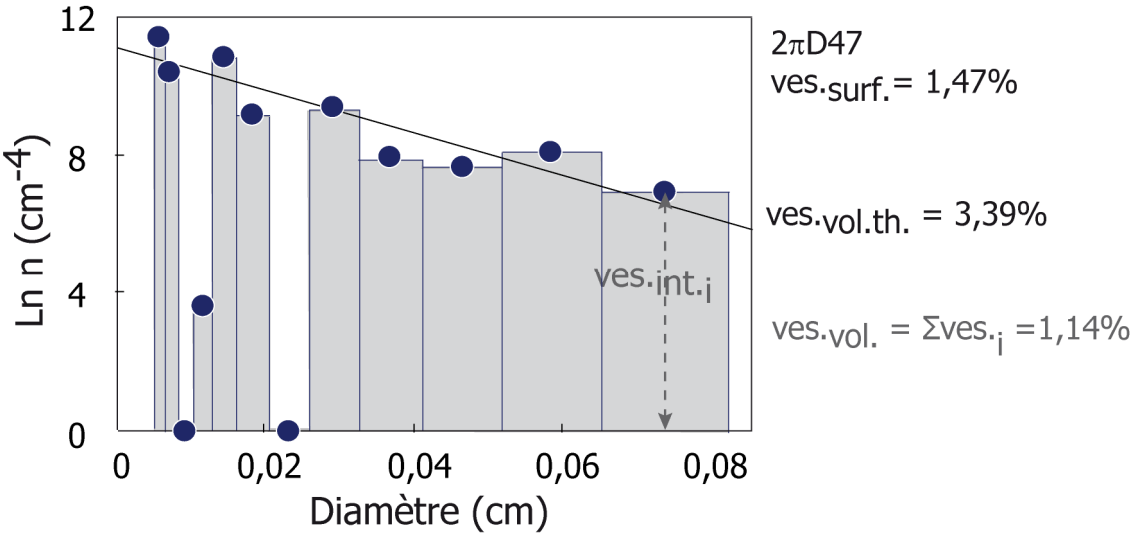


Figure 2-31 : Méthode de détermination de la vésicularité en volume ($ves._{vol.}$) et de la vésicularité en volume théorique ($ves._{vol.th.}$) dans l'échantillon 2πD47 à partir des VSD. Le domaine en grisé correspond à $ves._{vol.}$ et le domaine sous la droite de VSD en noir correspond à la vésicularité théorique $ves._{vol.th.}$.

Si nous considérons que les classes de bulles manquantes dans les échantillons sont représentatives des échantillons (ce qui n'est pas l'hypothèse que nous privilégions en raison des classes manquantes souvent associées aux échantillons contenant peu de bulles, cf. 2.4.1), nous pouvons supposer que la $ves._{vol.th.}$ est celle qu'elle devrait être s'il ne manquait pas de bulles. A l'inverse, la vésicularité $ves._{vol.}$ ne prend pas en compte les classes manquantes. Elle pourrait indiquer la vésicularité avec perte de bulles alors que la $ves._{vol.th.}$ témoignerait de la vésicularité sans perte de bulles. La soustraction $ves._{vol.th.} - ves._{th.}$ donne le pourcentage de bulles perdues. Cela sera discuté dans le chapitre suivant en 4.3.3 (p. 215).

2.5.8.2. Comparaison entre les caractéristiques de la vésicularité mesurées en surface et en volume obtenues avec les VSD

La figure 2-32A1 montre une bonne corrélation entre la vésicularité mesurée en surface ($ves._{surf.}$) et la vésicularité en volume ($ves._{vol.}$) estimée à partir des VSD (définies précédemment en 2.5.8.1). Les ($ves._{vol.}$), avec une moyenne logarithmique à 0,49%, sont généralement légèrement inférieures à la vésicularité mesurée en surface (moyenne logarithmique à 0,56%). Notons qu'avec la méthode de Wager (correction par la puissance 1,5, cf. 2.5.4), les densités de population pour chaque classe étant sous-estimées par rapport à celles déterminées par la méthode de Saltykov, la vésicularité résultante sera encore inférieure. Finalement, il semble que les deux effets modifiant les caractéristiques de la vésicularité de 2D à 3D se compensent : les diamètres apparents de chaque bulle en surface sont généralement plus faibles que le diamètre réel, contribuant donc à sous-estimer la vésicularité réelle. A l'inverse, un plan (surface de la lame mince) a plus de chance de passer à travers des grandes bulles plutôt que des petites, donc en 2D la proportion de grandes bulles est plus importante qu'elle devrait. La vésicularité en surface est donc surestimée par rapport à celle en volume, puisque la vésicularité est dominée par les grandes bulles.

Si l'on compare cette fois la vésicularité en volume ($ves._{vol.}$) et la vésicularité en volume théorique ($ves._{vol.th.}$) (définies précédemment en 2.5.8.1), 4 échantillons ont des vésicularités en volume théorique très différentes des vésicularités en volume (Figure 2-32A, ED DR68 tube, DV15-4, 2πD47-1). Tous les autres points se situent sur la droite 1:1 ce qui indique que les vésicularités en volume et les vésicularités en volume théorique sont équivalentes. Une partie de cette différence peut provenir de la grande dépendance de la $ves._{vol.th.}$ face à la pente a d'après l'équation 2-8. Donc s'il y a une grande incertitude sur la pente a, de grandes erreurs peuvent être engendrées sur l'estimation de la vésicularité en volume théorique. Ainsi, la $ves._{vol.th.}$ est ramenée à 4,8% pour DV15-4 (a=-56±21) et 0,2% pour

2πD47-1 (a=-33±32) en considérant la pente la plus forte que leur droite de VSD peut avoir en prenant en compte l'incertitude (Tableau 2-10).

Il ne semble pas y avoir de points anormaux en ce qui concerne les densités de bulles en surface et en volume (Figure 2-31B). La dispersion des points observée est cependant plus grande que dans les autres graphes, mais cela peut provenir du fait que la gamme de variabilité de taille des échantillons était trop grande pour être contenue dans les douze classes d'intervalles de taille. Etant donné que la densité des bulles en volume est la somme des densités de chaque classe, cette valeur a pu être sous-estimée lorsque toutes les bulles mesurées en surface n'ont pas pu être prises en compte.

D'après la figure 2-32C, les diamètres moyens en volume sont plus petits que ceux mesurés en surface. En revanche, les trois échantillons ED DR68 tube, DV15-4, 2πD47-1 montrent des diamètres moyens en volume supérieurs à ce que dessine la tendance des points, ce qui peut être dû à la grande incertitude sur la pente a de leur droite de VSD (le diamètre moyen en volume étant l'inverse de la pente de la droite de VSD, l'erreur provient donc de l'estimation de la pente des droites de VSD). La tendance dessinée par les points sur la figure 2-32D montre que le diamètre maximum en volume est plus grand que le diamètre maximum mesuré sur la lame. Les deux échantillons ND07-04 et ED DR53-2-3 qui sortent de la tendance dessinée par les points sont les deux échantillons qui contiennent une bulle beaucoup plus grande que les autres, et que nous n'avons pas pris en compte dans la détermination de la VSD.

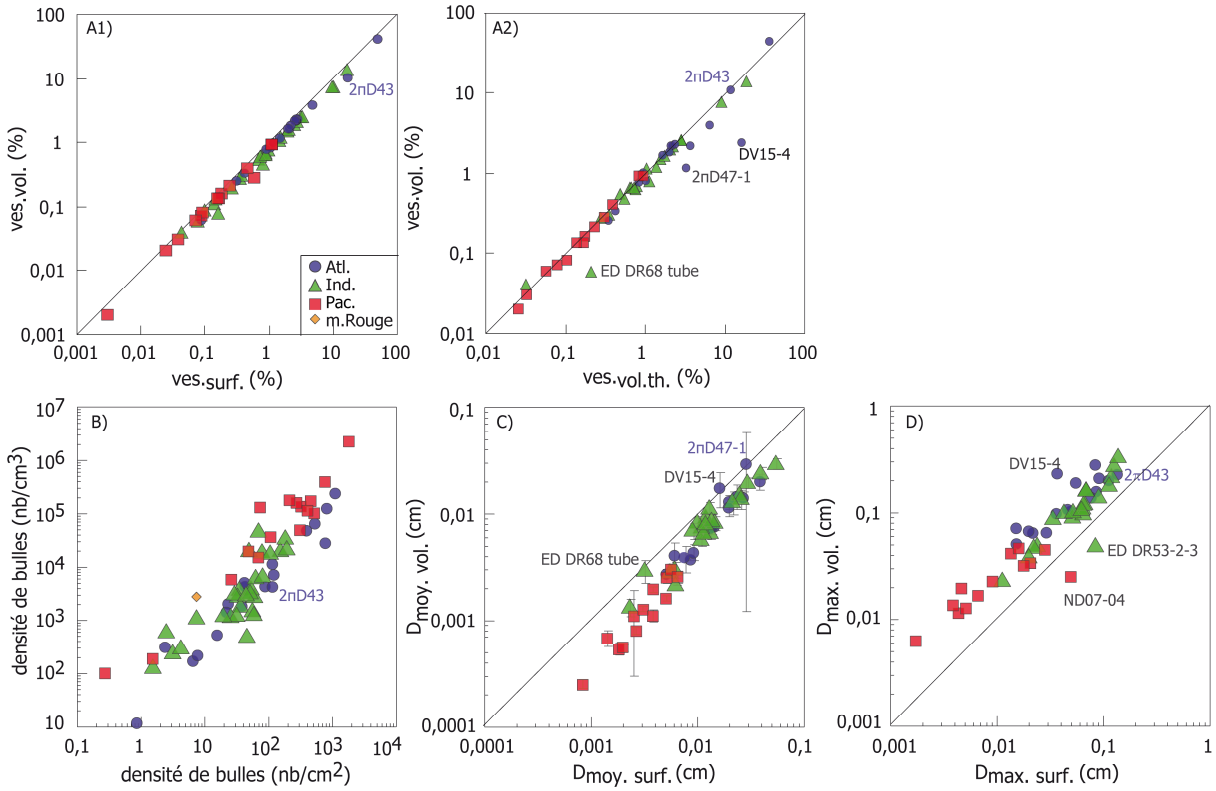


Figure 2-32 : Comparaison des caractéristiques de la vésicularité en surface (surf.) et en volume (vol.).

Pour la suite de l'étude, nous avons décidé de conserver les valeurs de la vésicularité mesurées en surface de la lame mince, pour nous affranchir des possibles erreurs provenant de la méthode de correction (notamment pour les échantillons sortant de la corrélation dans la figure 2-32A), dans le but de pouvoir incorporer à notre étude des échantillons de la littérature dont la vésicularité a été déterminée à partir de surfaces (lames minces).

2.6. Hétérogénéités des VSD selon les échelles

Les VSD ainsi que les caractéristiques de la vésicularité présentent de grandes variabilités entre les échantillons, ce que nous avons étudié dans les parties précédentes. Nous avons donc voulu voir dans quelle mesure ces données sont significatives, en étudiant les variabilités des vésicularités à différentes échelles. Par exemple, si la variabilité dans un échantillon est plus grande que la variabilité entre les échantillons, alors il sera difficile de déduire une systématique influençant les données de la vésicularité dans les échantillons. Nous avons observé les variabilités de la vésicularité à l'intérieur d'un même échantillon, puis d'un même segment (variations de distance de l'ordre de 0 à 100 km), à l'échelle d'une région regroupant plusieurs segments juxtaposés, à l'intérieur de chaque océan (échelle de l'ordre de 10000 km), et enfin sur la globalité des échantillons, c'est-à-dire à l'échelle globale.

2.6.1. A l'échelle de l'échantillon

L'étude de la variabilité des VSD à l'échelle de l'échantillon a été réalisée sur cinq échantillons (Figure 2-33). Pour cela, les mosaïques d'images sur lesquelles nous avons travaillé ont été séparées en plusieurs parties, chacune correspondant à un fragment constituant la lame mince. Puis, les caractéristiques de la vésicularité ont été mesurées sur chacune de ces nouvelles images. Le tableau 2-11 donne les résultats des caractéristiques de la vésicularité déterminées sur chaque fragment, ainsi que les moyennes et les écarts-types.

*Tableau 2-11 : Variabilité intra-échantillons des caractéristiques de la vésicularité, déterminée pour cinq échantillons, * : la vésicule beaucoup plus grande que les autres n'a pas été prise en compte pour la détermination de la droite de VSD, σ est l'écart-type absolu, et σ % est l'écart-type relatif calculé en divisant l'écart-type absolu par la moyenne et multiplié par 100, les caractéristiques globales sont celles obtenues par analyse de la globalité de l'échantillon.*

	Caractéristiques d'analyse			Caractéristiques de la vésicularité			Droite de VSD		
Ech.	Nb	surface (cm²)	Nb/cm²	% ves (surf%)	D_{moy} (µm)	D_{max} (µm)	$\ln(n_0)$ (mm^{-4})	a (cm^{-1})	r^2
Searise 2 DR07									
f1	45	0,52	87	0,21	48	203	16,5	-363	0,85
f2	84	0,55	153	0,19	33	126	18,1	-634	0,88
f3	84	0,84	100	0,12	35	103	17,4	-561	0,93
f4	62	0,59	105	0,15	36	128	17,1	-513	0,92
moy.	**69**	**0,63**	**111**	**0,17**	**38**	**140**	**17,3**	**-518**	**0,90**
σ	**19**	**0,15**	**29**	**0,04**	**7**	**43**	**0,7**	**114**	**0,04**
σ %	**28**	**23**	**26**	**24**	**19**	**31**	**4**	**-22**	**4**
global	**276**	**2,64**	**105**	**0,16**	**38**	**202**	**17,2**	**-501**	**0,96**
ED DR66-2-6									
f1	30	0,75	40	0,73	109	409	13,5	-146	0,64
f2	58	1,07	54	0,85	104	409	14,6	-161	0,83
f3	34	0,63	54	0,87	99	550	13,3	-105	0,68
f4	67	1,11	60	1,00	92	634	13,0	-114	0,76
moy.	**47**	**0,89**	**52**	**0,86**	**101**	**501**	**13,6**	**-131**	**0,73**
σ	**18**	**0,24**	**9**	**0,11**	**7**	**111**	**0,7**	**26**	**0,08**
σ %	**38**	**27**	**17**	**13**	**7**	**22**	**5**	**-20**	**12**
global	**189**	**3,56**	**53**	**0,88**	**100**	**634**	**13,1**	**-120**	**0,87**
ED DR53-2-3									
f1	85	0,45	189	0,46	49	136	17,7	-441	0,90
f2	130	0,73	178	0,66	56	281	16,2	-300	0,82
f3	123	0,64	192	0,51	49	268	17,1	-351	0,90
f4*	91	0,51	178	1,58	61	842	17,5	-407	0,80
f5	106	0,59	180	0,80	61	280	16,7	-287	0,93
moy.	**107**	**0,58**	**183**	**0,80**	**55**	**361**	**17,0**	**-357**	**0,87**
σ	**20**	**0,11**	**7**	**0,45**	**6**	**275**	**0,6**	**66**	**0,06**
σ %	**18**	**19**	**4**	**57**	**11**	**76**	**3**	**-19**	**7**
global	**535**	**2,92**	**183**	**0,78**	**55**	**842**	**17,1**	**-350**	**0,93**
SWF DR14-3-1g									
f1	84	1,28	66	0,76	89	646	13,7	-138	0,76
f2	19	0,44	43	0,29	82	196	14,2	-187	0,56
f3	34	0,44	77	1,14	94	552	14,4	-139	0,73
moy.	**46**	**0,72**	**62**	**0,73**	**88**	**465**	**14,1**	**-155**	**0,68**
σ	**34**	**0,48**	**17**	**0,43**	**6**	**237**	**0,4**	**28**	**0,11**
σ %	**75**	**67**	**28**	**58**	**7**	**51**	**3**	**-18**	**15**
global	**137**	**2,18**	**63**	**0,74**	**90**	**646**	**13,8**	**-142**	**0,77**

	Caractéristiques d'analyse			Caractéristiques de la vésicularité			Droite de VSD		
Ech.	Nb	surface (cm^2)	Nb/cm^2	% ves (surf%)	D_{moy} (µm)	D_{max} (µm)	$ln(n_0)$ (mm^{-4})	a (cm^{-1})	r^2
SWF DR10-2-2									
a	92	5,01	18	1,16	237	685	11,7	-78	0,79
b	22	0,83	27	3,05	315	670	11,9	-58	0,74
moy.	**57**	**2,92**	**23**	**2,10**	**276**	**678**	**11,8**	**-68**	**0,77**
σ	**49**	**2,96**	**5**	**1,34**	**55**	**11**	**0,1**	**14**	**0,04**
σ %	**87**	**101**	**24**	**63**	**20**	**2**	**1**	**-21**	**5**
global	**114**	**5,85**	**20**	**1,50**	**256**	**685**	**11,6**	**-72**	**0,69**

La figure 2-33 montre les droites de VSD déterminées pour chaque fragment sur les cinq échantillons étudiés. Les droites de VSD sur différents fragments d'un même échantillon sont similaires, présentant donc des pentes *a* et des densités de population initiales $ln(n_0)$ analogues (Figure 2-33) (le $ln(n_0)$ varie de 1 à 5% et la pente *a* de 19 à 22%, tableau 2-11), que ce soit pour des tailles de bulles d'environ 40 µm de diamètre en moyenne (Searise 2 DR07), ou des bulles de plus de 250 µm de diamètre en moyenne (SWF DR10-2-2). Cependant, les vésicularités en % présentent une variabilité plus grande (comprise entre 13 et 60%, tableau 2-11).

Malgré le fait qu'un nombre plus faible de bulles soit utilisé pour déterminer les VSD de chaque fragment (avec une moyenne de 65 bulles pour les 5 échantillons) comparativement à la détermination de la VSD sur la totalité des fragments (251 bulles en moyenne), les VSD globales et par fragment sont similaires. Il semble donc que pour ces cinq échantillons, un petit nombre de bulles mesuré, de l'ordre de 65 permettrait d'obtenir la VSD représentative de l'échantillon, ayant seulement pour effet de « bruiter » la VSD (cas par exemple d'ED DR66-2-6 dont les coefficients de corrélation de chaque fragment sont légèrement inférieurs au coefficient de corrélation global, tableau 2-11). Cela est supporté par le fait que les surfaces critiques de ces échantillons sont toutes supérieures aux surfaces de chaque fragment analysé, à l'exception du fragment b de SWF DR10-2-2.

Tableau 2-12 : Surfaces critiques (Surf. crit.) des 5 échantillons dont la VSD a été étudiée pour chaque fragment.

	Searise 2 DR07	ED DR66-2-6	ED DR53-2-3	SWF DR14-3-1g	SWF DR10-2-2
Surf. crit. (cm^2)	0,16	0,43	0,24	0,39	1,10

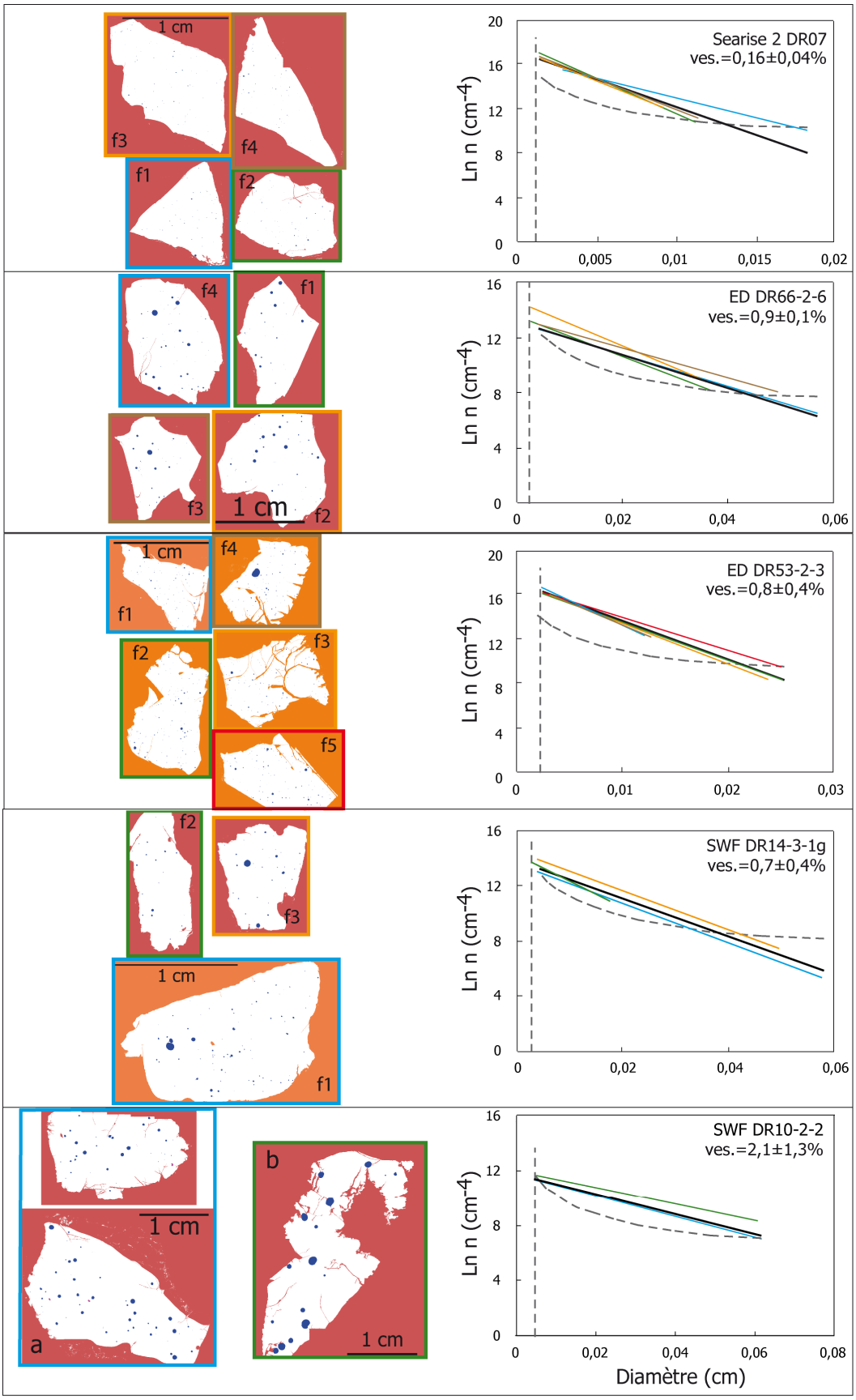


Figure 2-33 : Etude de la VSD intra-échantillon pour cinq échantillons – pour chacun, 2 à 5 zones de 1,1 cm² en moyenne ont été étudiées - Pour SWF DR10-2-2, les deux fragments a et b sont des bordures vitreuses provenant de différentes zones du pillow-lava.

2.6.2. A l'échelle du segment

Certains échantillons étudiés appartiennent à un même segment de dorsale (Tableau 1-11 p. 49, annexe 1, cf. 4.4 p. 227 pour la détermination des segments de dorsale). Nous avons donc pu étudier la variabilité des VSD à l'échelle d'un segment, sur seize d'entre eux, comptant chacun au minimum deux échantillons (Tableau 2-13). Ces échantillons localisés sur un même segment peuvent provenir d'un même dragage lors de la même mission (*e.g.* drague 5 de la mission SWF), de dragues différentes lors d'une même mission (*e.g.* SWF DR29-2-1g et SWF DR28-1-1g) ou bien de campagnes d'échantillonnage différentes (*e.g.* GRA N4-1-1 et DV19-6 provenant de la zone de Lucky Strike).

Tableau 2-13 : Echantillons appartenant à un même segment de dorsale, et l'estimation de la distance les séparant - pour les échantillons à ~0 km, nous ne disposions pas des coordonnées assez précises pour contraindre leur distance (cf. 4.4 p. 227 pour la détermination des segments de dorsale).

Segment	Echantillon	distance
MAR 37,1-37,5°N	DV19-6	0,3 km
	GRAN 04-1 S0 85	
MAR 34,5-35,3°N	OT01-2	~0,1 km
	OT02-6	
	OT3-10	
MAR-15,3-16,5°N	Ride lente DR10	47 km
	2πD47-1	
	Ride lente DR09	
MAR-48,3S-47,3°S	EW9309 25D GlSt°	24 km
	EW9309 2D GlSt°	
MAR 50,0-49,2°S	EWI9309-010-003	84 km
	EWI9309-013-001	
SEIR 37,1-38°S	PLU DR04 tube 2g	27 km
	PLU DR06-1-2g	
SWIR 66,4-66,8°E	ED RC01	45 km
	ED DR08-type2	
SWIR 65,3-65,9°E	ED DR12-2	2,4 km max
	ED DR12-GlSt°	
SWIR 54,1-54,8°E	ED DR63-type1	48 km
	ED DR65-1-1	
	ED DR66-2-6	
SWIR 47,0-47,6°E	SWF DR29-2-1g	24 km
	SWF DR28-1-1g	
SWIR 39,4-40,3°E	SWF DR14-3-1g	33 km
	SWF DR10-2-2agb	
SWIR 35,6-36,5°E	SWF DR06-1-1g	23 km
	SWF DR05-1-2g	
	SWF DR05-GlSt°	
CNR-101,5W-101W	NZ 19-03	~0 km
	NZ 19-07	
EPR Intra Garrett FZ α	GN12-08	~0 km
	GN12-11	
EPR Intra Garrett FZ γ	GN02-04	~1 km
	GN02-07	
	GN02-08	
	GN02-02	
EPR Easter East 24-23,3°S	PITO 07-02	4,9 km max
	PITO 07-03	

Pour chaque segment, la moyenne des caractéristiques de la vésicularité mesurées et des VSD ont été calculées, similairement à l'étude de la variabilité intra-échantillons (cf. 2.6.1), les résultats sont reportés dans le tableau 2-14. Les VSD des échantillons regroupés par segments sont présentées sur la figure 2-34.

Tableau 2-14 : Variabilité des caractéristiques de la vésicularité à l'échelle d'un segment.

	Caractéristiques d'analyse			Caractéristiques de la vésicularité			VSD		
Ech,	Nb	surface (cm²)	Nb/cm²	% ves. (surf)	D_{moy} (µm)	D_{max} (µm)	$\ln(n_0)$ (cm^{-4})	a (cm^{-1})	r^2
MAR 37,1-37,5°N									
moy.	841	1,87	450	2,69	80	241	17,3	-261	0,84
σ	171	0,03	99	0,02	6	64	0,1	4	0,22
σ%	20	1,59	22	1	8	27	1	-2	26
MAR 34,5-35,3°N									
moy.	745	0,84	877	18,95	124	398	17,0	-224	0,80
σ	238	0,13	177	28,18	121	431	2,0	147	0,16
σ%	32	16	20	149	97	108	11,5	-65	20
MAR-15,3-16,5°N									
moy.	71	3,63	18	1,37	453	911	10,8	-55	0,48
1σ	70	1,14	18	0,79	377	136	1,8	30	0,51
1σ %	98	31	103	57	83	15	17	-55	106
MAR-48,3-47,3°S									
moy.	74	1,72	60	2,13	292	744	14,6	-135	0,91
σ	81	0,78	74	0,16	232	413	-	-	-
σ %	109	45	124	8	79	56	-	-	-
MAR 50,0-49,2°S									
moy.	50	1,73	31	0,76	141	483	13,46	-157	0,82
1σ	8	0,49	14	0,63	73	382	2,02	100	0,08
1σ %	17	28	44	83	51	79	15	-64	10
SEIR 37,1-38°S									
moy.	91	2,74	24	5,01	249	1855	-	-	-
1σ	123	1,60	31	6,89	45	1881	-	-	-
1σ %	135	58	130	137	18	101	-	-	-
SWIR 66,4-66,8°E									
moy.	108	2,15	56	0,58	85	331	14,8	-230	0,80
σ	29	0,74	33	0,34	34	133	2,0	138	0,03
σ %	27	35	59	58	40	40	13	-60	4
SWIR 65,3-65,9°E									
moy.	18	4,28	5	0,18	151	733	-	-	-
σ	3	3,00	3	0,11	61	517	-	-	-
σ%	16	70	58	63	40	71	-	-	-
SWIR 54,1-54,8°E									
moy.	118	3,70	29	0,61	146	560	13,1	-120	0,84
σ	96	1,63	24	0,39	47	113	0,1	0	0,05
σ %	81	44	85	64	32	20	1	0	5
SWIR 47,0-47,6°E									
moy.	150	5,09	29	2,80	271	1160	11,4	-58	0,93
σ	85	2,20	4	0,45	33	41	0,5	10	0,04
σ %	57	43	15	16	12	4	4	-18	5
SWIR 39,4-40,3°E									
moy.	126	4,01	41	1,12	173	665	12,7	-107	0,73
σ	16	2,59	30	0,53	118	28	1,5	50	0,06
σ %	13	65	74	48	68	4	12	-47	8

	Caractéristiques d'analyse			Caractéristiques de la vésicularité			VSD		
Ech,	Nb	surface (cm^2)	Nb/cm^2	% ves. (surf)	D_{moy} (µm)	D_{max} (µm)	$ln(n_0)$ (cm^{-4})	a (cm^{-1})	r^2
SWIR 35,6-36,5°E									
moy.	168	2,96	55	9,80	382	1103	11,7	-51	0,80
σ	134	2,19	4	7,06	166	365	0,7	23	0,16
σ %	80	74	7	72	44	33	6	-46	19
CNR-101,5W-101W									
moy.	65	2,83	34	0,08	46	87	16,4	-389	0,91
σ	91	1,30	48	0,12	6	64	-	-	-
σ%	139	46	140	141	13	73	-	-	-
EPR Intra Garrett FZ α									
moy.	42	3,27	13	0,05	55	139	14,9	-163	0,45
σ	59	-	18	0,06	-	196	-	231	0,64
σ%	141	-	141	141	-	141	-	-141	141
EPR Intra Garrett FZ γ									
moy.	226	0,57	657	0,09	15	32	21,9	-2014	0,58
σ	343	0,52	807	0,11	9	19	3,8	1699	0,48
σ%	152	93	123	120,35	59	62	17	-84	82
EPR Easter East 24-23,3°S									
moy.	594	1,49	405	1,12	57	166	18,9	-497	0,95
σ	149	0,16	143	0,02	10	13	1,3	162	0,04
σ%	25	11	35	1	18	8	7	-33	4

En général, nous constatons une similitude des VSD au sein d'un même segment (MAR 37,1-37,5°N, EPR Easter East 24-23,3°S, SWIR 39,4-40,3°E, SWIR 54,1-54,8°E, figure 2-34).

En ce qui concerne la SWIR entre 35,6°W et 36,5°N, les deux échantillons de la drague SWF DR05 ont des $ln(n_0)$ très proches (11,3±0,1/cm^4). Leur pente est légèrement différente, d'où leur différence de vésicularité. Dans ce cas, l'augmentation du D_{moy} (=-1/a) de 21% conduit à augmenter la vésicularité de 72%. Les échantillons de la drague ED DR12 contenant très peu de bulles ont des VSD qui se superposent (Figure 2-34, nous n'avons pas déterminé de droite de VSD pour les échantillons contenant moins de 20 bulles, cf. 2.5.5). Cela suggère que les caractéristiques de la vésicularité mesurées sont représentatives de la drague, malgré le faible nombre de bulles compté.

Les échantillons du segment de la MAR 37,1°N-37,5°N, bien qu'appartenant à des groupes de VSD différents (type I pour DV19-6 et type III pour GRA N4-1-1, cf. 2.5.5) ont des droites de VSD similaires.

Cependant, il existe tout de même parfois des grandes variabilités au sein d'un segment (MAR 34,5°N-35,3N, MAR 50,0-49,2°S, figure 2-34). Pour le segment de la MAR 34,5°N-35,3N, les droites de VSD sont proches pour OT1-2 et OT2-6 présentant des vésicularités respectivement de 2,61% et 2,75%. Celles-ci sont très différentes de celle d'OT3-10 présentant des tailles de bulles et une vésicularité beaucoup plus importantes (51,5%). Cependant, ce dernier présente une chimie très différente (basalte alcalin). L'origine de cette différence sera discutée dans la partie 3.1.

Les échantillons provenant du segment γ de la zone de fracture de Garrett montrent aussi des variations (Figure 2-34). Cependant, le point commun est que tous ces échantillons contiennent des bulles très petites, d'un diamètre inférieur à 50 µm et ont une vésicularité inférieure à 0,25%. Les $ln(n_0)$ varient de 17% tandis que les pentes varient de 84%. Notons que l'échantillon GN02-04 qui contient moins de 20 bulles a une VSD proche de ses voisins, avec notamment des tailles de bulles semblables.

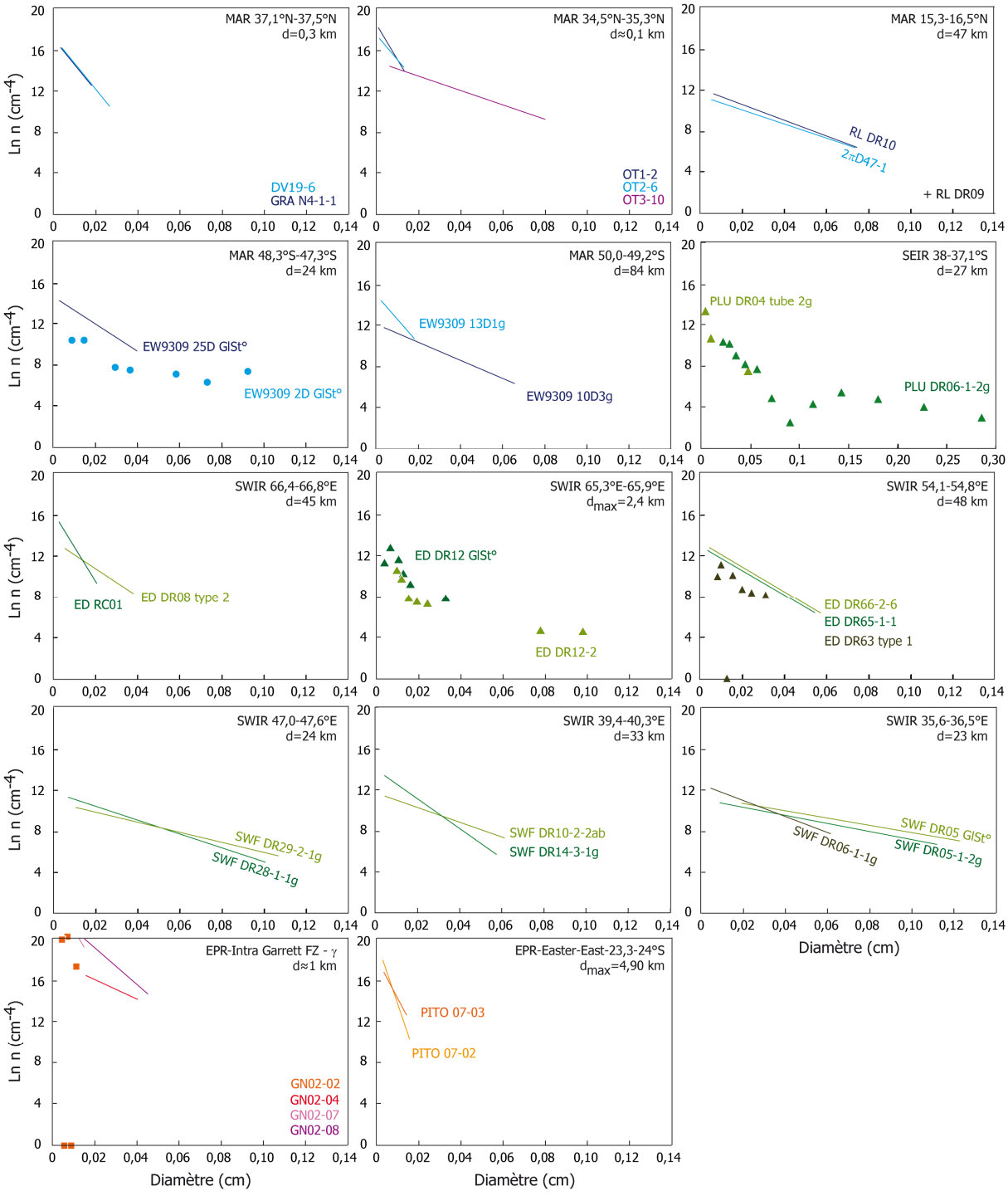


Figure 2-34 : Variabilité des VSD pour des échantillons provenant d'un même segment (cf. 4.4 p. 227 pour la détermination des segments de dorsale), d est la distance séparant les échantillons, d_{max} est la distance maximum séparant les échantillons, correspondant la distance entre le point de départ et le point d'arrivée de la drague, lorsque les échantillons proviennent d'une même drague. Pour les échantillons ayant moins de 20 bulles (type de VSD IVB, nous n'avons représenté que les points. Par souci de comparaison visuelle entre les différents segments, les graphes sont à la même échelle, sauf pour le segment SEIR 38-37,1°S, les graphes de VSD des échantillons des segments EPR Intra Garrett FZ α, CNR-101,5W-101W n'ont pas été représentés car un des deux échantillons ne compte pas assez de bulles (cf. tableau 2-14).

2.6.3. A l'échelle de régions

Dans ce paragraphe, nous voulons apprécier les gammes de variabilités de la vésicularité d'échantillons provenant d'une même région (regroupant plusieurs segments juxtaposés). Pour cela, nous avons utilisé les zones de la SWIR définies par Cannat *et al.* (2008), séparées soit par des changements brutaux de l'orientation de la ride, soit par des failles transformantes majeures (Tableau 2-15). Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau 2-16.

Tableau 2-15 : Echantillons de la SWIR appartenant à une même région (régions définies par Cannat et al. *2008, cf. figure 1-26 p. 42, annexe 1), la distance max est la distance maximum séparant les échantillons calculée à partir des coordonnées géographiques des échantillons les plus éloignés.*

Région (zone)	Echantillon	distance max
SWIR 61,1-63,6°E – Zone 9	ED DR22-1-1	224 km
	ED DR29-1-2	
SWIR 54,1-57,0°E – Zone 7	ED DR53-2-3	185 km
	ED DR66-2-6	
	ED DR65-1-1	
	ED DR63 type 1	
SWIR 46,9-49,9°E – Zone 5	ED DR76-3-1	274 km
	SWF DR29-2-1	
	SWF DR28-1-1	
SWIR 35,6-41,5°E – Zone 3	SWF DR05 GlSt°	375 km
	SWF DR05-1-2g	
	SWF DR06-1-1g	
	SWF DR10-2-2ab	
	SWF DR17-1-3g	
	SWF DR14-3-1g	

Tableau 2-16 : Variabilité des caractéristiques de la vésicularité pour 4 régions de la SWIR.

	Caractéristiques d'analyse			Caractéristiques de la vésicularité			Droite de VSD		
	Nb	surface (cm²)	Nb/cm²	% ves (surf)	D_{moy} (µm)	D_{max} (µm)	$\ln(n_0)$ (cm^{-4})	a (cm^{-1})	r^2
SWIR 61,1-63,6°E – Zone 9									
moyenne	137	2,20	65	0,73	71	389	15,1	-427	0,85
σ	95	1,69	7	0,96	68	392	3,0	451	0,13
σ %	69	77	10	133	96	101	20	-106	16
SWIR 54,1-57,0°E – Zone 7									
moyenne	223	3,50	67	0,66	124	630	14,4	-196	0,87
σ	223	1,38	80	0,33	60	169	2,3	133	0,06
σ %	100	40	118	51	48	27	16	-68	7
SWIR 46,9-49,9°E – Zone 5									
moyenne	237	4,68	54	1,99	201	840	13,5	-192	0,95
σ	162	1,71	45	1,44	123	556	3,7	232	0,05
σ %	68	36	82	72	61	66	27	-121	5
SWIR 35,6-41,5°E – Zone 3									
moyenne	165	3,30	55	5,61	270	882	12,4	-80	0,79
1σ	93	1,89	20	6,41	170	335	1,2	42	0,11
1σ %	57	57	36	114	63	38	10	-52	14

Sur les figures, les droites de VSD des échantillons provenant d'un même segment sont plus proches (ED DR66-2-6, ED DR65-1-1 et ED DR63 type 1 sur la figure 2-35B, SWF DR29-2-1g et SWF DR28-1-1g sur la figure 2-35C et SWF DR05 GlSt° et SWF DR05-1-2g sur la figure 2-35D), par rapport à celles des autres échantillons de la même zone mais provenant d'un autre segment.

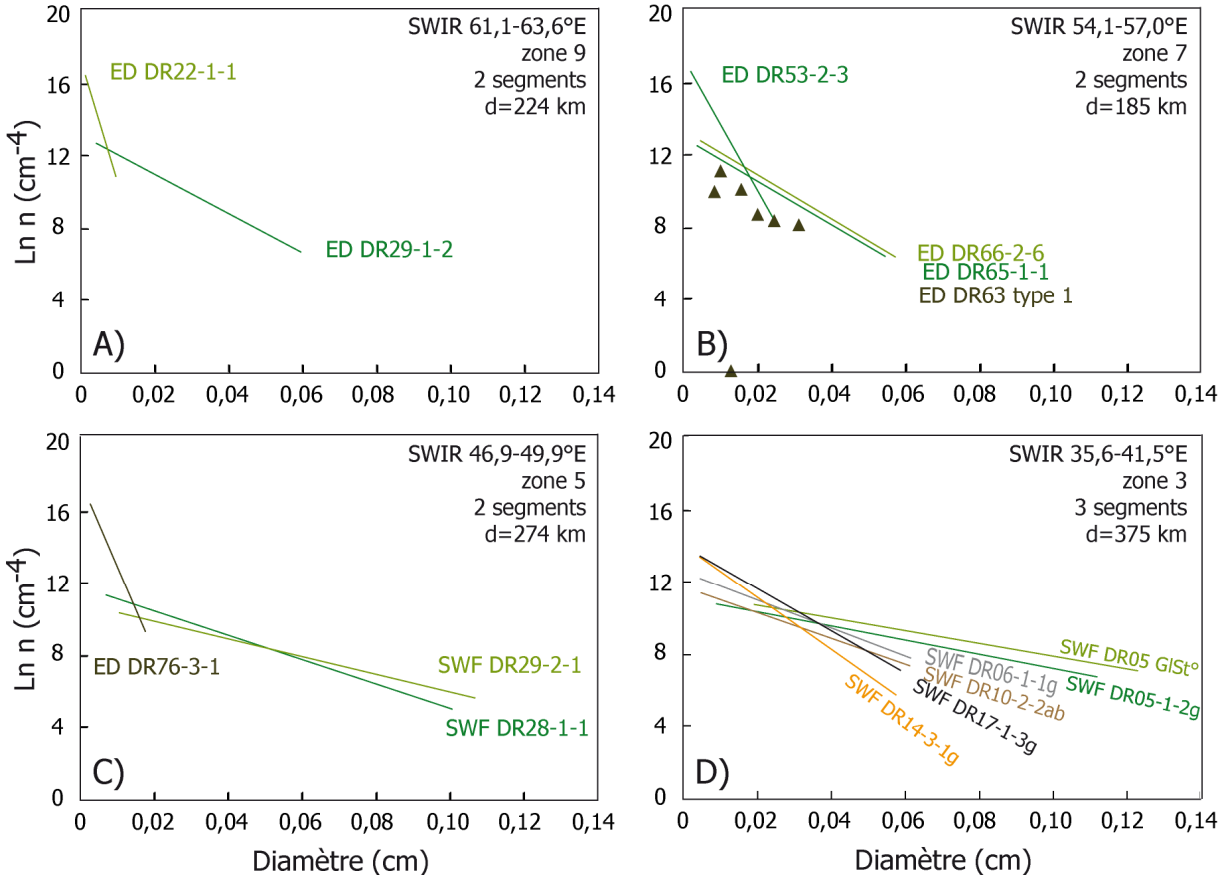


Figure 2-35 : Variabilité des VSD à l'échelle de régions (zones) ayant été définies par Cannat et al. (2008).

2.6.4. A l'échelle des océans

Le tableau 2-17 donne la variabilité des caractéristiques des VSD des échantillons répartis en fonction de leur océan d'origine. Nous notons une grande variabilité des caractéristiques de la vésicularité des échantillons au sein d'un même océan (la variabilité la plus importante étant sur la pente des droites de VSD). Comme nous l'avons mentionné précédemment, les MORBs du Pacifique sont beaucoup moins vésiculés que ceux des océans Atlantique et Indien (cf. 2.4.1). Cette disparité est retrouvée dans les VSD (Figure 2-25) : les VSD des échantillons des dorsales du Pacifique présentent les plus forts $ln(n_0)$ (19,6±2,8 cm^{-4}) ainsi que les pentes a les plus fortes (1111±972), comparativement à celles des échantillons des deux autres océans.

Tableau 2-17 : Variabilité des caractéristiques de la vésicularité par océan et sur la globalité des échantillons.

	Nb d'ech.	Caractéristiques d'analyse			Caractéristiques de la vésicularité			Droite de VSD		
		Nb	surface (cm²)	Nb/cm²	% ves (surf)	D_{moy} (µm)	D_{max} (µm)	$\ln(n_0)$ (cm^{-4})	a (cm^{-1})	r^2
Atlantique	**19**									
moy		287	2,63	218	5,20	221	603	14,0	-140	0,77
σ		340	1,86	328	11,76	199	365	2,7	99	0,22
σ %		119	71	150	226	90	60	19	-71	29
Indien	**28**									
moy		145	3,02	56	2,26	168	738	13,8	-181	0,85
σ		123	1,64	50	3,79	114	581	2,1	169	0,09
σ %		85	54	89	168	68	79	15	-93	11
Pacifique	**17**									
moy		200	1,31	330	0,26	38	122	19,6	-1157	0,90
σ		204	1,07	438	0,36	29	122	2,8	989	0,16
σ %		102	82	133	139	76	100	14	-86	18
global	**65**									
moy		199	2,43	172	2,56	148	535	15,3	-417	0,84
σ		231	1,71	301	6,97	147	501	3,5	664	0,17
σ %		116	70	175	272	99	94	23	-159	20

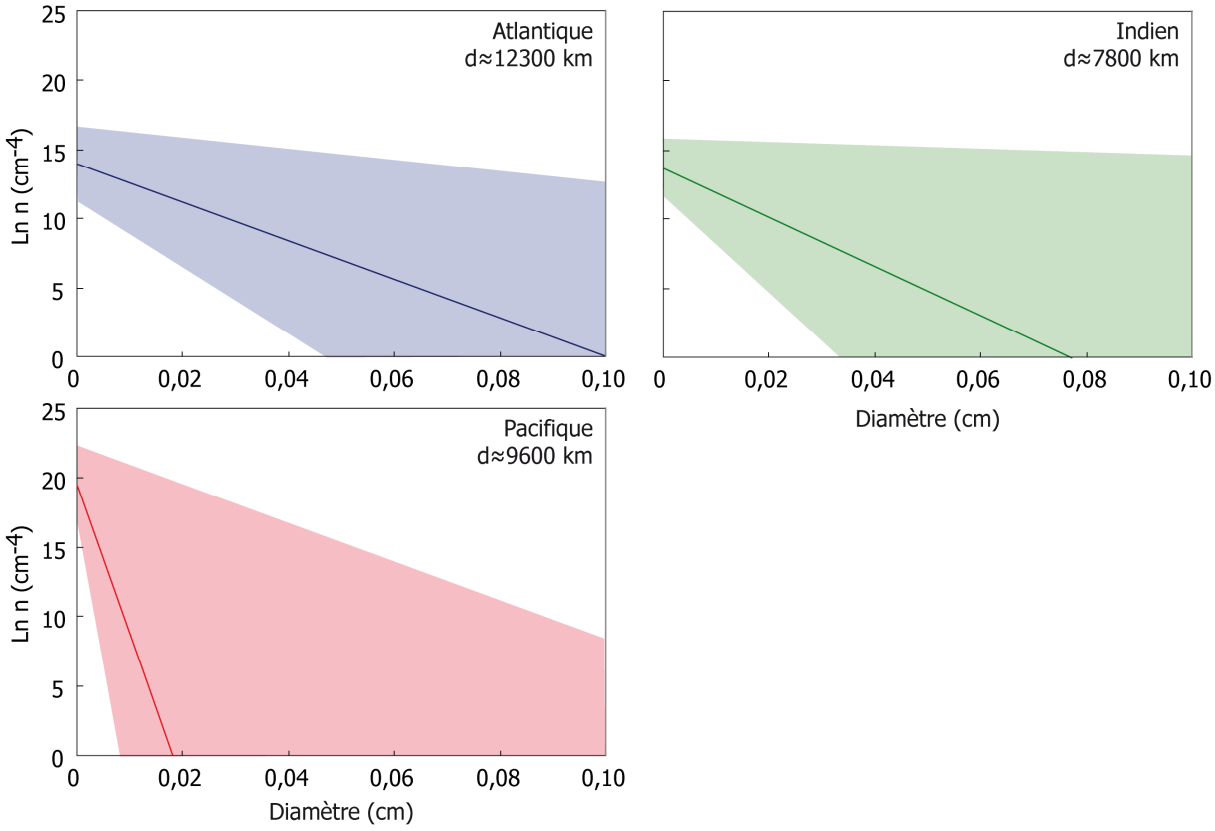


Figure 2-36 : Variabilité des VSD pour les 51 échantillons répartis par océan, les droites en bleu, vert, et rouge représentent respectivement les moyennes des VSD des échantillons de l'océan Atlantique, Indien et Pacifique avec leur domaine de variation en plus clair. Ces derniers ont été délimités par les droites de VSD extrêmes calculées par la moyenne de la pente a ±σ et la moyenne de $ln(n_0)$±σ.

2.6.5. Echelles de variations des caractéristiques de la vésicularité

Le tableau 2-18 groupe les variabilités moyennes (σ %) des caractéristiques de la vésicularité obtenues en fonction des différentes échelles étudiées précédemment. Nous n'avons gardé que les paramètres les plus importants : la densité de bulles, le diamètre moyen et la vésicularité pour les paramètres mesurés, et le $ln(n_0)$ et la pente *a* pour les paramètres définissant les droites de VSD.

Tableau 2-18 : Moyennes des variabilités (écart-type en %) des caractéristiques de la vésicularité à différentes échelles, une donnée (colonne 3) représente l'écart-type (en %) de la variabilité sur plusieurs échantillons utilisés pour une même échelle.

Echelle	Distance (km)	Nb de données	Référence des données	σ % nb/cm²	σ % D_{moy}	σ % ves.	σ % $ln(n_0)$	σ % a
échantillon	0	5	Tableau 2-11	20±10	13±6	43±23	3±2	20±2
segment	0-100	16	Tableau 2-14	74±48	44±28	73±52	9±6	51±38
région	100-400	4	Tableau 2-16	62±48	67±20	93±38	18±7	87±32
océan	~10000	3	Tableau 2-17	124±32	78±11	178±44	16±3	83±11
global	~40000	1	Tableau 2-17	175	99	272	23	159

L'observation majeure est que la variabilité de ces 5 paramètres augmente avec l'échelle considérée (Figure 2-37). Entre ces 5 paramètres, c'est la vésicularité en % qui présente les plus grandes variabilités s'étalant de 42 à 272%. Comme nous l'avons vu précédemment, même si les variabilités des deux paramètres de droites de VSD ($ln(n_0)$ et *a*) sont faibles, la vésicularité en % peut présenter une plus grande variabilité au sein d'un même échantillon (cf. 2.6.1). Cependant, cette variabilité est inférieure à la variabilité à l'échelle du segment.

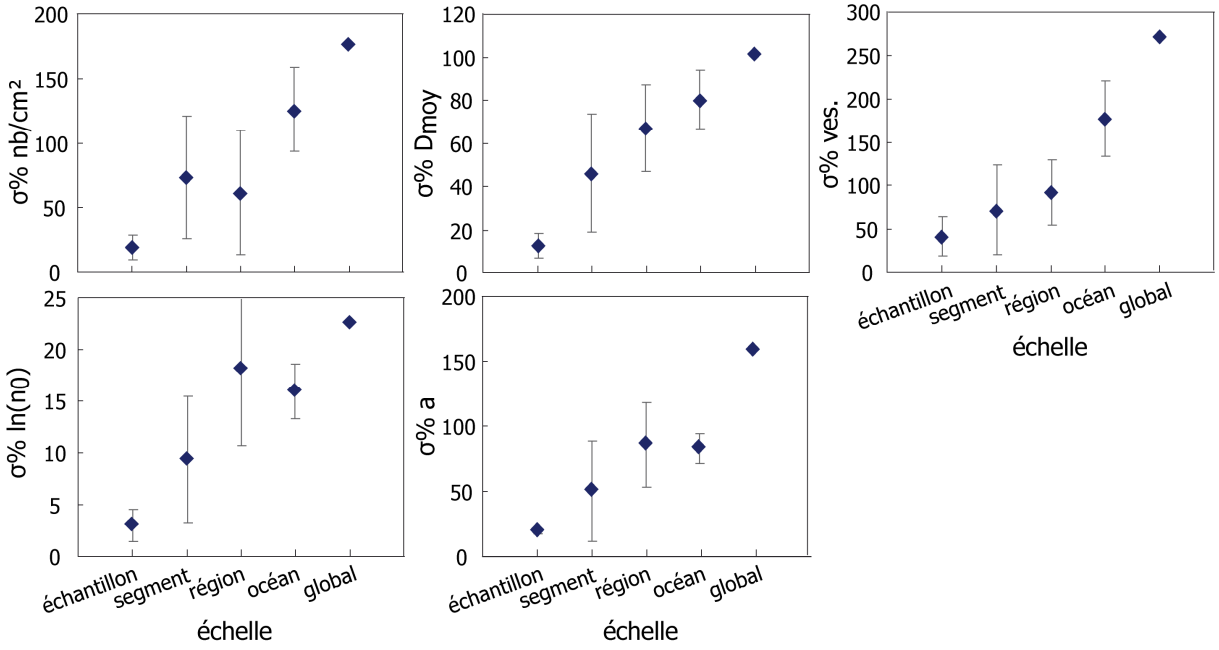


Figure 2-37 : Comparaison des caractéristiques de la vésicularité selon différentes échelles considérées.

Il existe une certaine hétérogénéité des caractéristiques de la vésicularité au sein d'un segment de dorsale (73%), similairement aux observations de Michael (comm. pers.), Dixon *et al.* (1988), Aubaud *et al.* (2004). Cependant, nous mettons aussi en évidence que cette variabilité est plus faible que la variabilité des vésicularités à des échelles plus grandes. Il semble donc y avoir une systématique globale de la vésicularité des MORBs, ce qui sous-entend que cette dernière est influencée par différents paramètres, et à différentes échelles. Le prochain chapitre aura donc pour but de déterminer les paramètres jouant un rôle sur la vésicularité des MORBs.

2.7. Conclusion

Dans cette partie, nous avons étudié les caractéristiques de la vésicularité dans 65 MORBs, que nous avons ensuite comparé à différents paramètres caractérisant les basaltes de ride médio-océanique.

- Premièrement, nous avons établi la méthode permettant d'acquérir ces données, pour l'appliquer à ces types d'échantillon. Les analyses ont été faites au moyen de traitements d'images sur des photos de lames minces. La méthode a été ajustée pour chaque lame, en fonction du nombre et de la taille des bulles, et de la qualité de l'échantillon sur la lame mince.

- L'analyse de la vésicularité en fonction de différentes surfaces pour un même échantillon a permis d'estimer des surfaces critiques au-dessus desquelles la vésicularité est représentative, elle équivaut à 44 fois le diamètre moyen.

- Les résultats montrent de grandes variabilités entre les échantillons, avec des vésicularités comprises entre 0 et 51,5%, dont la moyenne logarithmique est de 0,56% (58% ont une vésicularité inférieure à 1%, et 88% ont une vésicularité inférieure à 3%), les densités de bulles sont comprises entre 0 et 1767/cm², et sont de 54/cm² en moyenne log, et les diamètres moyens sont compris entre 7 et 886 µm.

- Les MORBs du Pacifique présentent des vésicularités très différentes avec des vésicularités en moyenne 14 fois plus faibles, des diamètres moyens 5 fois plus faibles, et des densités de bulles 3 fois plus importantes que pour les échantillons atlantiques et indiens.

- La transformation en volume de ces caractéristiques mesurées en surface a permis d'étudier les VSD (Vesicle Size Distribution), permettant de combiner dans un seul graphe : la taille des bulles, la densité des bulles et la vésicularité. Les VSD ont été classées en 4 groupes :
    - Les VSD linéaires ayant un $r^2>0,9$ (type I, 27% des échantillons)
    - Les VDS linéaires ayant un $r^2<0,9$, dont la dispersion est attribuée à un nombre relativement faible dans la lame ou bien à une cassure dans la distribution de la VSD (type II, 20% des échantillons)
    - Les VSD concaves caractéristiques du phénomène d'annealing (type III, 13% des échantillons.
    - Les VSD pour lesquelles il manque une ou plusieurs classes de bulles (type IV, 40% des échantillons) sont considérées linéaires (sauf pour les 20% dont moins de 20 bulles ont été comptées).

- En ayant considéré des VSD linéaires pour tous les échantillons, nous avons déterminé des densités de nucléis allant de 1 à 10^6 nucléis/cm^3, et des temps de croissance moyens allant de ~0 à 55 h, et maximum compris entre 12 et 618 h, les plus faibles caractérisant les verres des dorsales du Pacifique (2h en moyenne contre 15h pour les MORBs des océans Atlantique et Indien). En accord avec les fortes densités de bulles de ces échantillons, cela suggère que les magmas des rides de l'océan Pacifique remontent plus vite vers la surface que les MORBs des autres océans.

- Il existe une variabilité de la vésicularité à l'intérieur d'un échantillon (~40%). Cependant, celle-ci est plus faible que la variabilité entre les échantillons. La variabilité des VSD au sein un même segment de dorsale (70%) est inférieure à celle des plus grandes échelles (90% à l'échelle d'une région, 180% à l'échelle d'un océan). Il y a donc une systématique globale des caractéristiques de la vésicularité dans les MORBs.

Chapitre 3

Contrôles de la vésicularité et du dégazage des MORBs

3.1. Introduction 153

3.2. Comparaison des vésicularités avec d'autres paramètres 153

3.3. Signification des teneurs totales en CO_2 des échantillons 179

3.4. Type de dégazage 188

3.5. Conclusion 198

3.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence une systématique globale de la vésicularité. En particulier, les vésicularités ont des caractéristiques similaires à différentes échelles. Les MORBs du Pacifique ont des vésicularités beaucoup plus faibles que les échantillons des autres océans. Nous avons donc cherché à comprendre quels paramètres pouvaient exercer un contrôle sur la vésicularité des basaltes. Pour cela, nous avons comparé les mesures de vésicularités avec différents paramètres physiques (profondeur de l'axe de la dorsale et taux d'accrétion) et chimiques caractérisant les MORBs (majeurs, traces, volatils). Ensuite, nous avons calculé la teneur en CO_2 contenue dans les bulles des échantillons pour faire des estimations des teneurs en CO_2 du manteau, et discuté du type de dégazage que peuvent subir les MORBs. Toutes les données calculées dans ce chapitre sont reportées en annexe 5.

3.2. Comparaison des vésicularités avec d'autres paramètres

3.2.1. Historique des études de vésicularité dans des MORBs

3.2.1.1. A l'échelle globale : Moore 1979

Une seule étude de la vésicularité dans des MORBs à l'échelle globale a été faite, il y a plus de 30 ans par Moore (1979). Celui-ci a mesuré la vésicularité par comptage de points dans des suites d'échantillons de treize segments de dorsale (Figure 3-1A). D'après la figure 3-1B, il a proposé que le principal contrôle de la vésicularité soit la profondeur d'éruption, avec une augmentation de la vésicularité lors de la décompression par expansion des gaz. Néanmoins, à une profondeur donnée, il a observé une variabilité de la vésicularité. Celle-ci a été attribuée à l'influence de panaches profonds enrichis en éléments incompatibles et en CO_2, contribuant à augmenter la vésicularité.

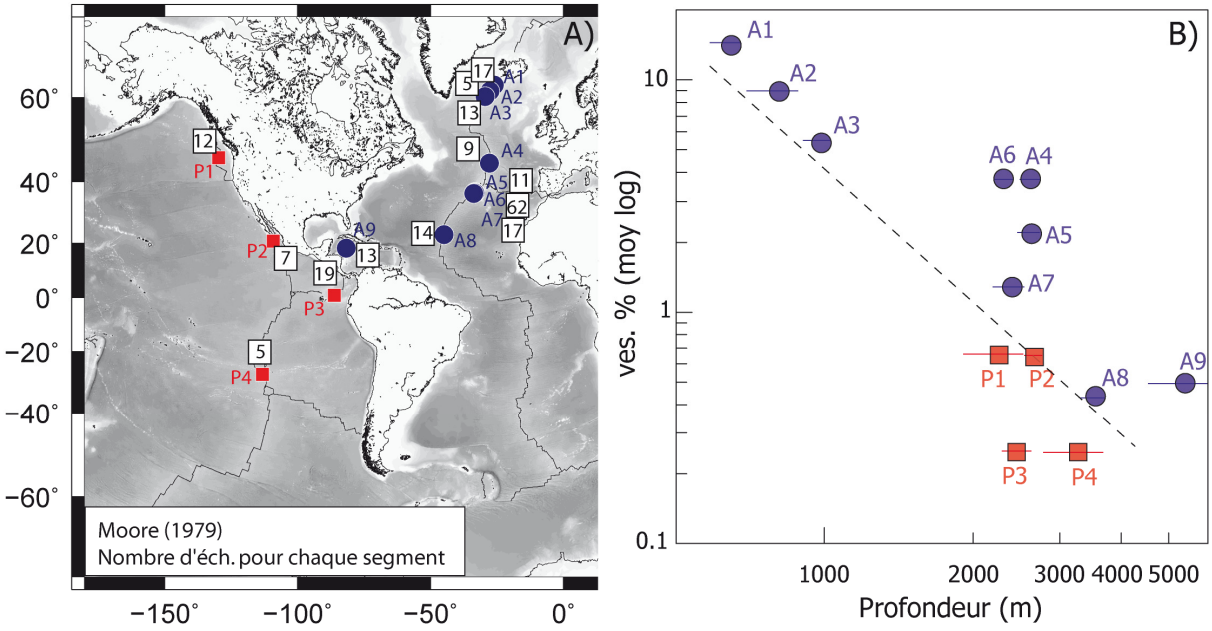


Figure 3-1 : Etude de Moore (1979), A) localisation des segments et leur label, les chiffres encadrés représentent le nombre d'échantillons dont la vésicularité a été mesurée, B) logarithme de la vésicularité en fonction du logarithme de la profondeur d'éruption, chaque donnée représente la moyenne des données des suites d'échantillons pour un segment.

3.2.1.2. Autres données de vésicularité

Quelques auteurs ont étudié la vésicularité dans des échantillons de basaltes de dorsales océaniques. Certains ont déterminé la vésicularité dans des échantillons pour discuter des résultats des analyses en gaz rares (*e.g.* He, Ar, Ne) et majeurs (*e.g.* CO_2, N_2) (Kurz et Jenkins 1981, Kurz *et al.* 2005, méthode par comptage de points, Marty et Ozima 1986, Marty 1995 : méthode par comptage de points ou traitement d'image).

Sarda et Graham (1990) ont étudié la VSD de la popping-rock, dont nous avons parlé précédemment (cf. 2.5.1.2 et 1.4.5.4 p. 68). Ils ont proposé que la plupart des MORBs aient perdu des bulles avant leur éruption, par stockage dans une chambre magmatique, en opposition aux popping-rocks étant un cas rare où les bulles ne se sont pas échappées.

Dixon *et al.* (1988) ont mesuré la vésicularité totale, la vésicularité des bulles inférieures à 40 µm, la densité de bulles et la taille de la plus grande bulle dans des verres de MORBs de la ride de Juan de Fuca. Ces mesures ont été obtenues par comptage de points. Ces auteurs ont mis en évidence une hétérogénéité de la vésicularité pour différentes lames minces d'un même échantillon. De plus, ils ont observé que les échantillons étudiés ne suivaient pas un simple dégazage en système fermé, suggérant différentes teneurs en CO_2 initiales dans le magma ou bien des pertes ou gains de bulles avant

l'éruption. Les plus petites vésicules (inférieures à 40 µm de diamètre) enregistreraient probablement localement des dégazages en système fermé pendant des éruptions rapides.

Aubaud *et al.* (2004) ont étudié les caractéristiques de la vésicularité (vésicularité, taille de la bulle la plus grande, densité de bulles) dans 19 verres tholéiitiques basaltiques de la ride Est de la microplaque d'Easter (EPR). Ces mesures leur ont permis d'observer une corrélation positive entre la sursaturation en carbone et la densité de bulles. Grâce à des mesures de rapports isotopiques du carbone $\delta^{13}C$ et du rapport de gaz rares $^{4}He/^{40}Ar^{*}$, ils ont proposé un dégazage cinétique, contrôlé par les vitesses de diffusion des espèces volatiles et non pas contrôlé par les solubilités des gaz (*i.e*. système ouvert/fermé).

Hekinian *et al.* (2000) ont fait des mesures de vésicularité sur des échantillons provenant de la MAR à 34°N, allant des N-MORBs aux basaltes alcalins, pour tenter de comprendre les éruptions explosives qui se sont produites dans cette zone. Leurs mesures de vésicularité ont été déterminées sur des lames minces faites sur les 3 premiers centimètres des bordures vitreuses et/ou la zone centrale sphérulitique la plus proche de la surface de la coulée. La vésicularité est obtenue par traitement d'image. La concentration des vésicules les plus grandes a été déterminée par une méthode de pesée. En plus, un comptage de point (1000 points) a été réalisé pour une vérification indépendante. La variabilité entre ces deux méthodes a été estimée inférieure à 7%.

D'autres études existent ayant reporté des données de vésicularité : Standish *et al.* (2008) reportent des vésicularités qui ont été déterminées « visuellement » sous loupe binoculaire sur des échantillons de la ride Sud-ouest Indienne (entre 9,3-25°E). Le Roux *et al.* (2002) ont déterminé des vésicularités ainsi que des compositions modales de cristaux dans des lames minces d'échantillons provenant du Sud de la MAR (40-55°S) par comptage de points (≥2000 points).

Pour la suite de l'étude (dont le chapitre 4), nous avons inclus toutes les mesures de vésicularité de la littérature établies de manière précise, fournissant non seulement des informations sur la vésicularité en %, mais aussi sur la taille des bulles et/ou la densité des bulles (Kurz et Jenkins 1981, Marty et Ozima 1986; Dixon *et al.* 1988, Sarda et Graham 1990, Marty 1995, Aubaud *et al.* 2004, Kurz *et al.* 2005). Nous n'avons pas intégré les données de Hekinian *et al.* (2000) et le Roux *et al.* (2002), qui ne fournissent pas d'information sur les caractéristiques de la vésicularité. Nous n'avons pas utilisé non plus les données de Standish *et al.* (2008) dont les mesures ne sont que des estimations (loupe binoculaire).

3.2.2. Les échantillons considérés

Les verres utilisés dans cette étude sont ceux étudiés dans le chapitre précédent (dont nous avons déterminé les caractéristiques de la vésicularité), hormis 12 échantillons dont moins de 20 bulles ont été comptées sur la lame (CH98 DR12, Ride lente DR09, EW9309 2D GlSt°, PLU DR04 tube 2g, ED DR12 GlSt°, ED DR63 type 1, MD 34D4, 1011 (Ogive), NZ 19-03, AHA D11E, GN12-08, GN02-02, tableau 2-7). Les échantillons provenant de monts sous-marins (OT3-10, voir Hekinian *et al.* 2000, mont sous-marin PITO : PI07-02, PI07-03) ont également été soustraits de la collection de données, dans le but d'avoir une approche sur les MORBs *sensu stricto*. La méthodologie détaillée de la mesure des caractéristiques de la vésicularité est présentée en 2.3. Nous avons rajouté 70 échantillons provenant de la littérature (comme énoncés précédemment, cf. 3.2.1.2) dont la vésicularité a été déterminée précisément.

La localisation des échantillons est présentée dans la figure 3-2 et leurs caractéristiques reportées dans le tableau 3-1. Ces MORBs (N=50) proviennent de trois systèmes de rides séparées couvrant une gamme importante de taux d'accrétion (15 à 155 mm/an), de profondeurs bathymétriques entre 900 et 5375 m et de compositions chimiques ($0,02<K_2O/TiO_2<0,65$, avec 39% d'E-MORBs, *i.e.* ayant un rapport $K_2O/TiO_2 \geq 0,15$, cf. 1.4.3 p. 50). Nous considérons la profondeur d'échantillonnage équivalente à la profondeur d'éruption. Les échantillons ont été prélevés par différentes méthodes : les échantillonnages par submersible et par « rock-core » sont ponctuels, alors que les dragages se font typiquement sur plusieurs centaines de mètres de dénivelé. En conséquence, les échantillons provenant de dragues ont des profondeurs d'échantillonnage d'une incertitude comprise entre les profondeurs maximum et minimum de dragage. Nous avons reporté ces incertitudes lorsque nous les connaissons (annexe 1).

Les 15 échantillons de la ride médio-atlantique (MAR) proviennent de 63°N à 50°S de latitude, avec des profondeurs s'échelonnant entre 999 m et 4430 m. Les 24 échantillons de l'océan Indien ont des gammes de profondeur comprises entre 1270 et 5375 m, provenant tous de la SWIR (hormis 1 provenant de la CIR, 1 du RTJ, et 1 de la SEIR). Les 11 échantillons de l'océan Pacifique sont les plus appauvris en éléments incompatibles de la collection de données, avec des profondeurs variant de 2340 à 4150 m.
Les échantillons de la littérature (N=70, localisation sur la figure 3-2) ont été reportés dans le tableau 3-1.

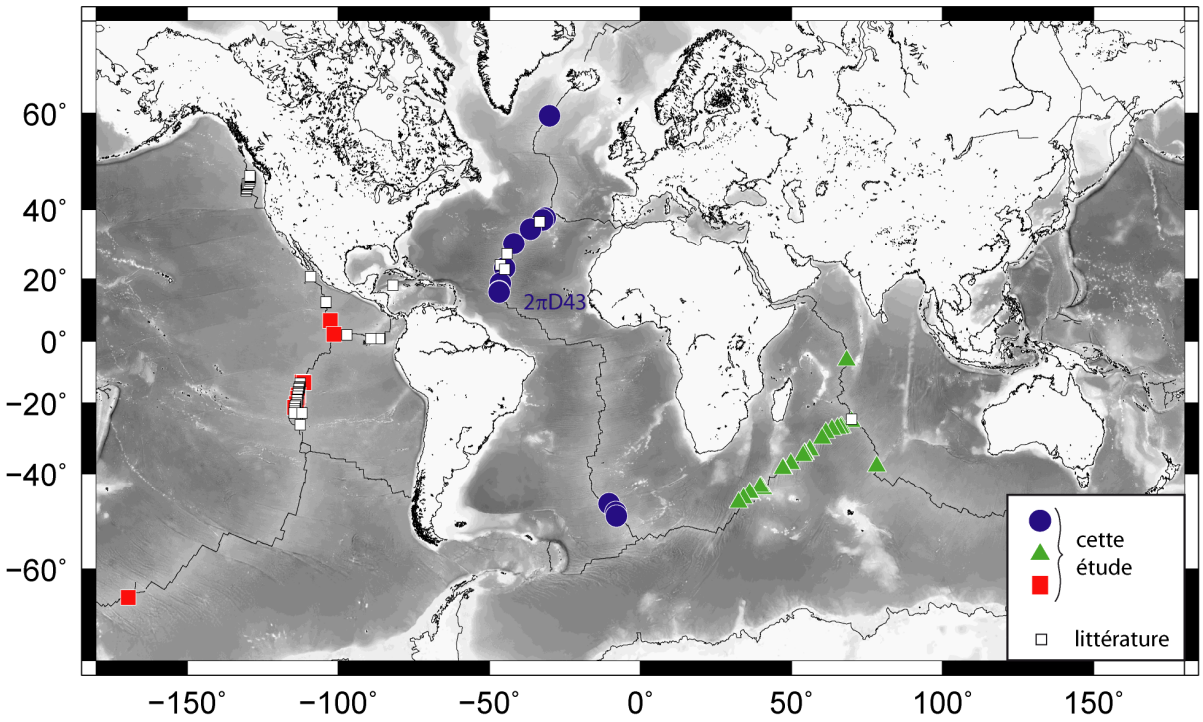


Figure 3-2 : Carte de localisation des verres de MORBs de cette étude, les carrés blancs représentent les échantillons de la littérature (Kurz et Jenkins 1981; Marty et Ozima 1986; Dixon et al. 1988; Sarda et Graham 1990; Marty 1995; Aubaud et al. 2004; Kurz et al. 2005).

Tableau 3-1 : Caractéristiques moyennes des échantillons présentées par océan avec les valeurs minimum et maximum, les E-MORBs sont définis par des rapports $K_2O/TiO_2 \geq 0,15$, prof. = profondeur, τ = taux d'accrétion, (littérature : Kurz et Jenkins 1981; Marty et Ozima 1986; Dixon et al. 1988; Sarda et Graham 1990; Marty 1995; Aubaud et al. 2004; Kurz et al. 2005).

Verres MORBs	Cette étude				Littérature	
Moyenne (min.-max.)	Atlantique	Indien	Pacifique	Total	sans K_2O/TiO_2	avec K_2O/TiO_2
Nombre	15	24	11	50	70	66
Prof. (m)	2803 (999-4430)	3207 (1270-5375)	3051 (2340-4150)	3052 (999-5375)	2591 (1493-5632)	2606 (1493-5632)
τ (mm/an)	25 (18-32)	20 (15-67)	139 (62-155)	48 (15-155)	77 (17-145)	83 (17-145)
K_2O/TiO_2	0,13 (0,04-0,40)	0,18 (0,02-0,65)	0,05 (0,03-0,07)	0,14 (0,02-0,65)	-	0,09 (0,02-0,32)
% E-MORBs	40%	54%	0%	39%	-	9%
Log(ves.) ⇔ ves.(%)	0,28 (-0,50-1,21) ⇔ 1,89 (0,31-16,5)	0,05 (-1,36-1,23) ⇔ 1,13 (0,04-16,85)	-0,88 (-1,59--0,22) ⇔ 0,13 (0,03-0,60)	-0,08 (-1,59-1,23) ⇔ 0,82 (0,03-16,85)	-0,38 (-2-0,62) ⇔ 0,42 (0,01-0,24)	-0,38 (-2-0,62) ⇔ 0,42 (0,01-4,17)

3.2.3. Profondeur d'éruption

Moore (1979) a suggéré que le principal contrôle de la vésicularité était la profondeur d'éruption (cf. 3.2.1.1). Cette relation s'explique par la variation du volume molaire des gaz quand la pression varie. Ce phénomène se traduit donc par une augmentation de la vésicularité dans les magmas lorsque la

pression diminue, car, pour une teneur en gaz donnée, le volume des gaz augmente avec la décompression. Dans le cas des MORBs, les bulles sont généralement composées de plus de 90% de CO_2 (cf. 1.4.5.1 p. 56). Considérant le CO_2 comme un gaz parfait et les bulles uniquement constituées de CO_2, nous pouvons tracer l'évolution de la vésicularité en fonction de la profondeur, pour différentes teneurs en CO_2 dans les bulles, d'après la formule dérivée de la loi des gaz parfaits :

$$ves = \frac{100 \times V_m \times n_{CO_2}}{\frac{P \times T_0}{P_0 \times T \times \rho_{magma}} + V_m \times n_{CO_2}} \qquad \text{avec } V = \frac{ves}{100 - ves} \times \frac{1}{\rho_{magma}} \qquad \text{3-1}$$

V est le volume de CO_2, (cm^3),
ves. est la vésicularité (en %),
V_m est le volume molaire du CO_2 (=22400 cm^3/mol),
n est la concentration en CO_2 contenu dans les bulles (en mol/g de magma),
P et P_0 sont respectivement les pressions d'éruption (en bar) et standard (=1 bar),
T et T_0 sont respectivement les températures de trempe (=1000K, Ryan et Sammis 1981) et standard (=273K),
ρ_{magma} est la masse volumique du magma (en g/cm^3).

Faire l'approximation que le CO_2 est un gaz parfait est acceptable aux profondeurs considérées (1000-6000 m) : d'après la figure 3-3, les évolutions de la vésicularité en fonction des gammes de profondeurs considérées (1000-6000 m) sont similaires, que l'on utilise une équation d'état (*e.g.* Duan *et al.* 1995) ou bien l'équation des gaz parfaits (les volumes molaires sont similaires).

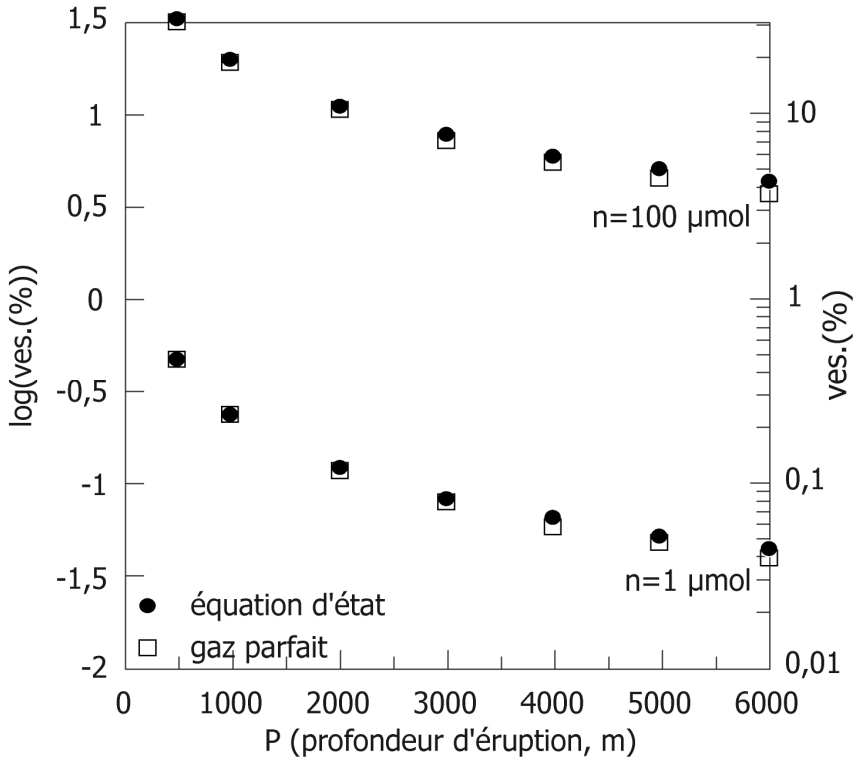


Figure 3-3 : Evolution de la vésicularité en fonction de la profondeur d'éruption (entre 0 et 600 bar) pour des teneurs en CO_2 dans la phase vapeur de 1 µmol et 100 µmol et considérant 100% de CO_2 dans les vésicules, selon la loi des gaz parfaits (carrés vides) et une équation d'état (ronds noirs, Colin, comm. pers., d'après l'équation d'état de Duan et al. *1995).*

La figure 3-4B montre l'évolution de la vésicularité en fonction de la profondeur pour différentes teneurs de CO_2 dans la phase vapeur déterminée à partir de l'équation 3-1. Par conséquent, les évolutions présentées ne prennent en compte que l'expansion des gaz pendant la décompression et non la possible croissance de bulles par diffusion du CO_2 du magma vers les vésicules. Pour des profondeurs supérieures à 1500 m, la variation du logarithme de la vésicularité en fonction de la profondeur est quasi linéaire. En revanche, lorsque que l'on considère des profondeurs inférieures à 1500 m, la relation est plutôt exponentielle, et la vésicularité augmente drastiquement lorsque la profondeur diminue. L'allure des courbes d'expansion des gaz avec la décompression est légèrement différente de la relation proposée par Moore (1979).

Lorsque l'on s'intéresse à nos données reportées dans la figure 3-4A, nous n'observons aucune relation entre le logarithme de la vésicularité et la profondeur. Cela suggère que la profondeur d'éruption n'est pas le paramètre principal contrôlant la vésicularité, contrairement aux observations de Moore (1979). Les échantillons les plus vésiculés semblent être tout de même les moins profonds (à l'exception de la popping-rock 2πD43). Il est nécessaire de considérer différentes teneurs en CO_2 dans la phase vapeur (figure 3-4B) pour expliquer la dispersion des données dans le graphe *log(ves)-P*. Un point remarquable est le décalage des MORBs du Pacifique qui sont moins vésiculés pour une profondeur donnée que ceux des océans Atlantique et Indien. Des paramètres autres que la profondeur ont donc une influence sur la vésicularité des basaltes océaniques.

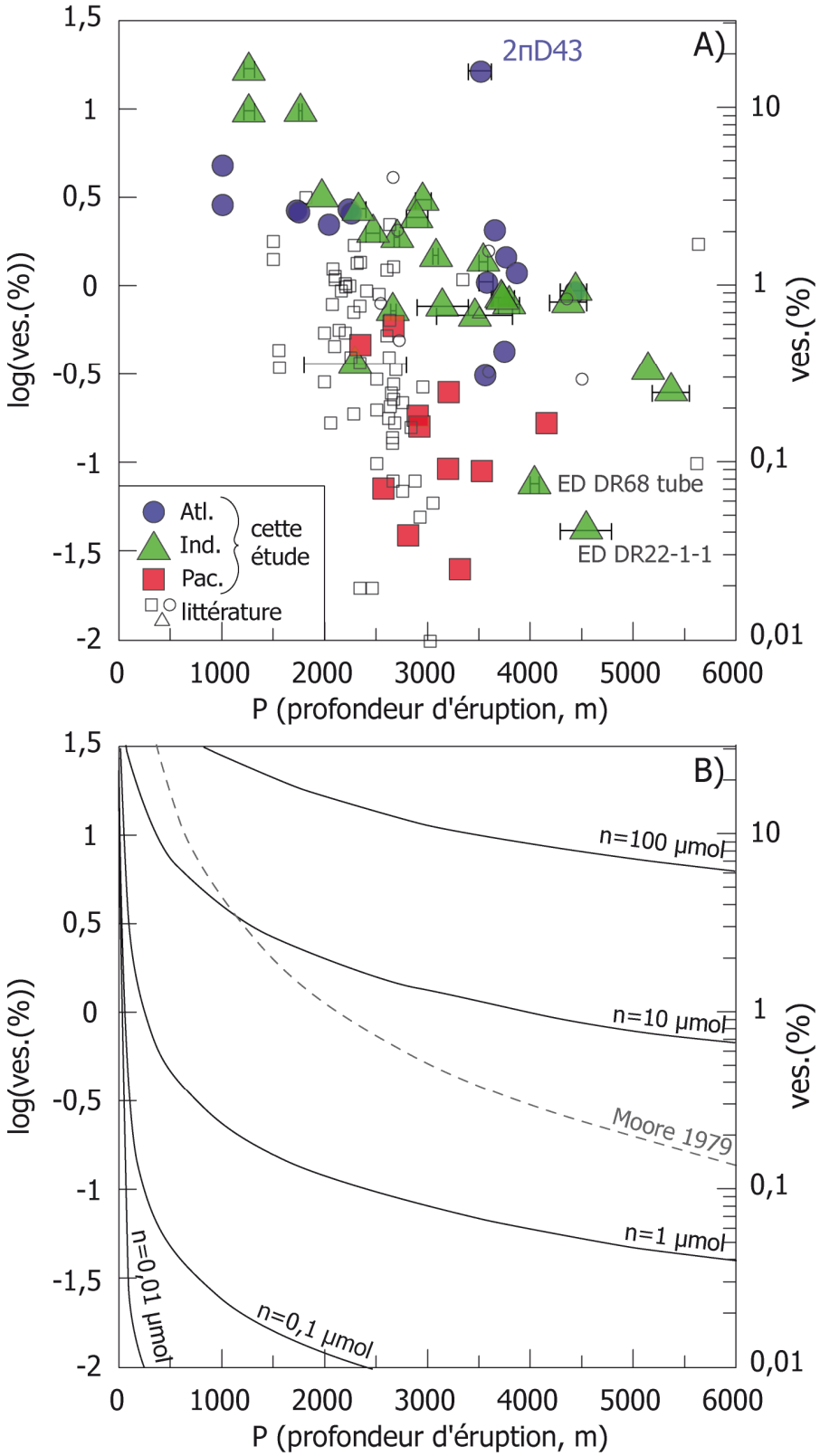


Figure 3-4 : Logarithme de la vésicularité en fonction de la profondeur d'éruption (P), A) échantillons de cette étude, B) en trait plein : courbes d'évolution de la vésicularité lors de l'expansion des gaz par la décompression pour différentes teneurs en CO_2 gazeux (d'après la loi des gaz parfaits, 3-1), en pointillés : relation empirique définie par Moore (1979). La répartition des données ne peut pas être expliquée par une des courbes, indiquant que la teneur en CO_2 contenue dans les bulles n'est pas constante.

3.2.4. Taux d'accrétion

Lorsque la vésicularité est reportée en fonction du taux d'accrétion (Figure 3-5), nous observons une tendance négative entre ces deux paramètres. Les échantillons provenant des rides rapides (EPR dans le Pacifique avec 150 mm/an) ont les vésicularités les plus faibles (0,1% en moyenne). Les échantillons des dorsales du Pacifique étant affectés par des taux d'accrétion plus faibles (Juan de Fuca avec un taux d'accrétion de 60 mm/an), présentent des vésicularités plus élevées (0,5% en moyenne). Les MORBs des dorsales lentes des océans Atlantique et Indien présentent globalement des vésicularités plus fortes mais avec des variabilités plus importantes (1,2% en moyenne). Deux hypothèses peuvent être émises d'après cette relation : la vésicularité est peut-être plus faible pour tous les échantillons des rides du Pacifique pour une raison autre que le taux d'accrétion (*e.g.* la présence de chambres magmatiques crustales sous les dorsales du Pacifique, ou les différences de compositions chimiques du manteau à grande échelle). Ou alors, il y a effectivement une relation progressive entre vésicularité et taux d'accrétion (les MORBs issus des dorsales les plus rapides du Pacifique ont en moyenne des vésicularités plus faibles que les MORBs issus des dorsales intermédiaires du Pacifique, tel que la ride Juan de Fuca).

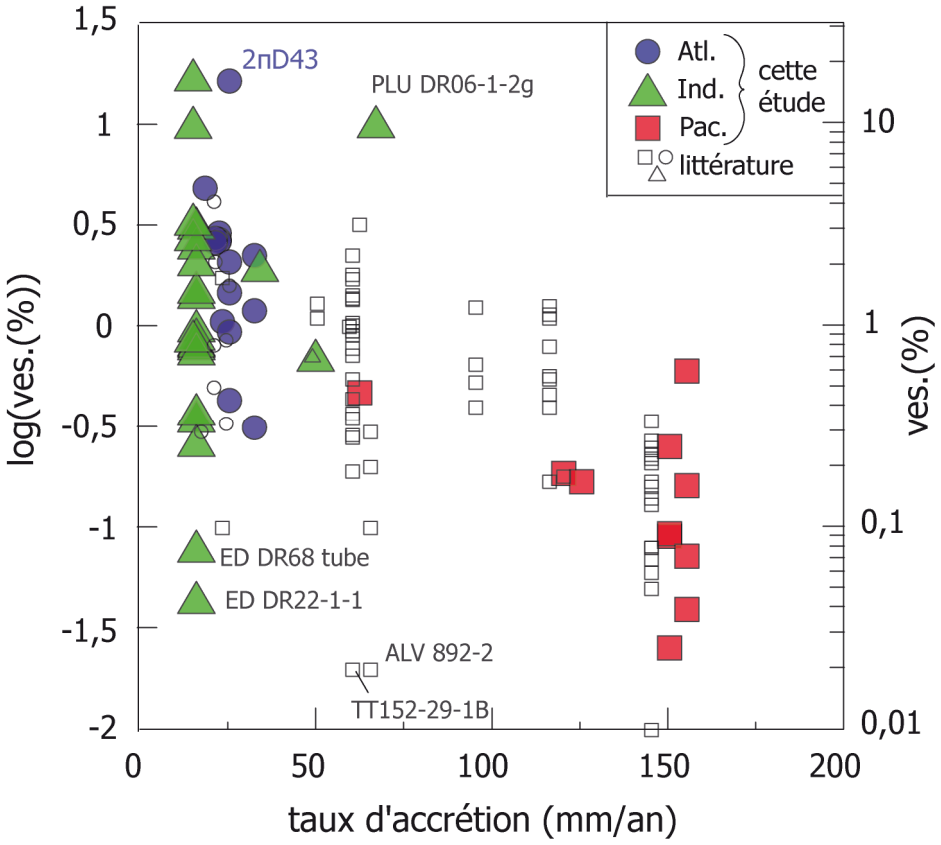


Figure 3-5 : Logarithme de la vésicularité en fonction du taux d'accrétion.

3.2.5. Paramètres chimiques

La composition chimique des échantillons nous renseigne sur les processus magmatiques (*i.e.* fusion partielle et cristallisation fractionnée) les ayant affectés ainsi que sur la composition de la source mantellique (*i.e.* source plus ou moins enrichie en éléments incompatibles) (cf. 1.4 p. 44). Ces caractéristiques sont susceptibles d'enrichir le CO_2 dans le magma, puisque cette espèce est considérée incompatible (*e.g.* Saal *et al.* 2002, cf. 1.4.5.4 p. 68), permettant l'atteinte plus précoce de la saturation en CO_2 dans le magma et donc de provoquer son dégazage, et d'augmenter la vésicularité du basalte. Nous avons donc comparé les vésicularités avec des traceurs des processus magmatiques et de source (Figure 3-6 et figure 3-8).

3.2.5.1. Traceurs de processus magmatiques

Lors de la cristallisation fractionnée, le CO_2 (en le considérant incompatible, *e.g.* Saal *et al.* 2002, cf. 1.4.5.4 p. 68) se concentrerait de plus en plus dans le magma ce qui provoquerait son dégazage lorsque sa saturation serait atteinte. D'après cette hypothèse, il devrait y avoir une augmentation de la vésicularité lorsque le MgO diminue. La figure 3-6A représente la vésicularité reportée en fonction du MgO, traceur de la cristallisation fractionnée (cf. 1.4.1.1 p. 45). Cette figure ne met pas en évidence de relation avec ce paramètre, en contradiction avec les hypothèses d'autres auteurs (*e.g.* le Roux *et al.* 2006, Aubaud *et al.* 2004). Il paraît donc peu probable que la vésiculation s'effectue dans la chambre magmatique ou lors d'un processus de cristallisation.

Notons que d'après Aubaud *et al.* (2004), la teneur en CO_2 totale (CO_2 bulles + CO_2 dissous) des magmas est corrélée positivement au MgO, c'est-à-dire que plus la différenciation magmatique est importante (*i.e.* plus le MgO diminue), plus le magma perd des bulles. D'après ces auteurs, le CO_2 est perdu par dégazage (les bulles partent du magma) lors de la différenciation magmatique, en accord avec l'hypothèse de Sarda et Graham (1990), qui ont suggéré une perte de bulles des MORBs par stockage dans une chambre magmatique.

Une des raisons laissant penser que la cristallisation fractionnée ne joue pas un rôle prépondérant dans la vésiculation des magmas est que certains échantillons assez primitifs (MgO>8,5 wt%) ont des vésicularités s'échelonnant entre ~0,2 et 3,5 wt%. Or avant la cristallisation fractionnée, les vésicularités devraient être proches de 0%, si la différenciation magmatique était la cause principale du dégazage.

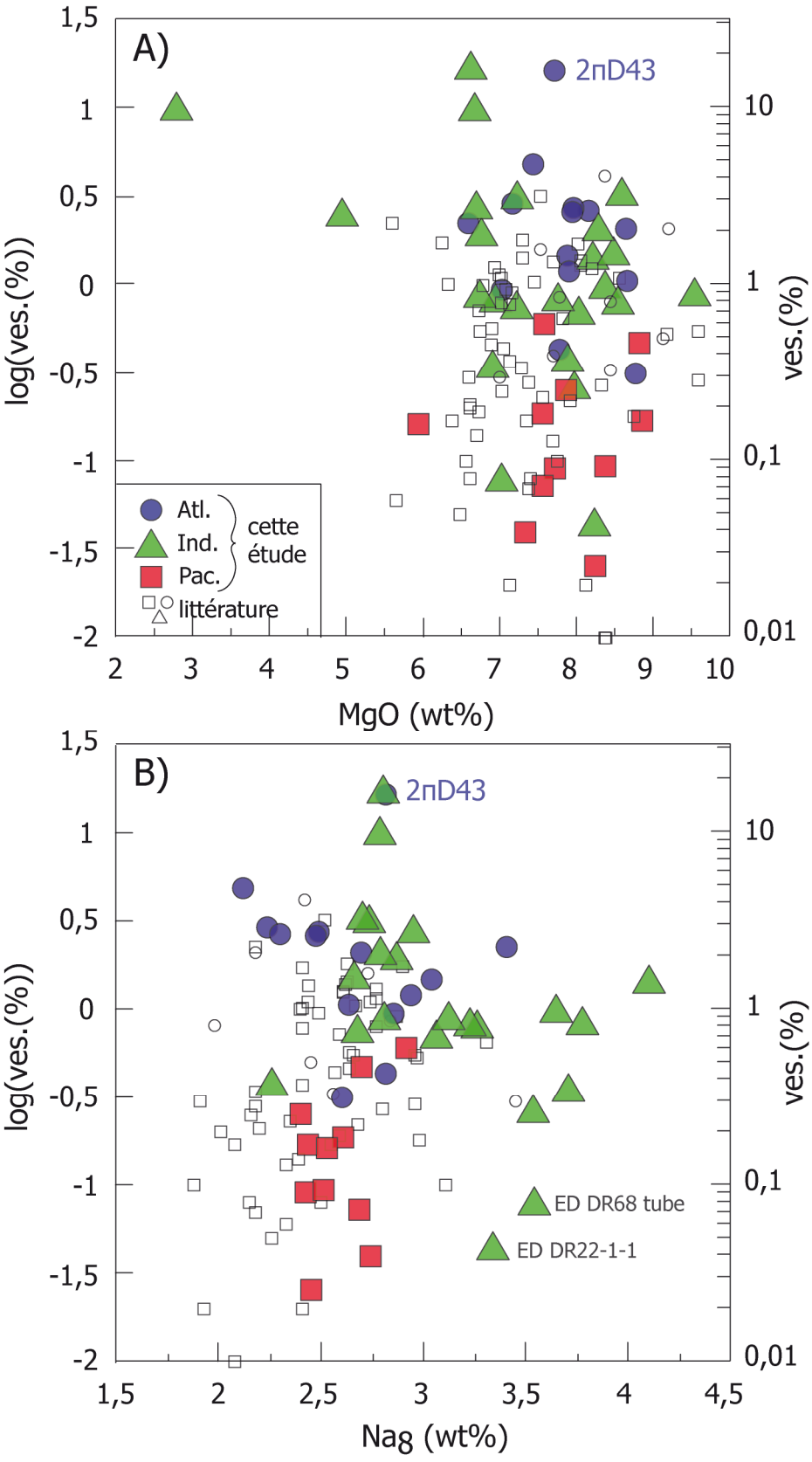


Figure 3-6 : Vésicularité en fonction des traceurs : A) de la cristallisation fractionnée (MgO) et B) de la fusion partielle (Na_8).

Nous avons également estimé de manière qualitative la teneur en cristaux des échantillons à partir de l'observation microscopique des lames minces que l'on a comparé avec nos mesures de vésicularité. A partir de ces observations, nous avons découpé les teneurs en cristaux en 5 ensembles et nous avons ensuite comparé les caractéristiques de la vésicularité à ces nouvelles données. Les résultats sont reportés sur la figure 3-7. Nous avons choisi de comparer les teneurs en cristaux à la vésicularité, car les cristaux sont susceptibles de permettre la nucléation des bulles (*e.g.* Hurwitz et Navon 1994). Les graphes ne montrent pas de relation entre les caractéristiques de la vésicularité et la teneur en cristaux. Néanmoins, nous pouvons noter que les échantillons les plus riches en cristaux correspondent à ceux qui ont les vésicularités et diamètres moyens les plus forts. Nous n'observons pas de relation évidente entre la teneur en cristaux et la densité de bulles. Cependant, une étude plus quantitative des pourcentages de cristaux inclus dans ces verres serait nécessaire pour discuter des relations cristaux-bulles.

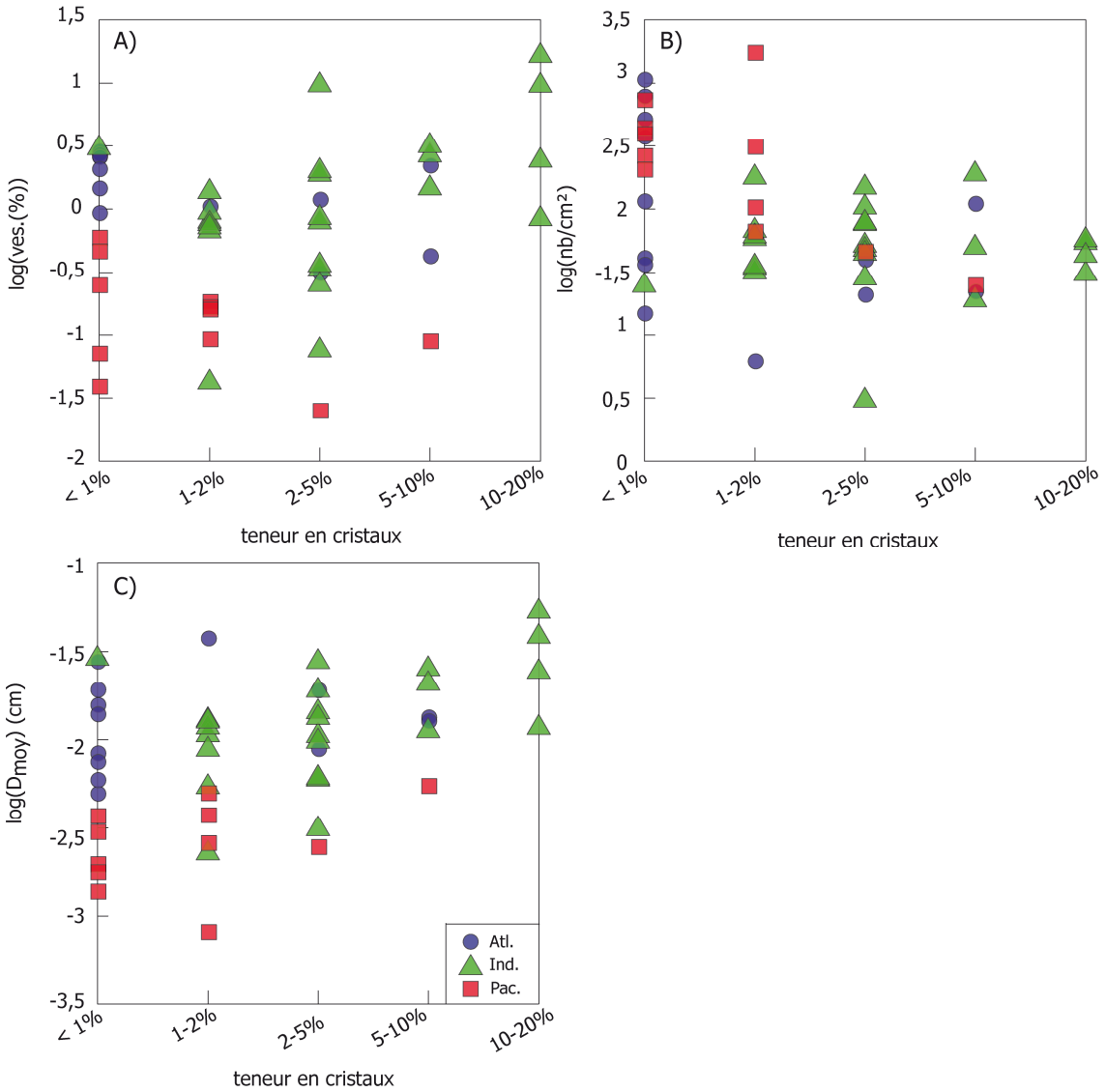


Figure 3-7 : Caractéristiques de la vésicularité en fonction de la teneur en cristaux, déterminée qualitativement par l'observation des lames minces au microscope optique en lumière transmise.

Un autre processus pouvant être responsable de l'accumulation de CO_2 dans le magma est la fusion partielle. Un faible taux de fusion partielle, correspondant à un Na_8 fort (Na_8= teneur en Na_2O à un MgO de 8%) (Klein et Langmuir 1987; Langmuir *et al.* 1992, cf. 1.4.1.2 p. 46), contribue à concentrer les éléments incompatibles tels que le CO_2 dans le magma. En revanche, la concentration en CO_2 dans le magma serait plus faible lorsque le taux de fusion partielle augmente (faible Na_8). Or, la figure 3-6B ne montre pas de relation évidente entre la vésicularité (en échelle logarithmique) et le Na_8, ce qui suggère donc que le taux de fusion partielle n'est pas le paramètre principal contrôlant la vésicularité des MORBs.

3.2.5.2. Traceurs de source

Comme nous l'avons énoncé précédemment, il est admis que le CO_2 est un élément incompatible (*e.g.* Saal *et al.* 2002, cf. 1.4.5.4 p. 68). De ce fait, le CO_2 pourrait être plus concentré dans les sources enrichies en éléments incompatibles. Nous avons vu précédemment que certains rapports d'éléments ne fractionnent pas ou peu durant les processus magmatiques, compte-tenu de leur degré d'incompatibilité similaire (cf. 1.4.3 p. 50). Si le CO_2 est enrichi dans le magma, alors sa pression de saturation doit être plus élevée. Cela doit se traduire par une vésiculation plus profonde des magmas. A une même profondeur d'éruption, alors il serait possible d'observer des vésicularités plus élevées pour les magmas enrichis (dans le cas où les bulles ne sont pas extraites du système). La figure 3-8 montre les relations entre la vésicularité et des rapports chimiques tels que le K_2O/TiO_2 (Figure 3-8A) et le $(La/Sm)_N$ (Figure 3-8B). Il apparaît une tendance entre la vésicularité et l'enrichissement de la source : la vésicularité est d'autant plus élevée que l'enrichissement de la source en éléments incompatibles est élevée. Cette relation est surtout valable pour les E-MORBs ($K_2O/TiO_2 \geq 0,15$ et $(La/Sm)_N \geq 1$).

Notons tout de même que si l'on considère un même degré d'enrichissement (même rapport $(La/Sm)_N$ ou K_2O/TiO_2), nous observons qu'un certain nombre des échantillons de la ride la plus rapide du Pacifique (EPR) sont généralement moins vésiculés que les autres. Il est probable qu'une partie de cette différence provienne de l'effet du taux d'accrétion dont nous avons parlé dans la partie 3.2.4 (p. 161).

A l'inverse, l'échantillon R.R.D97 D6 semble avoir une vésicularité trop importante : cette singularité peut être attribuée à la faible profondeur de cet échantillon (P=1000 m) et à la relation exponentielle entre vésicularité et profondeur d'éruption par expansion des gaz durant l'éruption. D'autre part, cet échantillon fait partie des 4 dont la surface d'analyse a été estimée trop faible pour être représentative de la vésicularité. Une part de la dispersion dans les graphes de la figure 3-8 peut aussi provenir du fait que certains rapports K_2O/TiO_2 et $(La/Sm)_N$ ne reflètent pas exclusivement l'enrichissement de la source en éléments incompatibles. Lorsque le taux de fusion partielle est faible (Na_8 fort), ces rapports

sont légèrement fractionnés (cf. figure 1-35 p. 52). Par conséquent, certaines vésicularités paraissent trop faibles pour un K_2O/TiO_2 ou $(La/Sm)_N$ donné (cas d'ED DR29-1-2, ED DR08 type 2, ED DR34-1-3, ED RC01, ED DR12-2, ED DR68 tube). De même, les échantillons ED DR68 tube, ED RC01, ED DR08 type 2, ED DR12-2, ED DR22-1-1 sont affectés par l'anomalie négative en Ti caractérisant les zones SWIR 6, 9, 10,11 (cf. 1.4.1.2, figure 1-32 p. 48). Dans ce cas, il ne s'agit pas d'un enrichissement en éléments incompatibles (le K ou le La) mais d'un appauvrissement en Ti (Meyzen *et al.* 2003).

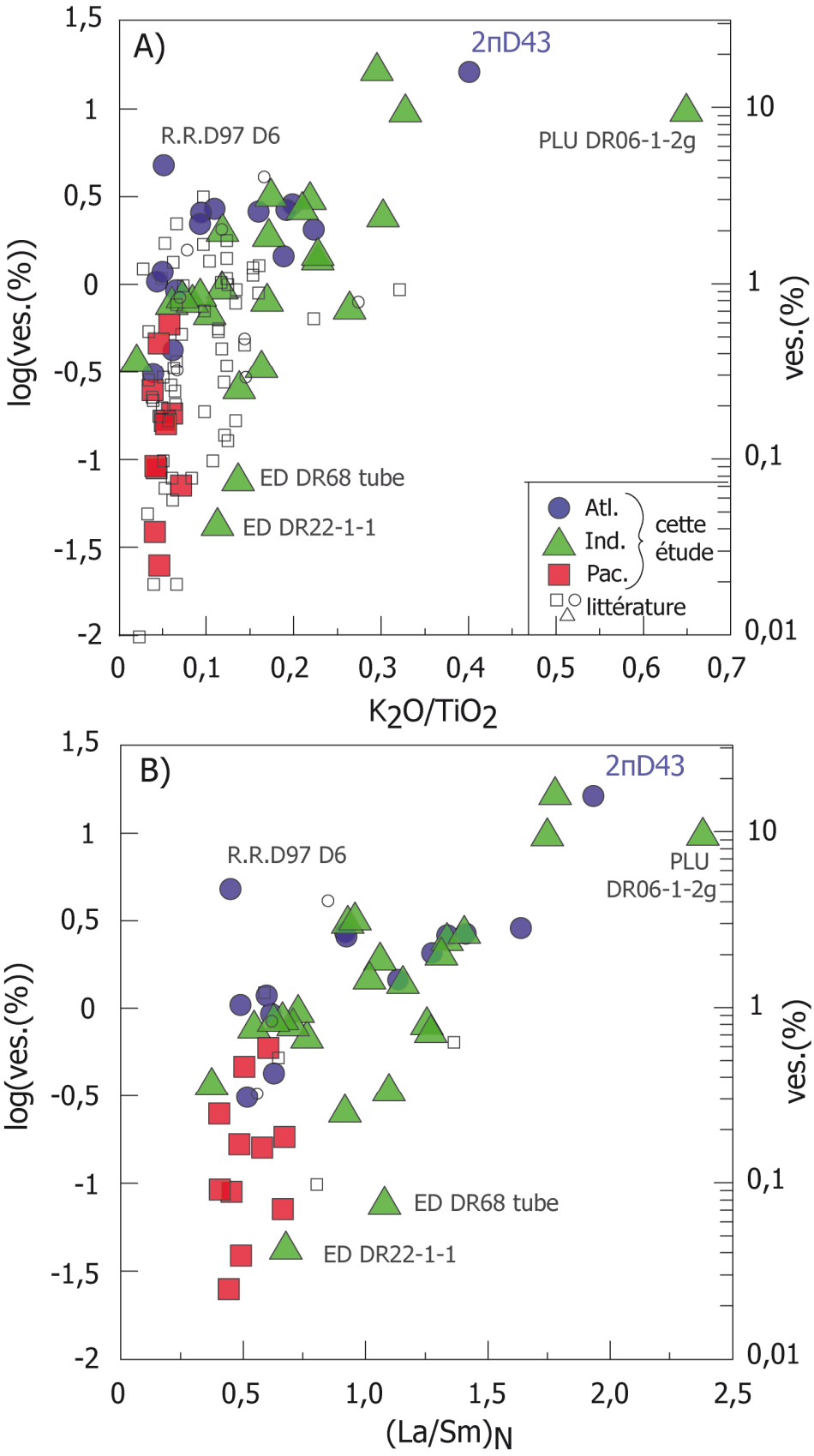


Figure 3-8 : Evolution de la vésicularité en fonction de traceurs de l'enrichissement de la source en éléments incompatibles, A) Logarithme de la vésicularité en fonction du rapport K_2O/TiO_2, B) Logarithme de la vésicularité en fonction du $(La/Sm)_N$ (normalisé aux chondrites C1, McDonough et Sun 1995), les échantillons sont considérés enrichis (E-MORBs) au-delà d'un rapport K_2O/TiO_2 de 0,15 et d'un rapport $(La/Sm)_N$ de 1.

3.2.5.3. H_2O dissous

L'H_2O et le CO_2 constituent les volatils majeurs des MORBs. Cependant, le CO_2 est en général la seule espèce qui soit saturée aux pressions d'éruption et qui forme donc les bulles. L'H_2O reste donc sous forme dissoute dans le magma (en général, il y a moins de 10% d'H_2O vapeur dans les bulles des MORBs, cf. 1.4.5.1 p. 56). Nous avons comparé la vésicularité à l' H_2O dissoute (H_2O_8, c'est-à-dire corrigée de la cristallisation fractionnée) sur la figure 3-9. Il existe une tendance positive entre ces 2 paramètres, similaire à la relation observée entre le logarithme de la vésicularité et les hétérogénéités de source (Figure 3-8). Cette relation est prévisible lorsque l'on sait que l'H_2O est une espèce incompatible (coefficient de partage proche du Ce, cf. 1.4.5.2 p. 60). Par conséquent, elle est enrichie dans les magmas ayant un fort rapport $(La/Sm)_N$ ou K_2O/TiO_2. Dans ce diagramme, on reconnaît également que les échantillons du Pacifique sont caractérisés par des vésicularités faibles pour un H_2O_8 donné par rapport aux échantillons des océans Atlantique et Indien.
De plus, l'H_2O joue un rôle sur la vitesse de diffusion du CO_2 (Watson 1991, le CO_2 diffuse plus vite lorsque la quantité d'H_2O augmente dans des magmas de composition intermédiaire à acide), et pourrait donc permettre de dégazer plus rapidement les magmas.

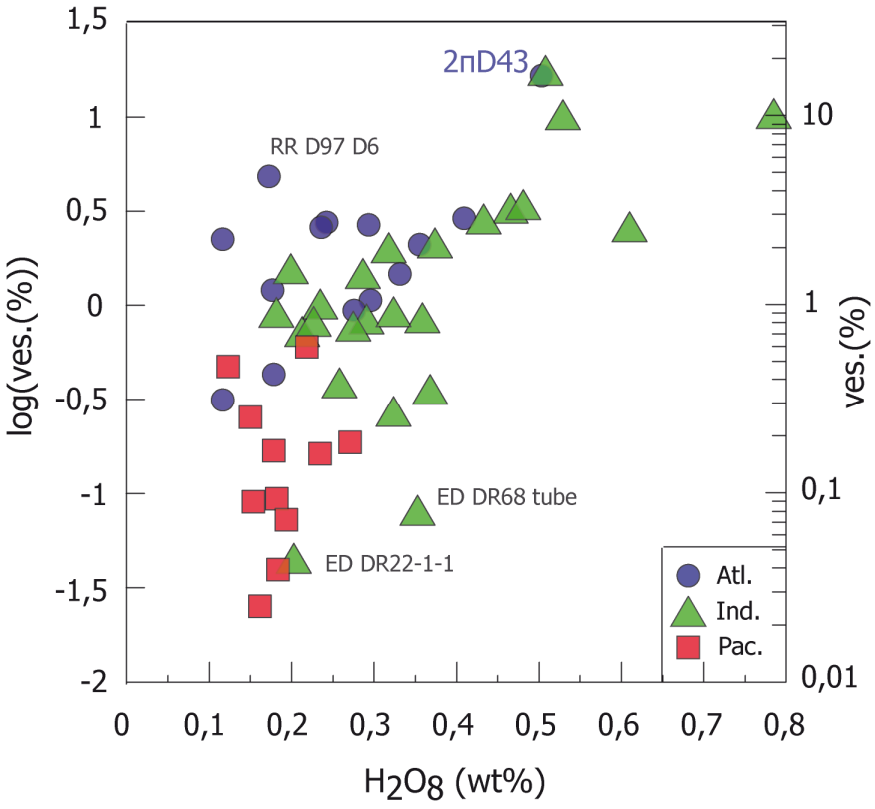


Figure 3-9 : Logarithme de la vésicularité en fonction de l'H_2O_8, l'H_2O_8 est calculée suivant Bézos et al. (2009) à partir de la détermination du K_2O_8.

3.2.5.4. Traceur d'assimilation : Cl/K

Nous avons vu dans le chapitre 1 que le rapport Cl/K était un traceur de matériel hydrothermalement altéré (cf. 1.4.4.1 p. 53). Il peut indiquer une source de contamination du magma par assimilation d'eau de mer et/ou de saumures denses plus ou moins riches en Cl. La figure 3-10 ne met en évidence aucune relation entre le logarithme de la vésicularité et le rapport Cl/K. Tous les rapports Cl/K supérieurs à 0,3 concernent les échantillons de la ride très rapide du Pacifique (EPR), conformément aux résultats de Michael et Cornell (1998). Ces MORBs sont les moins vésiculés (<0,3%). Michael et Cornell (1998) ont proposé que les magmas des centres d'accrétions rapides ayant les plus forts rapports Cl/K pouvaient être expliqués par un effet de un stockage des magmas dans des chambres magmatiques crustales. A l'inverse, sur les rides lentes, les magmas cristalliseraient plus en profondeur, et il n'y aurait pas ou peu de contamination par le Cl. La figure 3-10 suggère donc indirectement que les échantillons peu vésiculés de l'EPR sont associés à des magmas ayant séjourné dans une chambre magmatique superficielle. Cependant, nous ne pouvons pas aboutir à la conclusion que la cristallisation fractionnée est la cause de la faible vésicularité des magmas du Pacifique, puisque nous n'avons observé aucune relation avec le MgO (Figure 3-6).

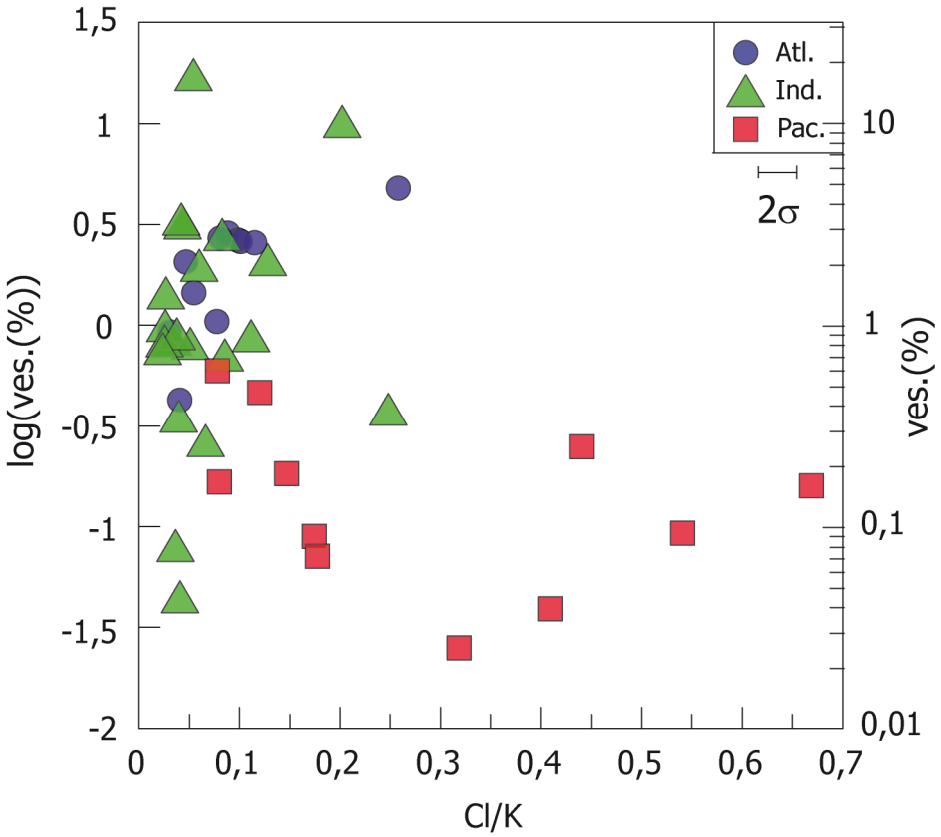


Figure 3-10 : Logarithme de la vésicularité en fonction du traceur d'assimilation Cl/K.

3.2.6. Viscosités

Les viscosités des magmas ont été calculées d'après le modèle de Giordano *et al.* (2008). La détermination de la viscosité est basée sur la composition en éléments majeurs et en H_2O des échantillons. Certains auteurs ont proposé une relation entre la vésicularité et la viscosité des magmas, par exemple, Massol et Koyaguchi (2005) ont noté une diminution de l'H_2O dissoute et un changement de la viscosité dans le liquide avec la nucléation et la croissance des bulles. Cette relation est attendue, car l'H_2O est exsolvée pour former les bulles. Par conséquent, comme l'H_2O diminue dans le magma, cela contribue à augmenter la viscosité qui est fonction de la teneur en H_2O. En revanche, les viscosités que nous avons calculées ne prennent pas en compte le CO_2, qui est la principale espèce qui compose les bulles dans les MORBs (cf. 1.4.5.1 p. 56). Mais il semble que le CO_2 influence peu la viscosité (Morizet *et al.* 2007, étude sur des verres de phonolite et de jadéite).

Dans la figure 3-11, il n'y a pas de relation évidente entre la vésicularité et la viscosité des magmas. Pourtant, nous aurions pu penser que les bulles très étirées de l'échantillon PLU DR06-1-2g (annexe 4) auraient pu être le résultat d'une forte viscosité : en effet, un magma visqueux pourrait empêcher la remontée des bulles, et les déformer. Or, d'après nos calculs, cet échantillon ne présente pas une viscosité plus importante que les autres (Figure 3-11). La forme de ces bulles pourrait plutôt provenir du dynamisme éruptif, comme cela a été observé pour la popping-rock dont certains échantillons contiennent des bulles aussi très étirées (Burnard 1999b). Les bulles les plus déformées proviendraient du magma se déplaçant le plus lentement le long des parois du dyke, et sont le résultat du cisaillement créé entre les parois du conduit et le magma remontant à travers ce conduit. A l'intérieur du conduit, les bulles seraient plus sphériques.

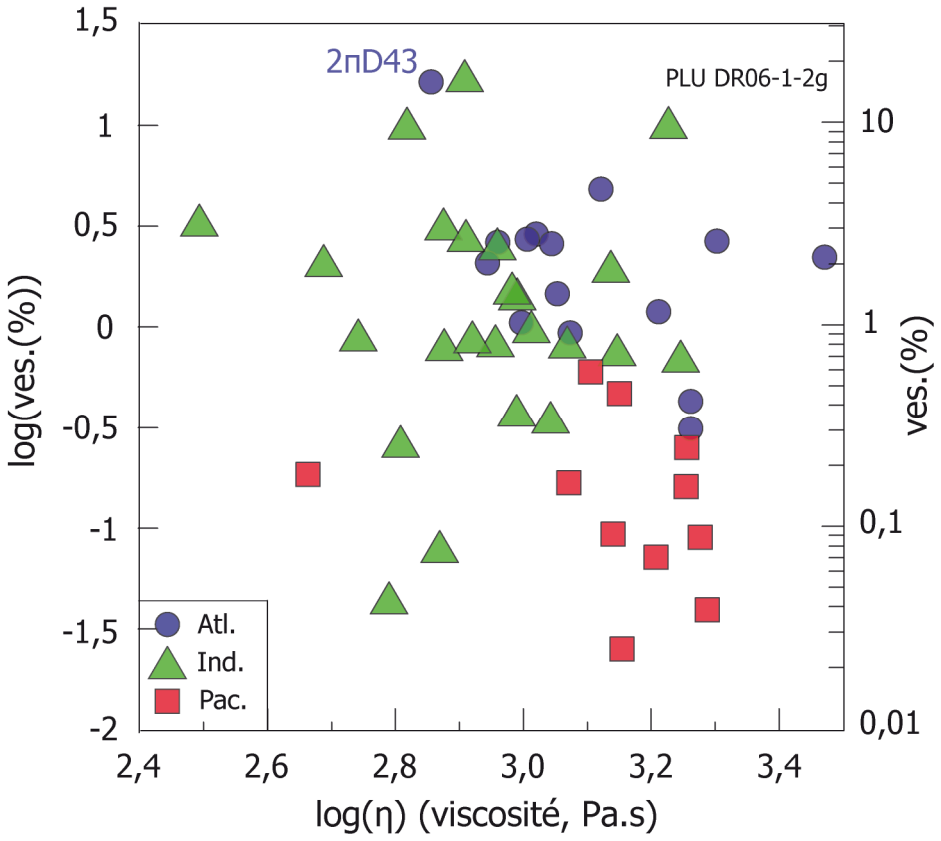


Figure 3-11 : Logarithme de la vésicularité en fonction de la viscosité des échantillons (calculée d'après Giordano et al. 2008).

3.2.7. Chambres magmatiques

Une des raisons qui pourrait expliquer la relation entre le taux d'accrétion et la vésicularité pourrait provenir de la présence de chambres magmatiques crustales à faible profondeur à l'aplomb des dorsales du Pacifique (Detrick 1987; Sinton et Detrick 1992 : les réflecteurs sismiques sont interprétés comme correspondant à des toits de chambre magmatique). En effet, dans ce cas, le magma qui séjourne dans la chambre magmatique pourrait subir un dégazage de CO_2. Durant la différenciation magmatique, en raison du comportement incompatible du CO_2, sa teneur dans le magma augmenterait et par conséquent atteindrait la saturation permettant son dégazage. Pendant le temps de résidence du magma dans la chambre magmatique, les bulles pourraient s'échapper du magma ce qui a été proposé par Sarda et Graham (1990), Aubaud *et al.* (2004) (cf. 3.2.5.1 p. 162). Dans ce cas, les bulles que l'on observe dans les verres trempés correspondraient donc à un stade tardif de dégazage, et les échantillons du Pacifique auraient donc des vésicularités plus faibles, du fait de la perte de bulles dans ces chambres.

Afin de tester cette hypothèse, nous avons étudié la vésicularité dans les échantillons GRA N4-1-1 et DV19-6 provenant du segment Lucky Strike de la MAR où un réflecteur sismique a été repéré (Singh

et al. 2006, figure 3-12), étant interprété comme le toit d'une chambre magmatique. Le toit est situé à environ 3 km au-dessous du fond océanique.

Les verres GRA N4-1-1 et DV19-6 présentent des vésicularités respectives de 2,65% et 2,70%, très supérieures à celles des échantillons du Pacifique dont la vésicularité moyenne mesurée est de 0,13% et de 0,37% respectivement pour les données de cette étude et de celles de la littérature (sur 72 MORBs du Pacifique, seulement un a une vésicularité supérieure à celles de GRA N4-1-1 et DV19-6). Si la présence de chambres magmatiques avait pour effet de causer une perte de bulles et donc d'être à l'origine des vésicularités si faibles trouvées dans l'océan Pacifique, alors les 2 échantillons de Lucky Strike devraient avoir des vésicularités beaucoup plus faibles, similaires aux échantillons du Pacifique. Notons tout de même que ces échantillons présentent des rapports K_2O/TiO_2 respectivement de 0,16 et 0,19, supérieurs à la plupart des MORBs du Pacifique. Cependant si l'on se concentre sur les échantillons du Pacifique présentant des rapports similaires, ces derniers ont systématiquement des vésicularités plus faibles (Figure 3-8A).

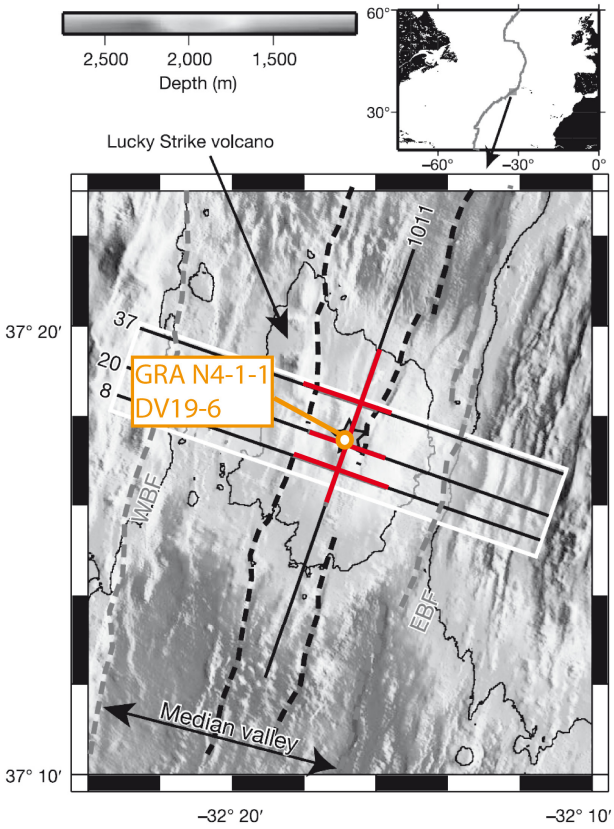


Figure 3-12 : Localisation des échantillons GRA N4-1-1 et DV19-6 sur le volcan Lucky Strike, les droites noires montrent les lignes sismiques utilisées par Singh et al. (2006), les droites en rouge montrent les localisations de la chambre magmatique axiale, figure modifiée d'après Singh et al. (2006).

En comparant les vésicularités des MORBs du Pacifique et GRA N4-1-1 et DV19-6 provenant de l'Atlantique, dont des chambres magmatiques crustales ont été détectées, nous ne pouvons pas aboutir à la conclusion que la présence de chambres magmatiques soit systématiquement associée à des échantillons ayant de faibles vésicularités. La relation négative entre le taux d'accrétion et la

vésicularité ne semble donc pas être causée par la présence de chambres magmatiques à l'aplomb des dorsales rapides. Cette hypothèse est appuyée par le fait que, en regardant plus en détail la figure 3-5, les MORBs du Pacifique présentent en moyenne des vésicularités plus élevées lorsque le taux d'accrétion diminue. Cela est renforcé par le fait qu'un réflecteur sismique a aussi été repéré sur la ride de Juan de Fuca (segment Endeavour à 48°N), et que les vésicularités de trois échantillons provenant de cette zone sont comprises entre 0,95 et 1,05% (Dixon *et al.* 1988). Ces dernières sont supérieures à celles des échantillons de l'EPR (0,1% en moyenne, figure 3-5).

En revanche, il existe certains points communs entre les échantillons du Pacifique et les 2 échantillons de Lucky Strike. Nous avons vu précédemment que les échantillons du Pacifique contenaient en moyenne une densité de bulles beaucoup plus forte que celles des échantillons des autres océans. Cependant, certains échantillons de la MAR ont aussi des fortes densités de bulles, similaires à celles des MORBs du Pacifique. C'est justement le cas de GRA N4-1-1 et DV19-6. Il existe donc peut-être un lien entre la densité de bulles et la présence de chambres magmatiques (Figure 3-13) : les densités de bulles dans les échantillons semblent plus importantes en présence d'une chambre magmatique crustale axiale. Nous avons évoqué dans le chapitre précédent la possibilité d'une remontée rapide des MORBs du Pacifique, compte-tenu de leur grande densité de bulles (cf. 2.5.7 p. 126). Les magmas qui séjournent dans une chambre magmatique pourraient donc être expulsés à une plus grande vitesse que les autres magmas.

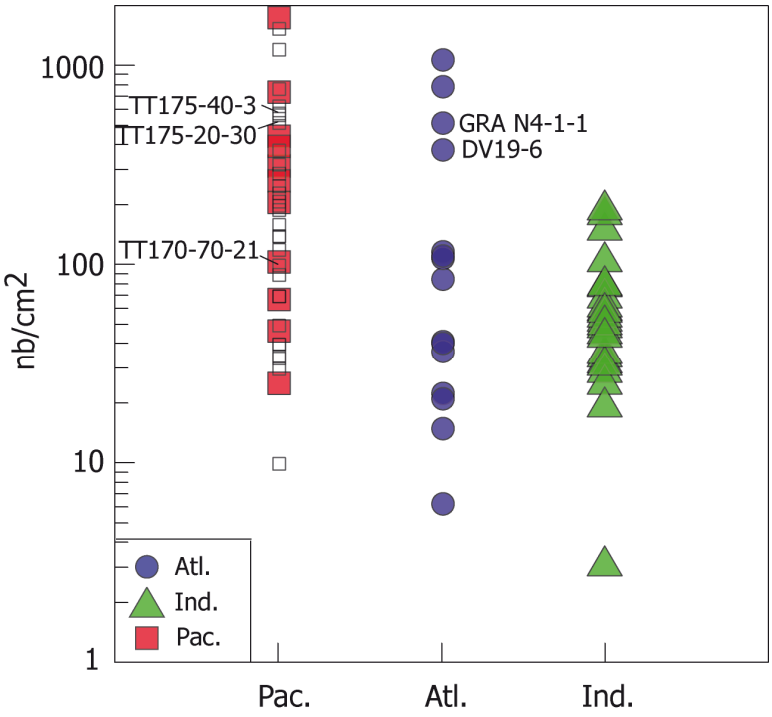


Figure 3-13 : Densité de bulles (nb/cm²) en échelle logarithmique réparties par océan. Les échantillons labellisés proviennent de zones où des réflecteurs sismiques ont été mis en évidence : segments Endeavour à 48°N dans le Pacifique (Rohr et al. 1988), et Lucky Strike (Singh et al. 2006) à 37°N sur la MAR.

3.2.8. Sursaturation en CO_2

La sursaturation en carbone correspond à l'excès de carbone des échantillons par rapport à la teneur qu'ils devraient avoir à saturation, exprimée par la courbe de solubilité du CO_2 en fonction de la pression, c'est-à-dire quand le taux de nucléation et la croissance des bulles sont insuffisants pour maintenir l'équilibre entre la phase dissoute et la phase vapeur pendant la remontée du magma. La sursaturation correspond au rapport du C contenu dans le verre sur la teneur en C qu'ils devraient avoir à saturation (cf. figure 1-39 p. 59) :

$$C_{sursat} = \frac{C_{dissous}}{S \times P} \qquad 3\text{-}2$$

C_{sursat} *est la sursaturation en C,*

$C_{dissous}$ *est la teneur en C dissous (ppm),*

$S \times P$ *est la teneur en C (ppm) à saturation : S est la solubilité du carbone, soit 0,1253 ppm C/bar (calculée d'après VolatilCalc, Newman et Lowenstern 2002, cf.1.4.5.1 p. 56), P est la pression (bar) équivalente à la profondeur d'éruption.*

La sursaturation est un phénomène connu dans les MORBs (Dixon *et al.* 1988; Stolper et Holloway 1988; Jendrzejewski *et al.* 1997; Aubaud *et al.* 2004). Différentes raisons peuvent être à l'origine de la sursaturation en CO_2 : le taux d'éruption (Bottinga et Javoy 1990b), la distance entre la chambre magmatique et le fond océanique, la distance que la lave parcourt sur le fond océanique, la concentration en H_2O affectant le taux de diffusion du carbone (l'H_2O augmente la vitesse de diffusion du carbone, Watson 1991) et la teneur en cristaux (Mangan et Sisson 2000).

Les échantillons ne sont que très faiblement sursaturés avec des valeurs allant de 0,51 jusqu'à 2,75. Les valeurs en dessous de 1 ne reflètent probablement pas des échantillons sous-saturés mais sont plutôt le résultat des incertitudes sur les mesures de carbone ou sur la profondeur d'éruption (cf. 1.4.5.1 p. 56).

La figure 3-14 montre les relations entre la sursaturation en carbone et la vésicularité (Figure 3-14A) ainsi que la densité de bulles (Figure 3-14B). Sur la figure 3-14B, la relation positive entre la sursaturation en carbone et la densité de bulles confirme les observations d'Aubaud *et al.* (2004). Les échantillons les plus sursaturés sont ceux contenant les plus grandes densités de bulles (donc correspondant généralement aux MORBs du Pacifique) (Figure 3-14B). Si cette relation est

effectivement avérée, alors cette sursaturation peut être en partie expliquée par une remontée plus rapide des magmas vers la surface. En effet, une grande densité de bulles serait reliée au taux de décompression (Cluzel *et al.* 2008, Mourtada-Bonnefoi et Laporte 2004, études sur des magmas rhyolitiques), ce que nous avons évoqué en 2.5.7 (p. 126). Les échantillons contenant de nombreuses bulles mais n'étant pas ou faiblement sursaturés ont aussi pu subir une remontée rapide mais sur une plus grande distance parcourue (*i.e*. la distance entre la nucléation des bulles et la profondeur d'éruption), comme c'est le cas par exemple pour GRA N4-1-1 et DV19-6. Ces derniers contiennent des densités de bulles similaires et sont peu sursaturés en comparaison avec les MORBs du Pacifique. Cela laisse penser qu'ils ont subi un taux de décompression similaire. En revanche, leurs tailles importantes de bulles est un indice permettant de proposer un temps plus long pour la croissance de leurs bulles. La distance qu'ils auraient parcourue entre la profondeur de nucléation des bulles et la profondeur d'éruption aurait été plus grande.

La quantification de cette distance parcourue est plus difficile à déterminer : intuitivement, il s'agirait de la différence entre la profondeur de début de nucléation des bulles et la profondeur d'éruption. Cependant, ce cas est valable seulement si le chemin parcouru par le magma a eu lieu dans un conduit vertical. Or il est possible que les conduits soient inclinés, ou que la lave se soit épanchée sur le fond océanique. Dixon *et al.* (1988) ont proposé pour la zone du volcan axial (ride de Juan de Fuca) que les échantillons les plus sursaturés d'une même zone correspondent à ceux provenant du sommet du volcan (conduit vertical). Les moins sursaturés seraient issus de zones plus profondes et éloignées (conduit incliné).

Il est plus difficile d'expliquer la sursaturation d'OT01-2 : cet échantillon présente la deuxième densité de bulles la plus forte mesurée (Tableau 2-7 p. 99) et est le plus sursaturé (Annexe 5), ce qui est en accord avec les observations de la figure 3-14B. En revanche, il est caractérisé par une vésicularité qui paraît anormale par rapport à la relation de la figure 3-14A : sa vésicularité paraît beaucoup plus forte que celle qui serait attendue par rapport à la tendance dessinée par les données.

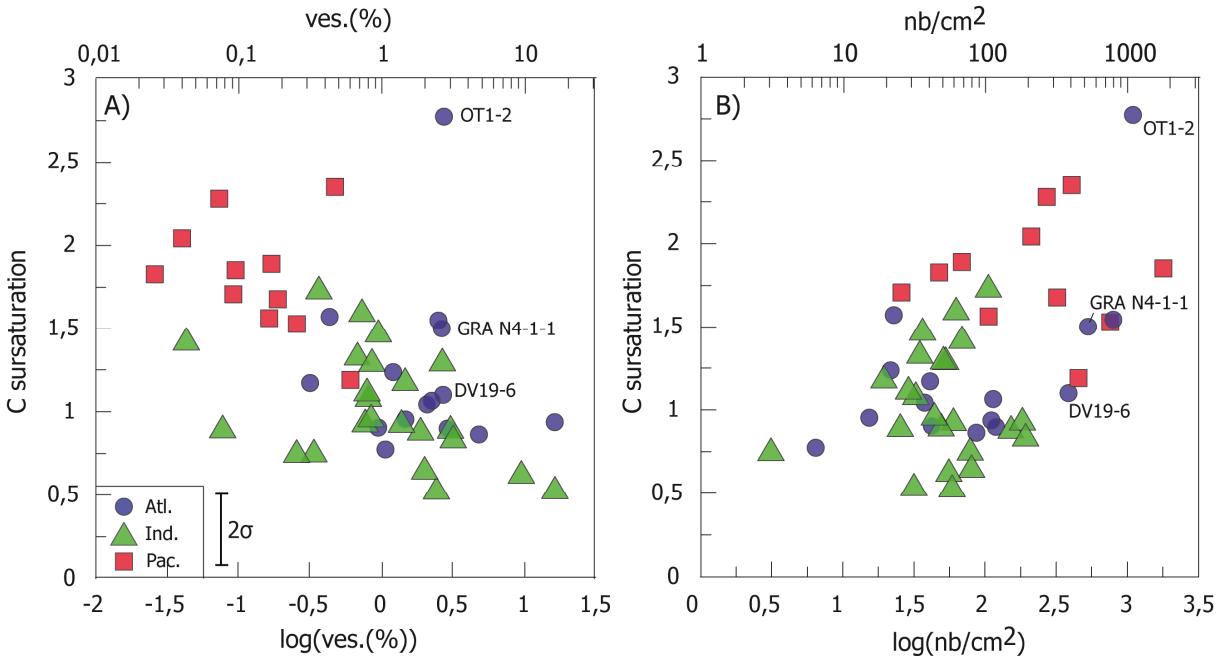


Figure 3-14 : Sursaturation en C (C sursaturation) en fonction : A) du logarithme de la vésicularité (log(ves.(%)), B) du logarithme de la densité de bulles, en nombre par cm² (log(nb/cm²)). La barre d'erreur à 2σ est calculée à partir de la reproductivité à 2σ sur les analyses du C.

Pour une même gamme de sursaturation, la densité de bulles varie d'~1 ordre de grandeur. La dispersion des données suggère que la vitesse de remontée des magmas n'est pas le seul facteur responsable de la sursaturation (dans le cas où la densité de bulles reflète la vitesse de décompression). Nous avons proposé précédemment qu'une partie de cette dispersion puisse être expliquée par différentes distances parcourues entre la profondeur de début nucléation des bulles et la profondeur d'éruption. Mais il peut y avoir aussi d'autres facteurs responsables de la sursaturation en C de magmas.

Le report des sursaturations en C en fonction de l'H_2O et de la teneur en cristaux ne montre pas de franche relation (Figure 3-15). Mais nous remarquons que les échantillons les plus sursaturés contiennent très peu de cristaux (Figure 3-15A). De même, il y a une relation négative entre la sursaturation et la teneur en H_2O (Figure 3-15B). Cette relation est cohérente avec le fait que l'augmentation de l'H_2O dans un magma augmente la diffusion du carbone et permettrait donc de dégazer plus efficacement le CO_2 (Watson 1991), se traduisant par une sursaturation moins importante.

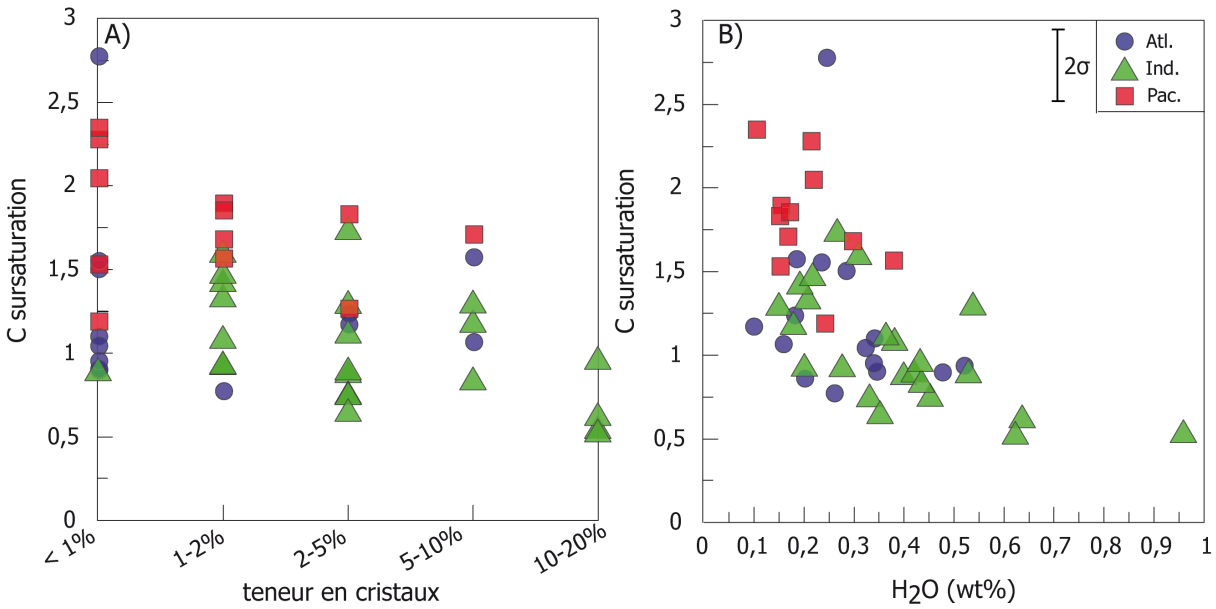


Figure 3-15 : Sursaturation en C en fonction de : A) la teneur en cristaux et B) la teneur en H_2O.

Finalement, il semble que la vitesse de décompression et la distance de trajet (entre la profondeur de nucléation des bulles et la profondeur d'éruption) soient les paramètres les plus importants contrôlant la sursaturation en carbone des MORBs. Cependant, similairement aux conclusions d'Aubaud *et al.* (2004), plusieurs autres paramètres peuvent aussi avoir un effet sur la sursaturation en carbone des échantillons, tels que la teneur en H_2O et en cristaux, et la distance parcourue entre le début de la nucléation des bulles et la profondeur d'éruption.

3.2.9. Cas des échantillons ayant moins de 20 bulles

Ces échantillons ont été volontairement écartés, car ils dégradaient sérieusement les relations observées dans les graphes de cette partie 3.3. Ils semblent avoir systématiquement des vésicularités trop faibles. Deux hypothèses sont possibles :

- soit leur vésicularité mesurée n'est pas représentative car trop peu de bulles ont été comptées dans la lame. Nous avons calculé pour ces échantillons des surfaces critiques inférieures à la surface analysée à partir de la relation avec le diamètre moyen (cf. 2.3.6.2 p. 93). Dans le cas où le diamètre moyen mesuré est représentatif (ce qui n'est pas certain, compte-tenu du faible nombre de bulles compté), les faibles vésicularités mesurées sont représentatives de l'échantillon.
- Soit, si les vésicularités sont représentatives, les échantillons ont subi des pertes de bulles. Cela pourrait être le cas d'ED DR22-1-1 et ED DR68 tube. Ces 2 échantillons, bien qu'ayant plus de 20 bulles sur leur lame mince (mais une très faible densité, respectivement 7 et 49/cm²), présentent toujours des vésicularités trop basses par rapport

aux tendances dessinées dans les graphes reliant le logarithme de la vésicularité à la profondeur d'éruption (Figure 3-4), au taux d'accrétion (Figure 3-5), aux hétérogénéités de source (Figure 3-8). Les possibles pertes et gains de bulles seront discutés dans le chapitre suivant en 4.3.3 p. 215.

3.2.10. Conclusion : principaux paramètres contrôlant la vésicularité

Finalement, dans cette partie, nous avons mis en évidence plusieurs paramètres pouvant avoir un contrôle sur les vésicularités des basaltes de ride médio-océaniques à l'échelle globale. La profondeur d'éruption joue un rôle par son influence sur le volume molaire du CO_2. Mais la dispersion dans le graphe *log(ves)-P* suggère que d'autres paramètres entrent en jeu dans le contrôle de la vésicularité des basaltes océaniques. Dans les zones à fort taux d'accrétion (>100 mm/an), la vésicularité est plus faible. Enfin, les vésicularités semblent aussi être contrôlées par l'enrichissement de la source en éléments incompatibles. Une augmentation du rapport $(La/Sm)_N$ de 0,5 à 1,5 va provoquer une augmentation des vésicularités de plus de 1,5 ordre de grandeur. En considérant le CO_2 parfaitement incompatible, celui-ci est donc présent en plus grande quantité dans les sources enrichies. Une plus grande concentration dans le magma va causer une saturation en CO_2 plus précoce comparativement aux magmas plus appauvris. Par conséquent, les vésicularités seront plus élevées. La question s'est posée de savoir si les échantillons peu vésiculés de l'EPR étaient la conséquence de compositions chimiques appauvries, ou bien d'un effet réel du taux d'accrétion.

La figure 3-16 reporte le logarithme de la vésicularité en fonction du taux d'accrétion, en répartissant les échantillons suivant leur rapport K_2O/TiO_2, qui témoigne de l'enrichissement en éléments incompatibles. Cela met en évidence que les échantillons de la dorsale la plus rapide (l'EPR) sont les plus appauvris, ce qui pourrait donc expliquer leur faible vésicularité. Cependant, pour les dorsales plus lentes, il existe aussi des échantillons avec des rapports K_2O/TiO_2 très faibles (<0,15), et ces derniers n'ont pas en moyenne des vésicularités aussi faibles que dans l'EPR (hormis ALV892-2 et TT152-29-1B). Les échantillons des dorsales du Pacifique qui un rapport K_2O/TiO_2>0,15 ont des vésicularités en moyenne de 1%. Cette valeur est inférieure à celle des échantillons des dorsales lentes des océans Atlantique et Indiens ayant un rapport K_2O/TiO_2>0,15 (moyenne logarithmique de la vésicularité à 2,5%). Il semble exister des vésicularités plus faibles pour les magmas provenant des dorsales du Pacifique qui soit en partie reliées au taux d'accrétion. Dans ces régions, la sursaturation en CO_2 des magmas plus forte peut expliquer en partie des vésicularités observées plus faibles.
La proportion de l'influence des trois paramètres ayant un contrôle sur la vésicularité (profondeur d'éruption, taux d'accrétion, hétérogénéité de source) sera détaillée dans le chapitre 4 (cf. 4.3.4 p. 222).

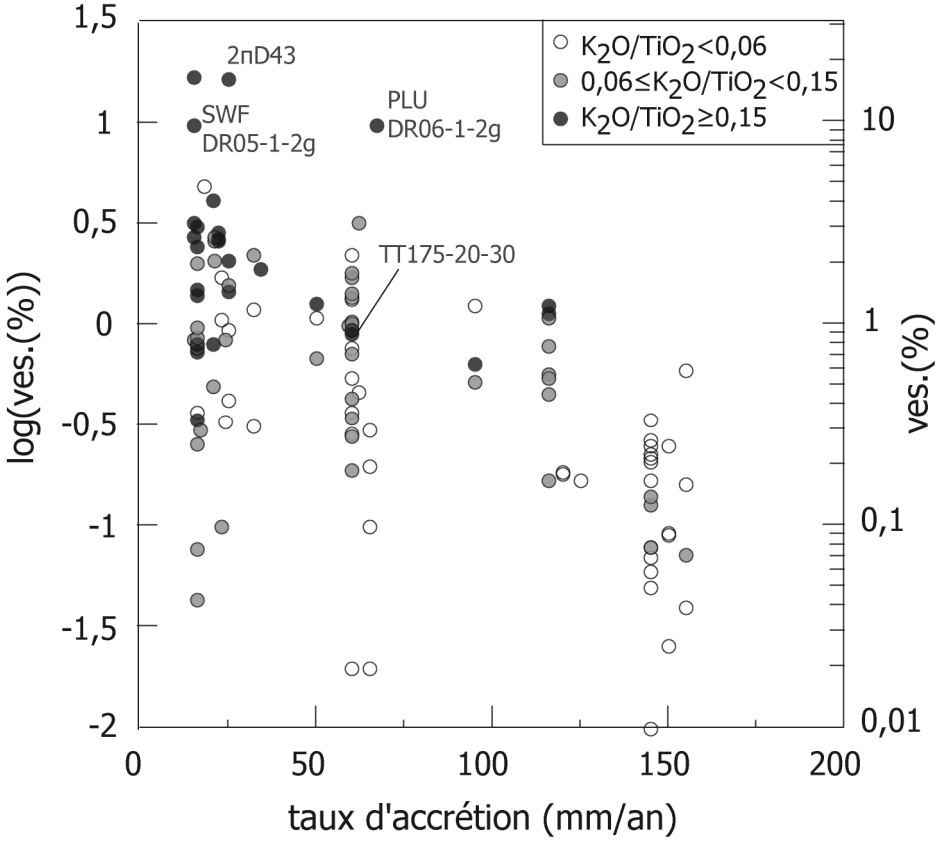


Figure 3-16 : Logarithme de la vésicularité en fonction du taux d'accrétion, même figure que la figure 3-5, à la différence que les échantillons sont répartis suivant leur rapport K_2O/TiO_2 témoignant de leur enrichissement en éléments incompatibles, les échantillons labellisés sont les échantillons ayant un rapport $K_2O/TiO_2>0,3$. Les échantillons provenant de l'EPR, la ride la plus rapide du Pacifique sont les plus appauvris. Cependant, les échantillons appauvris des rides plus lentes ont des vésicularités en moyenne plus élevées, donc les faibles vésicularités des MORBs de l'EPR ne sont pas uniquement dues à leur composition chimique. Cela suggère une relation réelle avec le taux d'accrétion.

3.3. Signification des teneurs totales en CO_2 des échantillons

3.3.1. Calcul des teneurs totales en CO_2

La teneur totale en CO_2 $\left[CO_{2\,total}\right]$ (en ppm) des échantillons est la somme de la teneur en CO_2 dissous $\left[CO_{2\,dissous}\right]$ et de la teneur en CO_2 des bulles $\left[CO_{2\,bulles}\right]$:

$$\left[CO_{2\,total}\right]=\left[CO_{2\,bulles}\right]+\left[CO_{2\,dissous}\right] \qquad 3\text{-}3$$

La teneur en CO_2 dissous $\left[CO_{2\,dissous}\right]$ a été mesurée par FTIR lors de cette étude (cf. 1.2.4 p. 22). En revanche, la teneur en CO_2 des bulles $\left[CO_{2\,bulles}\right]$ est un calcul obtenu à partir de la formule dérivée de

la loi des gaz parfaits, faisant intervenir la vésicularité (*e.g.* Javoy et Pineau 1991, Aubaud *et al.* 2005, Cartigny *et al.* 2008) :

$$\left[CO_{2bulles}\right] = \frac{\frac{ves.}{100-ves.} \times \frac{1}{\rho} \times \frac{P}{P_0} \times \frac{T_0}{T}}{V_m} \times M \times X^{v}_{CO_2} \qquad 3\text{-}4$$

$ves.$ *est la vésicularité (cm³/cm³),*

ρ *est la masse volumique du magma fixée à 2,8 g/cm³,*

V_m *est le volume molaire à l'état standard, soit 22400 cm³/mol,*

P_0 *et* T_0 *sont les pressions et températures standards, respectivement de 1 bar et 273 K,*

P *est la pression d'éruption (bar),*

T *est la température de trempe, soit 1000 K (Ryan et Sammis 1981),*

M *la masse molaire du* CO_2*, soit 44 g/mol,*

$X^{v}_{CO_2}$ *est la fraction molaire de* CO_2 *dans la phase vapeur.*

Il est important de noter que les pastilles utilisées pour l'analyse du CO_2 dissous ne sont pas systématiquement issues de la même zone que les fragments qui ont servi à réaliser les lames minces, sur lesquelles nous avons déterminé la vésicularité. Nous avons vu en 2.6.1 (p. 135) que les fragments d'un même échantillon présentaient des VSD similaires. En revanche, il peut y avoir de plus grandes variabilités sur la vésicularité (en %). Il est donc possible que cette dernière soit légèrement différente entre les pastilles et les lames minces. Ces variabilités, produisant donc des incertitudes sur les teneurs en CO_2 des bulles, peuvent donc conduire à des incertitudes sur les teneurs totales en CO_2.

Les teneurs en CO_2 total reconstituées avec les équations 3-3 et 3-4 sont des minimums pour la teneur initiale en CO_2 des magmas, dans la mesure où l'hypothèse considérée est qu'aucune bulle n'a été perdue. Si les verres observés ont perdu des bulles, alors la teneur totale en CO_2 est sous-estimée. La popping-rock (*e.g.* Javoy et Pineau 1991) et les inclusions vitreuses de Siqueiros (Saal *et al.* 2002) font partie des rares échantillons ayant conservé leur teneur initiale en CO_2 (cf. 1.4.5.4 p. 68). En ce qui concerne les échantillons de cette étude, la question se pose de la signification de leur teneur totale en CO_2. Ces teneurs sont-elles représentatives des teneurs initiales en CO_2 du magma ? Ou bien les échantillons ont-ils perdu des bulles ? Nous allons donc discuter de la pertinence de l'hypothèse selon laquelle le CO_2 total reconstitué est représentatif de la teneur initiale en CO_2.

3.3.2. Rapport $(CO_2)_{total}$/Nb reconstitué

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, le rapport CO_2/Nb dans les MORBs ne fractionne pas durant les processus magmatiques, et reflète donc le rapport du manteau pour les échantillons qui ont conservé leur teneur initiale en CO_2 (cf. 1.4.5.4 p. 68). Cependant, cela ne concerne que 3 jeux d'échantillons connus (Tableau 3-2) :

- la popping-rock, très riche en CO_2, a un rapport CO_2/Nb de ~530,
- les inclusions vitreuses de Siqueiros étudiées Saal *et al.* (2002) ont un rapport CO_2/Nb de 239±46,
- Shaw *et al.* (2010) ont estimé une valeur intermédiaire (CO_2/Nb=443) à partir de la teneur maximum en CO_2 mesurée dans des inclusions vitreuses provenant du segment à 85°E de la ride de Gakkel.

De plus, Cartigny *et al.* (2008) ont estimé une valeur du rapport CO_2/Nb initial dans les MORBs proche de celui de la popping-rock (en reconstituant les teneurs initiales en CO_2 à l'aide d'un modèle basé sur les isotopes du carbone). Ces différentes estimations (dont les valeurs sont reportées dans le tableau 3-2) posent le problème de la constance du rapport CO_2/Nb dans le manteau, ou alors d'une différence d'incompatibilité entre le CO_2 et le Nb.

Tableau 3-2 : Compilation des estimations du rapport CO_2/Nb (déterminé uniquement à partir du CO_2 dissous) et $(CO_2)_{total}$/Nb (déterminé à partir de la somme du CO_2 dissous et du CO_2 contenu dans les bulles) de cette étude et du rapport $(CO_2)_{initial}$/Nb de la littérature déterminé par l'étude d'échantillons non-dégazés, les N- et E-MORBs sont définis suivant leur rapport $(La/Sm)_N$ (<1 et >1 respectivement).

	CO_2/Nb	$(CO_2)_{total}$/Nb	$(CO_2)_{initial}$/Nb
Cette étude			
global (n=47)	85±85	247±153	
N-MORBs (n=30)	122±86	315±146	
E-MORBs (n=17)	19±14	127±66	
Littérature			
Saal *et al.* (2002)			239±46
Shaw *et al.* (2010)			443
Cartigny *et al.* (2008)			~530

Dans la figure 3-17, nous avons reporté les deux valeurs extrêmes des estimations du rapport initial $(CO_2)_{initial}$/Nb :

- la valeur la plus faible est celle de Saal *et al.* (2002) (CO_2/Nb=239),
- la valeur la plus forte est celle de Cartigny *et al.* (2008) (CO_2/Nb≈530).

D'après ces valeurs, il serait envisageable que le rapport CO_2/Nb soit relié à l'enrichissement de la source (dans le cas où le rapport CO_2/Nb initial du magma est représentatif de celui du manteau). En effet, les inclusions vitreuses de Siqueiros sont très appauvries et la popping-rock (2πD43) est très enrichie en éléments incompatibles.

En ce qui concerne les MORBs en général, le rapport CO_2/Nb mesuré est en moyenne beaucoup plus faible que les valeurs estimées sur les teneurs initiales en CO_2, puisque une grande partie du CO_2 a dégazé (ronds bleus et l'aire en pointillés sur la figure 3-17A). Dans cette étude, le rapport CO_2/Nb moyen des 102 échantillons dont nous connaissons les teneurs en CO_2 dissous et en Nb est de 94±84 (cf. 1.4.5.4, et figure 1-47 p. 71).

Grâce aux mesures de vésicularité effectuées sur nos échantillons, il est possible de calculer un rapport $(CO_2)_{total}$/Nb (avec CO_{2total}=$CO_{2bulles}$+$CO_{2dissous}$). Les résultats pour 47 des 50 MORBs (pour PLU DR06-1-2g et PLU DR04 tube 2 et OT03-10, le CO_2 dissous n'a pas été détecté) montrent que les rapports CO_2/Nb sont considérablement augmentés (presque du triple). Les valeurs augmentent de 85±85 à 247±153 en moyenne (se traduisant par un décalage des données vers le haut sur la figure 3-17A), ce qui est supérieur à l'estimation de Saal *et al.* (2002). Cela est dû à la plus forte teneur en CO_2 dans les bulles par rapport à la teneur en CO_2 dissous.

Nous remarquons que les rapports $(CO_2)_{total}$/Nb que nous avons reconstitués ne sont pas constants, le rapport le plus élevé est de 680 (EW9309 10D3g) et le plus faible est de 40 (DV15-4). Sur les 47 échantillons, 25 ont un rapport $(CO_2)_{total}$/Nb supérieur au rapport des inclusions vitreuses de Siqueiros (*i.e*. 239), dont 4 ont un rapport supérieur ou égal à 500 (EW9309 10D3g, R.R.D97 D6, CH98 DR11, ED DR53-2-3), valeur proche du rapport de la popping-rock. Il n'y a pas de répartition des rapports $(CO_2)_{total}$/Nb entre les différents océans (Figure 3-17B).

Les rapports $(CO_2)_{total}$/Nb calculés ne semblent pas reliés à l'enrichissement des échantillons (figure 3-17C). Les données vont à l'encontre des observations de Cartigny *et al.* (2008), qui ont mis en évidence une corrélation positive entre leurs rapports $(CO_2)_{initial}$/Nb reconstitués et le rapport $(La/Sm)_N$. Au contraire, nos résultats semblent plutôt montrer une relation inverse entre le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb et l'enrichissement de la source en éléments incompatibles, avec des rapports en moyenne plus forts pour les N-MORBs (Tableau 3-2, figure 3-17C).

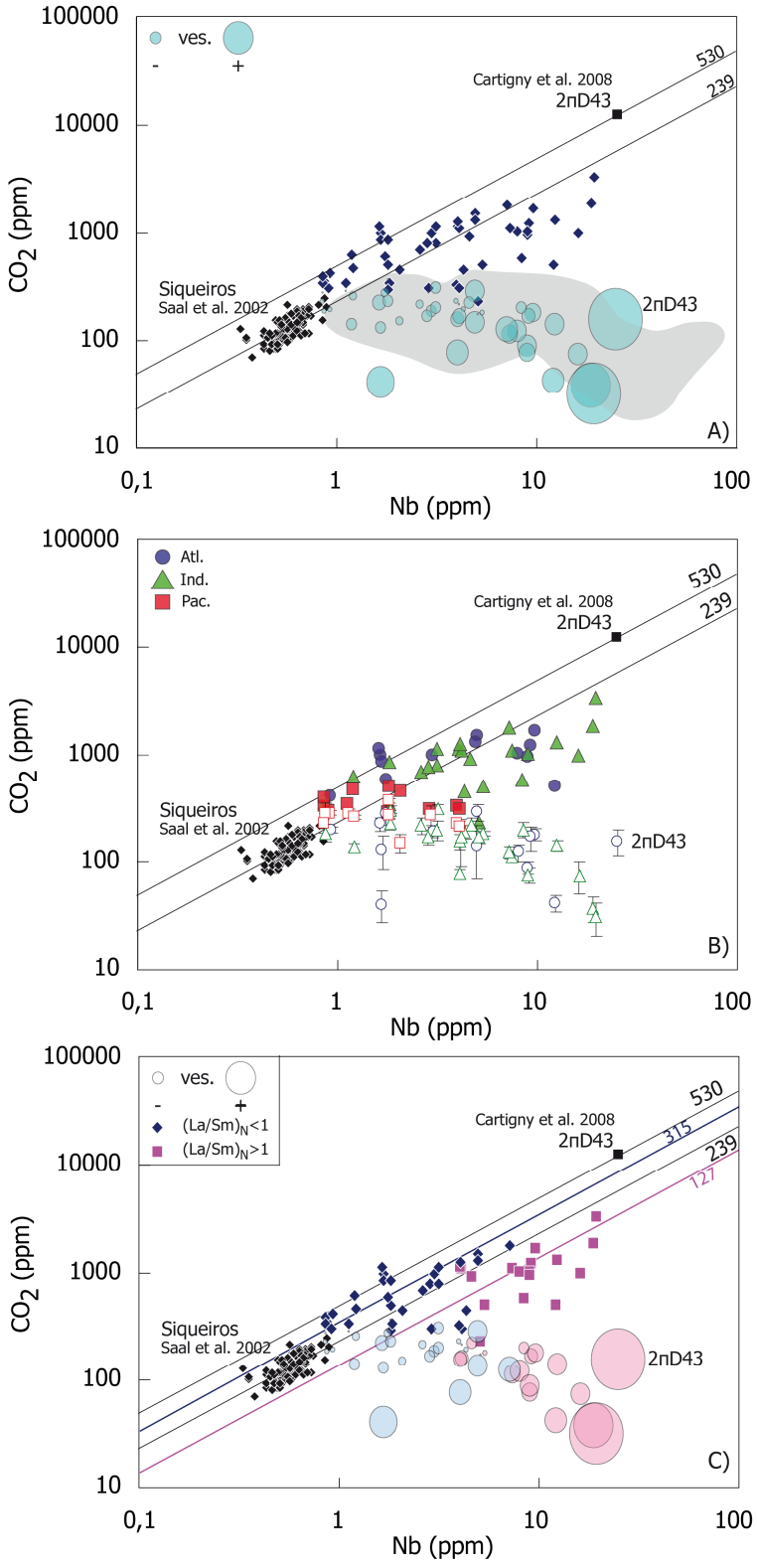


Figure 3-17 : Teneurs en CO_2 en fonction du Nb (47 échantillons), A) graphe comparant les données en CO_2 dissous représentées par des cercles dont la taille est proportionnelle à la vésicularité et les données en CO_2 total reconstituées (=$CO_{2bulles}$ + $CO_{2dissous}$) représentées par les losanges bleus, le domaine en grisé représente le champ des données de la littérature (d'après Saal et al. 2002) et des autres données de cette étude (cf. figure 1-47 p. 71), B) même graphe en symbolisant les échantillons par océan et montrant l'incertitude à 2σ (déterminé sur 6 analyses en moyenne), C) même graphe en représentant les échantillons suivant leur enrichissement en éléments incompatibles, les losanges indiquent les échantillons avec un rapport $(La/Sm)_N<1$ et les carrés un rapport $(La/Sm)_N>1$.

Nous pouvons comparer deux rapports $(CO_2)_{total}$/Nb obtenus avec les résultats de Cartigny *et al.* (2008) qui ont utilisé deux échantillons identiques aux nôtres (OT1-2 et 2πD47-1). Nos valeurs sont beaucoup plus basses (Tableau 3-3), signifiant que les différentes méthodes utilisées conduisent à de larges incertitudes sur les estimations des teneurs initiales en CO_2.

Tableau 3-3 : Comparaison des estimations du rapport $(CO_2)_{total}$/Nb déterminé dans cette étude et par Cartigny et al. *2008.*

$(CO_2)_{total}$ /Nb	cette étude	Cartigny *et al.* 2008
OT01-2	295	525
2πD47-1	130	405

Il convient aussi de remarquer que les variabilités sur la vésicularité (en %) peuvent conduire à une incertitude importante sur l'estimation des teneurs en CO_2 des bulles. En effet, si l'on considère l'échantillon qui présente la plus grande variabilité (SWF DR10-2-2) avec un fragment à 1,16% et un à 3,05% (combinaison des deux : 1,50%) (mais dont les VSD sont similaires, figure 2-33 p. 137), la teneur en CO_2 des bulles varie de 687 à 1842 ppm. Cela a pour conséquence de faire varier le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb de 205 à 482.

Si nous utilisons les valeurs de Nb provenant de la littérature pour le manteau source des MORBs, nous pouvons donc estimer les teneurs en CO_2 des sources appauvries et enrichies des MORBs (Tableau 3-4) :

- En utilisant la valeur de Hofmann (1988) (Nb=0,3 ppm) pour les MORBs en général, le résultat (87±54 ppm) est proche de l'estimation de Saal *et al.* (2002) ayant utilisé la même valeur de Nb, ce qui était attendu puisque le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb moyen de notre étude est similaire.
- A partir des valeurs de Nb de Workman et Hart (2005), les valeurs de CO_2 dans le manteau sont similaires à la valeur moyenne obtenue par ces derniers auteurs (CO_2=36±12 ppm), et quasiment identiques entre les E-MORBS et les N-MORBs de notre étude (31 et 27 ppm respectivement).
- En revanche, si nous utilisons les valeurs de Donnelly *et al.* (2004), les estimations du CO_2 sont de 63 ppm et 169 ppm respectivement pour le manteau source des MORBS appauvri et enrichi respectivement (Tableau 3-4).

Toutes ces estimations montrent de grandes variabilités selon la teneur en Nb considérée. Toutefois, elles sont cohérentes avec les estimations de la littérature (Tableau 3-5).

*Tableau 3-4 : Estimations des teneurs en CO_2 selon les valeurs de Nb de la littérature pour le manteau source des MORBs (DM), appauvri (D DM), et enrichi (E DM) à partir des rapports $(CO_2)_{total}$/Nb déterminés dans cette étude (Tableau 3-2), * : les données d'origine étant les concentrations dans les MORBs ont été recalculées en terme de concentration dans le manteau en considérant un taux de fusion partielle de 10%.*

teneurs dans le manteau	Nb (ppm) littérature			CO_2 (ppm) estimé dans cette étude		
	DM moy.	D DM	E DM	DM moy.	D DM	E DM
Hofmann (1988)	0,351*	-	-	87±54	-	-
Rehkämper et Hofmann (1997)	0,351	-	-	87±54	-	-
Salters et Stracke (2004)	0,21	-	-	52±32	-	-
Sun et McDonough (1989)	-	0,233*	0,83*	-	73±34	105±55
Donnelly *et al.* (2004)	-	0,199	1,33	-	63±29	169±88
Workman et Hart (2005)	0,1485	0,0864	0,2462	37±23	27±13	31±16

*Tableau 3-5 : Compilation des estimations des teneurs en CO_2 du manteau, * : teneur calculée avec un taux de fusion partielle moyen de 10%.*

Auteurs	CO_2 manteau
Marty et Jambon (1987) Marty et Tolstikhin (1998)	136±84 ppm
Gaillard *et al.* (2008)	300 ppm
Saal *et al.* (2002)	72±19 ppm
Cartigny *et al.* (2008)	180* ppm
Shaw *et al.* (2010)	90-134 ppm
Salters et Stracke (2004)	50±12 ppm
Workman et Hart (2005)	36±12 ppm
Hirschmann et Dasgupta (2009)	60±35 ppm
Cette étude (méthode $(CO_2)_{total}$/Nb)	27 à 169 ppm

Finalement, les rapports $(CO_2)_{total}$/Nb reconstitués, ayant significativement augmenté les rapports CO_2/Nb mesurés, sont du même ordre de grandeur que les estimations des rapports $(CO_2)_{initial}$/Nb établis sur des échantillons non-dégazés. Après reconstitution, certains rapports sont toujours très faibles, et leur rapport $(CO_2)_{total}$/Nb ne représente probablement pas le rapport initial. En revanche, certains rapports $(CO_2)_{total}$/Nb sont plus élevés que celui de la popping-rock et pourraient refléter le rapport initial. Notons que certains échantillons du Pacifique peu vésiculés (cas des 6 échantillons GN sur l'EPR) ont des rapports supérieurs à celui des échantillons de Siqueiros. Cela n'est donc pas en faveur d'une perte de bulles causée par la résidence du magma dans une chambre magmatique superficielle. La dispersion des données en CO_2 total dans le graphe CO_2 versus Nb (Figure 3-17) pourrait refléter des erreurs dues à la variabilité de la vésicularité intra-échantillon, ou bien à des phénomènes pouvant causer une perte ou un gain de bulles (discuté dans le chapitre 4, cf. 4.3.3 p. 215).

3.3.3. Pression de saturation du CO_2 total

A partir de la teneur en CO_2 total, nous pouvons estimer les pressions de saturation (P_{sat}) des magmas, à l'équilibre avec les teneurs en H_2O et CO_2 total, avec le programme VolatilCalc (Newman et Lowenstern 2002). Nous notons que les pressions de saturations calculées s'accordent bien avec le modèle de Sarda et Guillot (2005) et Guillot et Sarda (2006), malgré le fait qu'à partir de 5 kbar, VolatilCalc engendre de grandes incertitudes.

Les pressions de cristallisation des MORBs peuvent être estimées par des modèles utilisant les compositions en éléments majeurs des échantillons. Elles sont basées sur l'ordre successif de cristallisation classique dans les MORBs (olivine puis olivine + plagioclase puis olivine + plagioclase + pyroxène, Bryan 1983). Nous avons écarté les échantillons dans lesquels le clinopyroxène n'a pas cristallisé (correspondant en moyenne à un MgO≥8 wt% ; 8% correspondant en moyenne à la valeur de MgO à partir de laquelle le CaO diminue lorsque le MgO diminue). Les pressions calculées sont des minimums pour le début de la cristallisation et maximums pour la fin de la cristallisation pour chaque liquide. Michael et Cornell (1998) ont utilisé trois méthodes différentes pour calculer ces pressions de cristallisation. Dans cette étude, nous avons utilisé la méthode de Yang *et al.* (1996) qui prend en compte tous les éléments majeurs dans l'équation.

Lorsque nous comparons les pressions de saturations (P_{sat}) avec les pressions de cristallisation (P_{crist}), nous n'observons pas de relation entre ces deux paramètres (Figure 3-18, données ayant un MgO<8 wt%). La plupart des échantillons présentent une P_{sat} inférieure à la P_{crist}, donc les échantillons auraient atteint la saturation en CO_2 après la cristallisation fractionnée. Ces résultats ne permettent pas d'exclure que les magmas subissent deux stades de dégazage (dont un profond entre la formation du magma et la chambre magmatique dans laquelle les bulles sont perdues, puis un deuxième stade lors de la remontée des magmas depuis la chambre, *e.g.* Des Marais et Moore 1984, Cartigny *et al.* 2008). En revanche, 3 échantillons de la SWIR (SWF DR05-1-2g, SWF DR05 GlSt°, SWF DR06-1-1g) et un de la CIR (MD57 D'10-1) présentent une P_{sat} supérieure à la P_{crist}. Cela signifierait que le dégazage a commencé avant la cristallisation fractionnée, et que, pour ces échantillons, la cristallisation n'est pas un phénomène qui permet d'évacuer les bulles du système, puisque dans ce cas, nous ne pourrions pas observer des pressions de saturation supérieures aux pressions de cristallisation.
Il est tout de même important de noter que la comparaison entre P_{sat} et P_{crist} présente des incertitudes, compte-tenu que :

- suivant les méthodes utilisées pour calculer les P_{crist}, les valeurs absolues ne sont pas les mêmes selon les suites d'échantillons (Michael et Cornell 1998). Par exemple, les pressions de cristallisation calculées en utilisant Yang *et al.* (1996) (la méthode que nous avons utilisée dans cette

étude) sont inférieures à celles calculées utilisant Danyushevsky *et al.* (1996) pour les suites à haute pression et supérieures pour les suites à basse pression.

- nous considérons que les P_{sat} correspondent à des pressions de vésiculation, or cela est peu probable car une sursaturation en carbone supérieure ou égale à 1,5 est nécessaire pour la nucléation des bulles de CO_2 (Bottinga et Javoy 1990a).

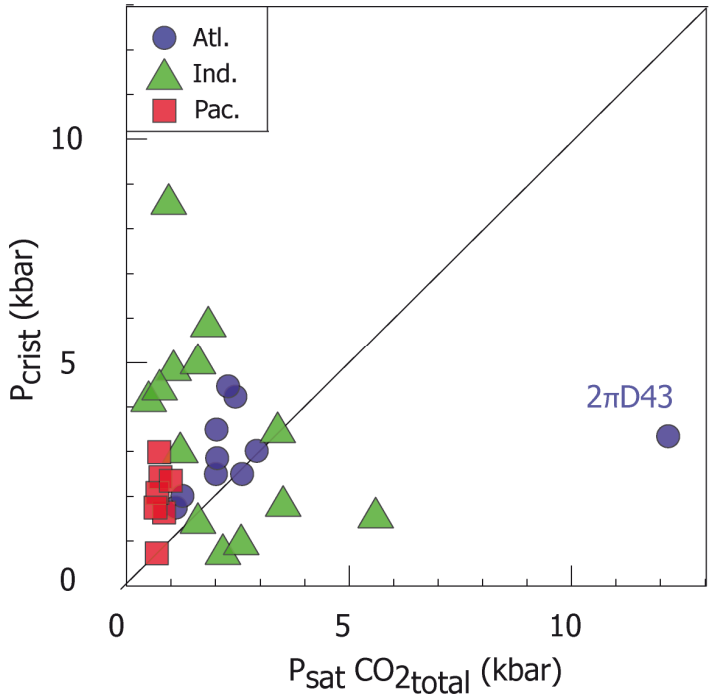


Figure 3-18 : Pression de cristallisation (P_{crist}) (estimée d'après la méthode de Yang et al. (1996), utilisée dans Michael et Cornell 1998) en fonction de la pression de saturation calculée à partir de la teneur totale en CO_2 ($CO_{2bulles}$+$CO_{2dissous}$) (P_{sat} CO_{2total}), en trait plein est la droite 1:1. Notons qu'à partir de 5 kbar, VolatilCalc engendre de grandes incertitudes sur la P_{sat}.

A partir des pressions de saturation P_{sat}, il est possible d'avoir une idée de la distance parcourue par les magmas, qui correspondrait à la différence entre la pression de début de nucléation et la pression d'éruption (dans le cas où le trajet est vertical et en considérant la P_{sat} équivalente à la pression de nucléation). Il y a une variabilité importante des P_{sat}, ce qui suggère que les distances parcourues par chaque magma sont différentes. Cela permet d'expliquer la sursaturation en carbone de certains échantillons. En effet, les magmas parcourant des distances plus courtes auraient moins de temps pour libérer leur CO_2, ce que nous avons déjà énoncé précédemment en 3.2.8 (p. 174). Cependant, il est aussi possible que les vitesses de remontées des magmas à la surface soient différentes. Afin de tester cette hypothèse, nous avons estimé la différence entre la P_{sat} et la pression d'éruption que l'on a divisée par le temps de résidence des bulles, résultant en un taux de décompression dP/dt. Le résultat montre une corrélation positive entre le dP/dt et la densité de bulles (Figure 3-19A), en accord avec les observations des études expérimentales (cf. compilation de Toramaru 2006, figure 3-19B). Les magmas des dorsales océaniques seraient donc affectés par différents taux de décompression lors de

leur remontée vers la surface, conformément aux estimations de Paonita et Martelli (2006). En particulier, les MORBs ayant des fortes densités des bulles (comme c'est le cas de la plupart des échantillons des dorsales du Pacifique, figure 3-19A) remonteraient plus vite que les autres.

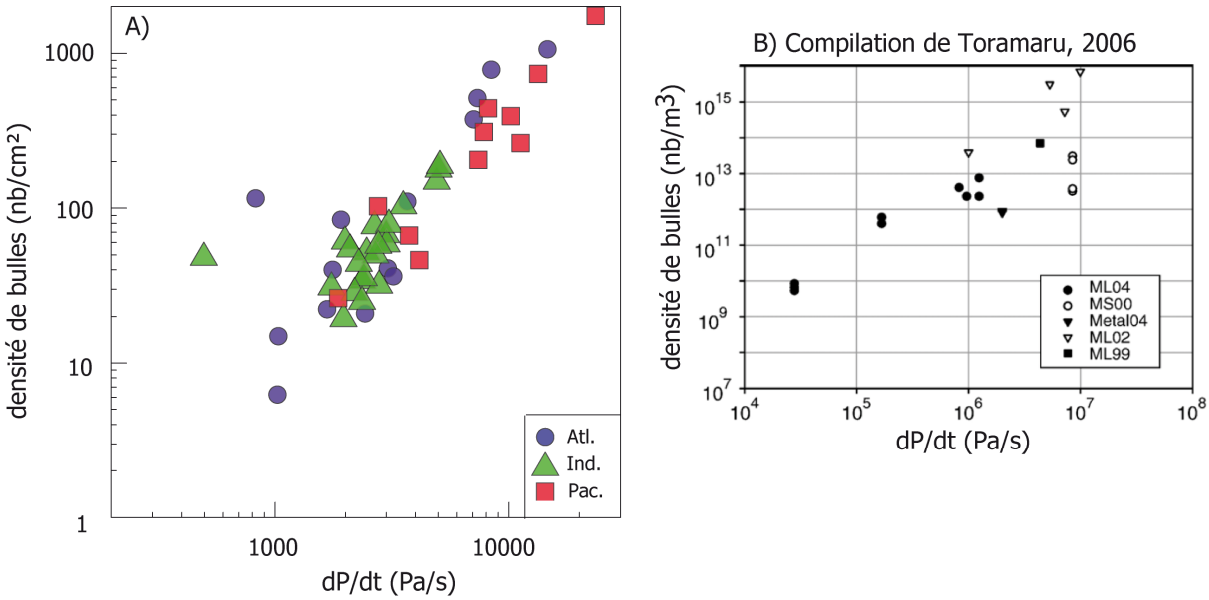


Figure 3-19: Densité de bulles en fonction du taux de décompression dP/dt, A) Résultats de cette étude, B) Compilation deToramaru (2006).

3.4. Type de dégazage

3.4.1. Théorie

Il existe différents types de dégazage possibles dans les MORBs. Dans cette partie, nous allons nous intéresser seulement au dégazage contrôlé par les solubilités (*e.g.* Marty et Jambon 1987; Marty 1995; Marty et Tolstikhin 1998; Burnard 1999a; Marty et Zimmermann 1999; Burnard 2001; Cartigny *et al.* 2001; Burnard *et al.* 2002; Sarda et Moreira 2002; Burnard 2004; Burnard *et al.* 2004; Shaw *et al.* 2004). Ce type de dégazage est en opposition au dégazage cinétique, contrôlé par les vitesses de diffusion (Pineau et Javoy 1994; Burnard *et al.* 2003; Aubaud *et al.* 2004; Paonita et Martelli 2006).

En se basant sur des données de solubilités expérimentales, Jambon *et al.* (1986) ont défini une relation, dérivée de la loi de Henry, permettant de tracer l'évolution des concentrations en CO_2 du magma (ou des vésicules). Elle peut être utilisée pour des dégazages en systèmes fermés et ouverts (*e.g.* Burnard 1999a; Honda et Patterson 1999; Cartigny *et al.* 2001; Shaw *et al.* 2004) :

$$\frac{[CO_{2dissous}]}{[CO_{2initial}]} = \frac{\rho.S_{CO_2}.T/T_0}{ves. + \rho.S_{CO_2}.T/T_0} \qquad 3\text{-}5$$

$[CO_{2dissous}]$ *est la teneur en CO_2 dissous dans le magma,*

$[CO_{2initial}]$ *est la teneur initiale en CO_2 du magma (pré-dégazage)*

S_{CO_2} *est la constante de solubilité du CO_2 (soit 2,56.10^{-4} cm^3/g/bar, Jendrzejewski et al. 1997 soit 0,137 ppm C/bar),*

ves. est la vésicularité mesurée des échantillons (cm^3/cm^3) (on considère la vésicularité mesurée en surface égale à la vésicularité en volume, cf. tableau 2-7 p. 99).

ρ *est la masse volumique du magma fixée à 2,8 g/cm^3,*

T *et* T_0 *sont respectivement les températures de fermeture du système (i.e. de trempe) estimée à 1000 K (Ryan et Sammis 1981) et standard (273 K).*

La différence entre le dégazage en système ouvert et le dégazage en système fermé se fait sur le nombre d'incréments : en système fermé, un seul épisode de dégazage a lieu, que l'on peut donc assimiler à un seul incrément. En revanche, en système ouvert, le dégazage a lieu par paliers. Un incrément correspond à la quantité de gaz perdue du système : après un incrément, les bulles sont perdues, puis à partir de la teneur résiduelle en volatiles, un autre épisode (=incrément) de vésiculation a lieu, puis les bulles sont extraites, puis s'en suit un autre incrément etc. Dans l'équation 3-5, à un incrément donné, cela se traduit par le remplacement de la teneur initiale en volatiles par la teneur en volatiles résiduelle de l'incrément précédent. Certains auteurs étudiant le dégazage par la systématique des gaz rares ont utilisé des incréments de 0,01% (Carroll et Draper 1994, Moreira et Sarda 2000). Nous utilisons cette valeur dans nos modélisations.

3.4.2. Relations CO_2 dissous et vésicularité

La figure 3-20 montre la relation entre le CO_2 dissous dans les verres volcaniques et la vésicularité mesurée : les données dessinent une corrélation négative, c'est-à-dire que les échantillons les moins vésiculés présentent des teneurs en CO_2 dissous plus élevées que pour les plus vésiculés. Des courbes de dégazage (déterminées à partir de l'équation 3-5) sont aussi représentées en considérant deux teneurs en CO_2 dans le manteau extrêmes par rapport aux estimations de la littérature (cf. 3.3.2, tableau 3-5) : nous avons fixé une valeur basse à 60 ppm (proche de la valeur de Saal *et al.* 2002) (Figure 3-20A), et une valeur haute à 300 ppm (Gaillard *et al.* 2008) (Figure 3-20B).

La teneur en CO_2 dans le magma peut ensuite être estimée en considérant une fusion partielle à l'équilibre (Shaw 1970, équation 3-6), et le CO_2 totalement incompatible (*D=0*) :

$$[CO_2]_l = \frac{[CO_2]_0}{D + F(1-D)}, \qquad \text{quand } D=0 : \quad [CO_2]_l = \frac{[CO_2]_0}{F} \qquad 3\text{-}6$$

$[CO_2]_l$ *est la teneur en CO_2 du liquide (i.e. du magma),*

$[CO_2]_0$ *est la teneur en CO_2 de la source,*

D est le coefficient de partage du CO_2,

F est le taux de fusion partielle.

Selon le taux de fusion partielle affectant les MORBs (~ entre 5 et 20%), et la teneur en CO_2 du manteau, la teneur en CO_2 du magma est différente. D'après l'équation de fusion partielle à l'équilibre (équation 3-6), plus le taux de fusion partielle est fort, plus la teneur en CO_2 dans le magma est faible, pour une même teneur en CO_2 dans le manteau. Pour un type de dégazage donné, nous avons donc déterminé 4 courbes de dégazage suivant différents taux de fusion partielle : 5, 10, 15 et 20% (trait plein pour le système fermé et pointillés pour le système ouvert sur la figure 3-20). Une observation majeure est que pour une même concentration initiale en CO_2 du magma, la teneur en CO_2 dissous lors d'un dégazage en système ouvert est généralement beaucoup plus faible que celle résultant d'un dégazage en système fermé, à une vésicularité donnée.

Lorsque l'on compare les données avec les courbes de dégazage, il apparaît que les données peuvent être expliquées par différentes courbes, chacune étant déterminée avec une teneur initiale en CO_2 dans le magma différente (en fonction de la teneur en carbone de la source et du taux de fusion partielle). Néanmoins, si tous les points peuvent être superposés à une courbe de dégazage en système fermé, certaines données ne peuvent pas être produites par un dégazage en système ouvert (cas des échantillons avec une vésicularité supérieure à 1% ⇔ log(ves.)>0 dans le cas d'une teneur en CO_2 dans le manteau de 60 ppm, figure 3-20A). D'autres alternatives sont envisageables, telles que l'utilisation d'incréments plus grands pour le système ouvert (Figure 3-21) ou bien des stades multiples de dégazage. Certains auteurs ont proposé deux stades de dégazages dont le stade le plus précoce évolue en système fermé, et le plus tardif étant une distillation de Rayleigh (*i.e*. système ouvert) (Des Marais et Moore 1984; Cartigny *et al.* 2001; Aubaud *et al.* 2004; Cartigny *et al.* 2008). Néanmoins, les relations CO_2 dissous et vésicularité ne sont pas en faveur d'un simple dégazage en système ouvert, compte-tenu des grandes vésicularités observées. S'il s'agissait uniquement d'un dégazage en système ouvert, et qu'à chaque incrément de dégazage de 0,01%, les bulles s'échappaient, les échantillons ne devraient pas contenir un pourcentage de bulles supérieur à l'incrément.

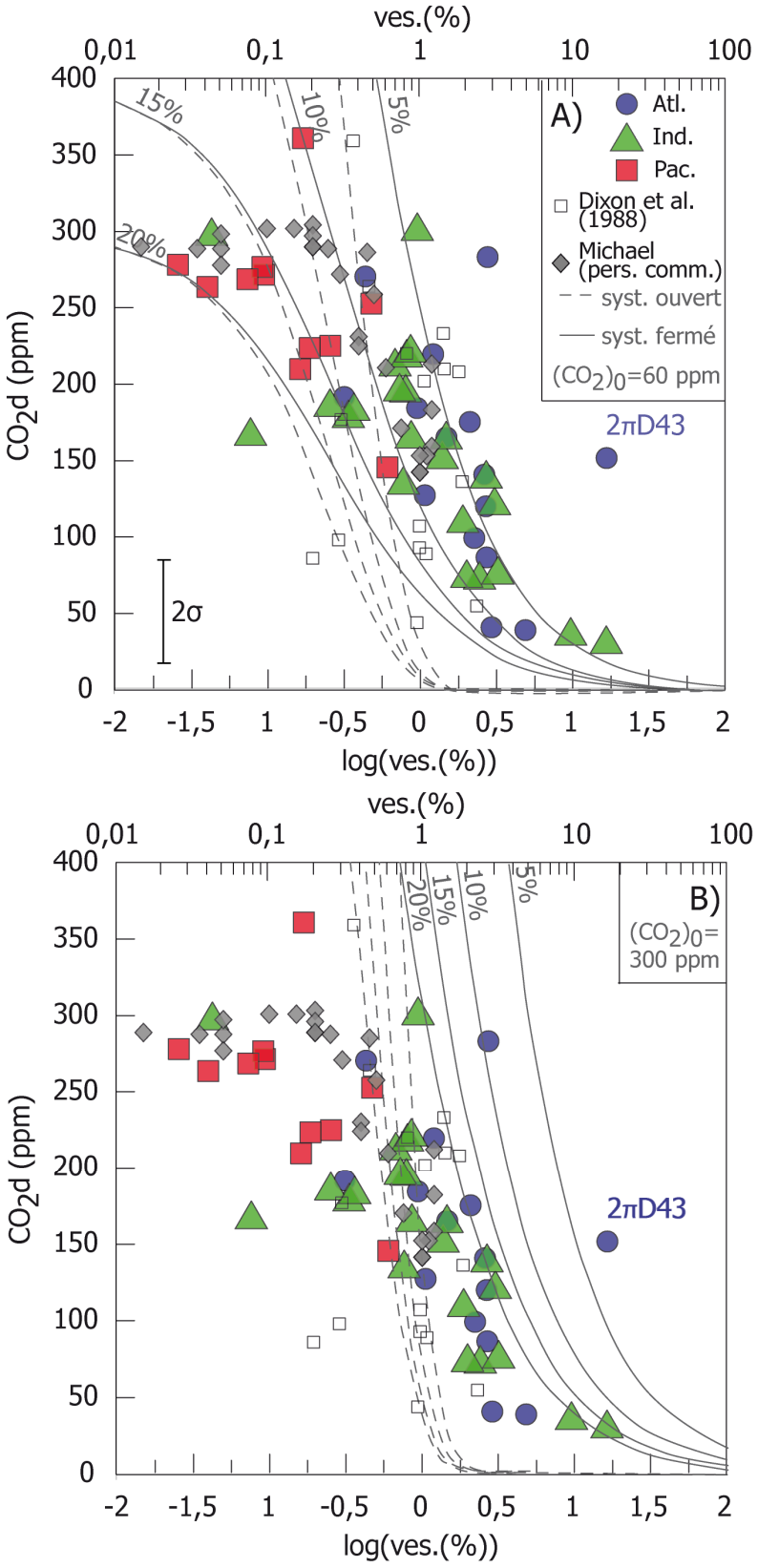


Figure 3-20 : CO_2 dissous (CO_2d) en fonction du logarithme de la vésicularité. Les courbes représentent le modèle de dégazage (Equation 3-5), en trait plein : système fermé, en pointillés : système ouvert (incréments de 0,01%), selon différents taux de fusion partielle (5, 10, 15 et 20%), la barre d'erreur sur le CO_2 est l'incertitude moyenne à 2σ (soit 34 ppm), A) la teneur en CO_2 du manteau est de 60 ppm, B) la teneur en CO_2 du manteau est de 300 ppm, ces 2 valeurs étant respectivement une valeur basse et une valeur haute des estimations de la littérature (Tableau 2-7).

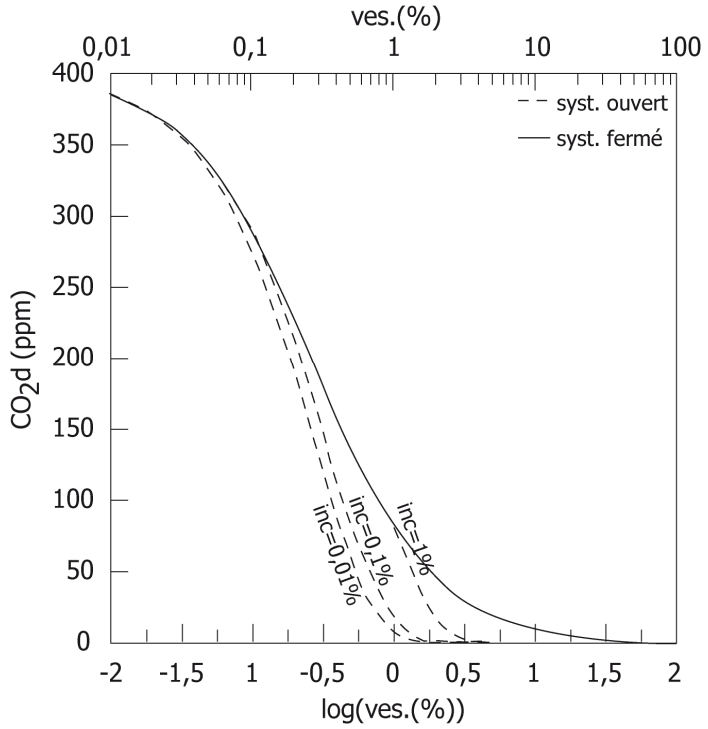


Figure 3-21 : Courbes de dégazage en système fermé (trait plein) et ouvert (pointillés) pour une même teneur en CO_2 initial dans le magma. Dans le cas d'un système ouvert, différents incréments (=inc.) ont été utilisés.

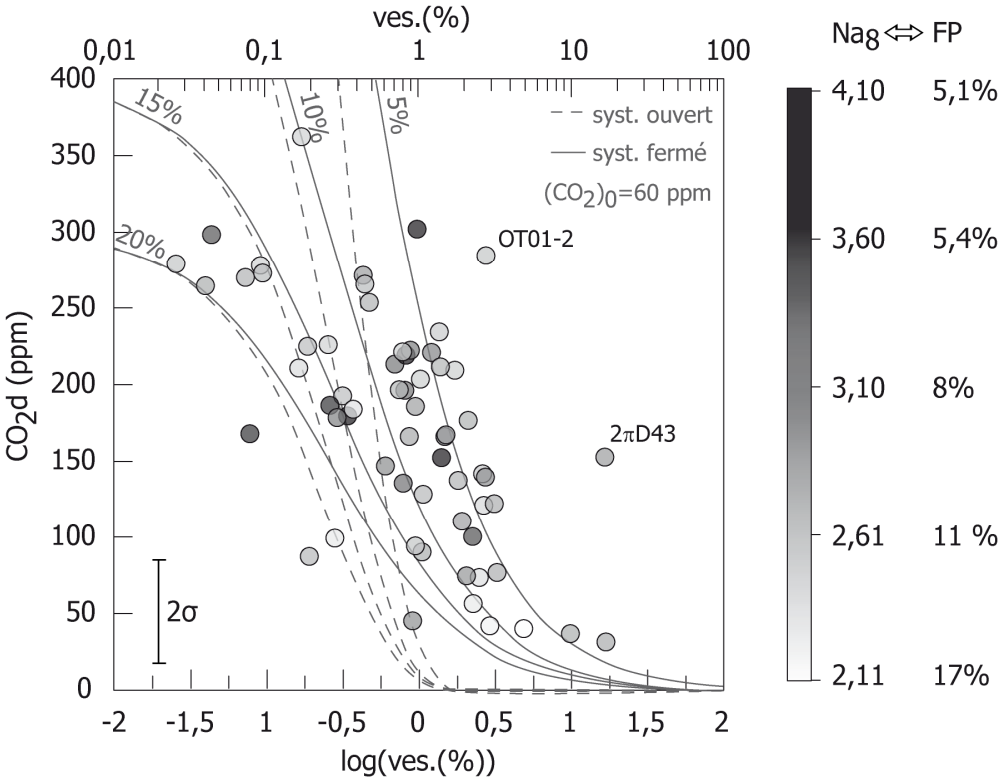


Figure 3-22 : Courbes théoriques reliant CO_2 dissous et vésicularité selon le type de dégazage, pour une teneur en CO_2 du manteau C_0=60 ppm. Les différentes courbes indiquent différents taux de fusion partielle (5-10-15-20%), le taux de fusion partielle(FP) a été calculé à partir du Na_8 selon les liquides de fusion partielle calculés par Bézos (2003) avec le modèle de Langmuir et al. (1992) (Equation 1-9 présentée en 1.4.1.2, p. 47).

La figure 3-22 représente la relation entre CO_2 dissous et le logarithme de la vésicularité, en fonction du Na_8, qui est un proxy du taux de fusion partielle. Les courbes de dégazage en système ouvert et fermé encadrant les données de cette étude (obtenues à partir d'une teneur en CO_2 dans le manteau de 60 ppm) sont aussi représentées. Globalement, nous remarquons que la plupart des données rentrent dans le champ limité par les courbes à 5 et 20%. En revanche, à plus petite échelle, les échantillons ne se superposent pas aux courbes qui devraient leur correspondre. La popping-rock est bien en dehors des champs, ce qui est attendu car la teneur en CO_2 de sa source est très élevée, compte-tenu de sa très grande teneur en CO_2 (~12600 ppm, *e.g.* Javoy et Pineau 1991; Cartigny *et al.* 2008). Si la teneur en CO_2 de la source mantellique est constante, alors les échantillons étant affectés par un certain taux de fusion partielle devraient être situés sur la courbe de dégazage correspondante. Sur la figure 3-22, nous n'observons pas de gradient de concentration en Na_8 des échantillons. Cela suggère que la teneur en CO_2 du manteau n'est pas constante dans le manteau, ou alors que des phénomènes de perte et de gains de bulles affectent la vésicularité des échantillons (cela sera discuté dans le chapitre 4 en 4.3.3 p. 215).

3.4.3. Point de vue des gaz rares : $^4He/^{40}Ar^*$

De nombreuses études se sont intéressées au dégazage dans les MORBs en utilisant la systématique des gaz rares, (*e.g.* Marty et Jambon 1987; Marty 1995; Marty et Tolstikhin 1998; Burnard 1999a; Marty et Zimmermann 1999; Burnard 2001; Burnard *et al.* 2002; Sarda et Moreira 2002; Burnard 2004; Burnard *et al.* 2004; Shaw *et al.* 2004), notamment avec le rapport $^4He/^{40}Ar^*$[4], grâce à la différence de solubilités, permettant leur fractionnement durant le dégazage. Si les gaz rares restent en équilibre avec les bulles, le fractionnement maximum entre deux gaz rares pour chaque stade de vésiculation tend vers le rapport de leurs solubilités (Jambon *et al.* 1986, Marty et Zimmermann 1999) d'après l'équation 3-5.

Du fait de la différence de solubilité entre l'He et l'Ar (l'Ar est le moins soluble), le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ augmente durant le dégazage. Cependant, les rapports $^4He/^{40}Ar^*$ dans les MORBs sont souvent très fractionnés et supérieurs à 50. En revanche, $\frac{S_{He}}{S_{Ar}}$ est de l'ordre de 10 dans les MORBs (*e.g.* Jambon *et al.* 1986). Cela suggère que les gaz rares ne restent pas en équilibre avec les bulles, mais qu'un

[4] $^{40}Ar^*$ est l'Ar radiogénique corrigé de la contribution atmosphérique calculé selon la formule :

$$^{40}Ar^* = {}^{36}Ar \times \left[\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar} \right)_{mesuré} - \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar} \right)_{atmosphère} \right]$$, avec $\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar} \right)_{atmosphère} = 295{,}5$ et en considérant que tout l'^{36}Ar est d'origine atmosphérique.

mécanisme de distillation a lieu (Marty et Zimmermann 1999), car en considérant un rapport $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ initial de 2 (correspondant au rapport de production du manteau à partir de la désintégration radioactive de U, Th et K, Allègre *et al.* 1987, Graham 2002), le rapport maximum ne peut atteindre que ~20 au maximum dans le magma et ~2 dans les bulles. C'est-à-dire que de l'Ar doit être évacué (par les bulles qui s'échappent) pour observer des rapports élevés $^{4}He/^{40}Ar^{*}$. Donc, d'après la systématique des gaz rares, des rapports $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ supérieurs à 20 témoigneraient d'un dégazage en système ouvert.

Dans notre étude, nous disposons des rapports $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ sur 30 échantillons (pour 15 de nos échantillons dont la popping-rock, et 15 de la littérature). Les valeurs ainsi que les références sont compilées dans le tableau 3-6.

Tableau 3-6 : Compilation des rapports $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ et $^{40}Ar^{*}$ dont nous disposons pour les échantillons de cette étude.

Ech.	Référence	Méthode	$^{40}Ar^{*}$ ($.10^{7}$ ccSTP/g)	$^{4}He/^{40}Ar^{*}$
Cette étude				
CH98 DR 11	Marty 1995; Marty et Tolstikhin 1998	broyage	3,6	6,2
2πD47-1	Staudacher *et al.* 1989	broyage	0,4	19,5
2πD43	*e.g.* Marty 1995	broyage	147,5	1,2
JC 030 703 D1 (1)	Marty et Zimmermann 1999	broyage	2,5	7,2
ED DR53-2-3	Gautheron 2002	broyage	13,2	11,0
ED DR68-tube	Gautheron 2002	broyage	5,5	12,7
SWF DR29-2-1g	Gautheron 2002	broyage	21,4	10,3
SWF DR28-1-1g	Gautheron 2002	broyage	1,4	10,4
SWF DR17-1-3g	Gautheron 2002	broyage	7,9	9,6
SWF DR10-2-2agb	Gautheron 2002	broyage	11,6	5,6
SWF DR05-1-2g	Gautheron 2002	broyage	5,3	2,2
SWF DR01-1-1g	Gautheron 2002	broyage	0,8	17,1
Searise 1 DR04	Marty et Zimmermann 1999	broyage	0,4	65,0
Searise 2 DR03	Marty et Zimmermann 1999	broyage	0,7	37,0
- de 20 bulles				
CH98 DR 12	Marty 1995; Marty et Tolstikhin 1998	broyage	4,0	6,6
Mont sous-marin				
PI 07-02	Aubaud *et al.* 2004	broyage	9,6	16,2
PI 07-03	Aubaud *et al.* 2004	broyage	11,0	15,0
Littérature				
PI04-01	Aubaud *et al.* 2004	broyage	0,5	4,7
PI04-02	Aubaud *et al.* 2004	broyage	1,5	8,6
HRX6B	Marty et Ozima 1986	chauffage par palier	3,7	13,1
HRX6B	Marty et Ozima 1986	chauffage par palier	4,5	11,5
TR164 19D1g	Marty et Ozima 1986	chauffage par palier	32,0	3,3

Ech.	Référence	Méthode	$^{40}Ar^*$ ($.10^7$ ccSTP/g)	$^4He/^{40}Ar^*$
Littérature (suite)				
981R26	Marty 1995	broyage	1,2	13,00
CY82 09 03	Marty 1995	broyage	0,3	110,00
CY82 31 02	Marty 1995	broyage	0,2	44,00
CL DR01 5V	Marty 1995	broyage	5,0	15,00
CY82 30-b	Marty 1995	broyage	0,4	42,00
CH31 DR09	Marty 1995	broyage	2,2	7,80
CH31 DR11	Marty 1995	broyage	7,0	13,00
CH31 DR10	Marty 1995	broyage	0,1	472,00
CH98 DR15	Marty 1995	broyage	22,9	4,50
CH98 DR17	Marty 1995	broyage	15,0	7,70

Dans la figure 3-23A, le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ des échantillons est reporté en fonction de l'$^{40}Ar^*$. Conformément aux études antérieures, le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ augmente avec la diminution de l'$^{40}Ar^*$, compte-tenu de la plus grande solubilité de l'He par rapport à l'Ar dans les magmas de ride médio-océanique. Les rapports $^4He/^{40}Ar^*$ les plus forts correspondent à des MORBs du Pacifique (Searise 1 DR04, Searise 2 DR03, CY8I2 09 03, CY82 30-b, CY82-31-02) sauf un provenant de l'Atlantique (CH31 DR10), ayant un rapport extrêmement élevé (472). Tous les autres rapports sont inférieurs ou égal à 19,5. Nous observons aussi une relation inverse entre le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ et la vésicularité (Figure 3-23B) : cela peut suggérer que les échantillons les moins vésiculés seraient ceux qui auraient perdu le plus de bulles (par distillation de Rayleigh, *i.e.* un dégazage en système ouvert). Cependant, nous n'avons pas pu confirmer cette hypothèse dans les paragraphes précédents (cf. 3.2.7 p. 171).

D'autres interprétations peuvent être faites à partir de la systématique des gaz rares. Récemment, Aubaud *et al.* (2004) ont proposé que le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ pouvait être fractionné par un dégazage cinétique lors de la remontée des magmas à l'aplomb des rides médio-océaniques (par une étude couplant des isotopes du carbone et des gaz rares dans les mêmes échantillons). Ce type de dégazage est contrôlé par les vitesses de diffusions (l'He diffuse plus vite que l'Ar), en opposition au dégazage contrôlé par les solubilités auquel nous nous sommes intéressés jusqu'à présent. Il serait intéressant de se pencher sur cette hypothèse, d'autant plus que les 2 MORBs du Pacifique (Searise 1 DR04, Searise 2 DR03), ayant les plus forts rapports $^4He/^{40}Ar^*$des échantillons de cette étude, sont aussi les plus sursaturés en CO_2 (Figure 3-24A). Nous avons vu précédemment que les échantillons du Pacifique, compte-tenu de leur grande densité de bulles, ont pu remonter plus rapidement vers la surface que les MORBs des autres océans (cf. 2.5.7 p. 126). Ils n'auraient donc pas pu subir un dégazage entièrement contrôlé par les solubilités mais auraient pu subir en partie un dégazage cinétique (Aubaud *et al.* 2004, Paonita et Martelli 2006). Cette hypothèse est en accord avec la relation négative reliant le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ au temps de résidence (Figure 3-24B) : les forts rapports $^4He/^{40}Ar^*$ des MORBs du Pacifique sont associés à des faibles temps de résidence des bulles. Des temps de résidence de bulles plus courts peuvent témoigner d'une distance plus courte entre la profondeur de nucléation des bulles

et la profondeur d'éruption ou des taux de décompression plus rapides, ce que nous avons vu précédemment (cf. 2.5.7 p. 126, 3.3.3 p. 186).

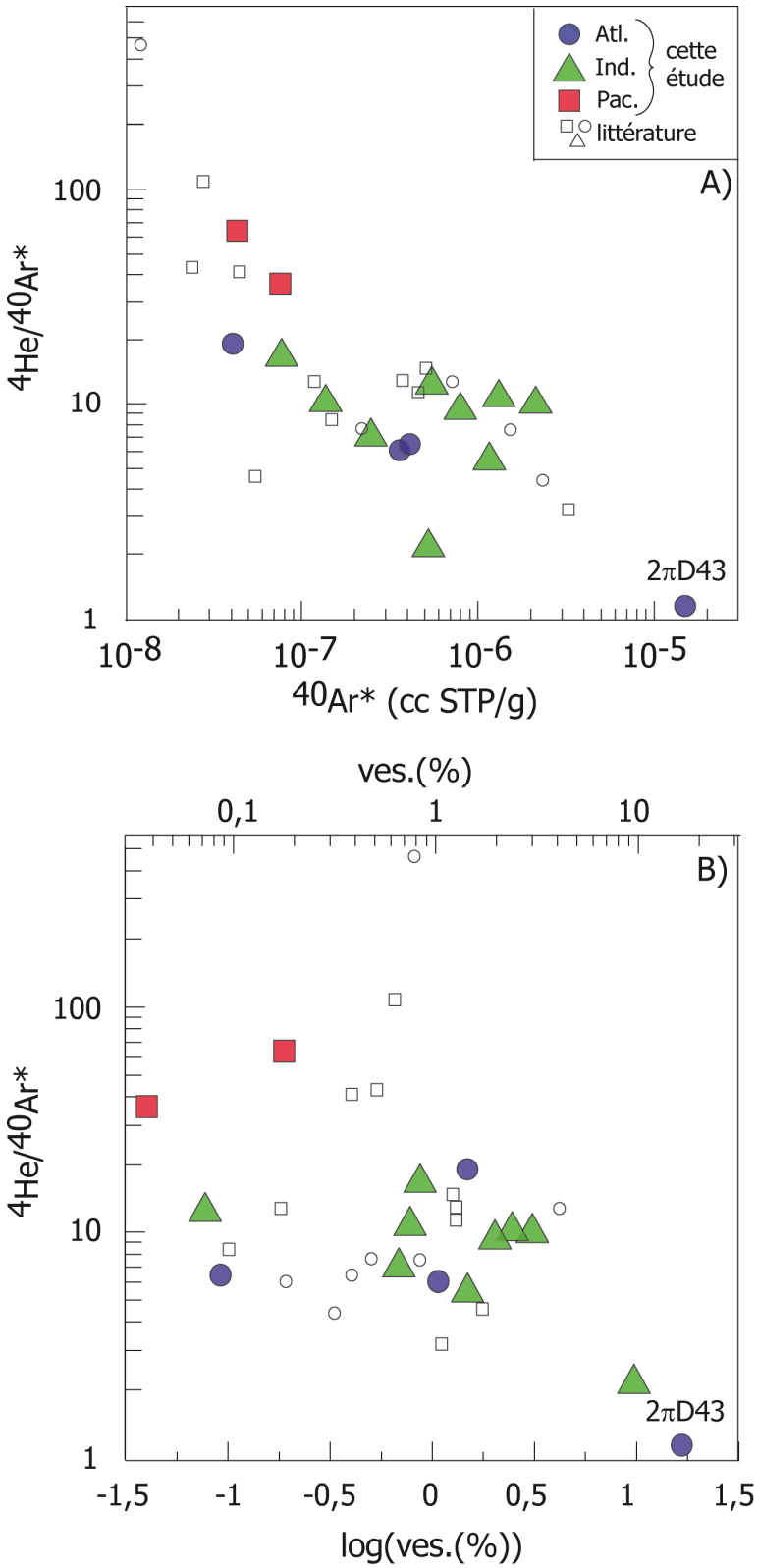


Figure 3-23 : $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ en fonction de A) l'$^{40}Ar^{*}$, B) du logarithme de la vésicularité, les données $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ et leurs références sont reportées le tableau 3-6.

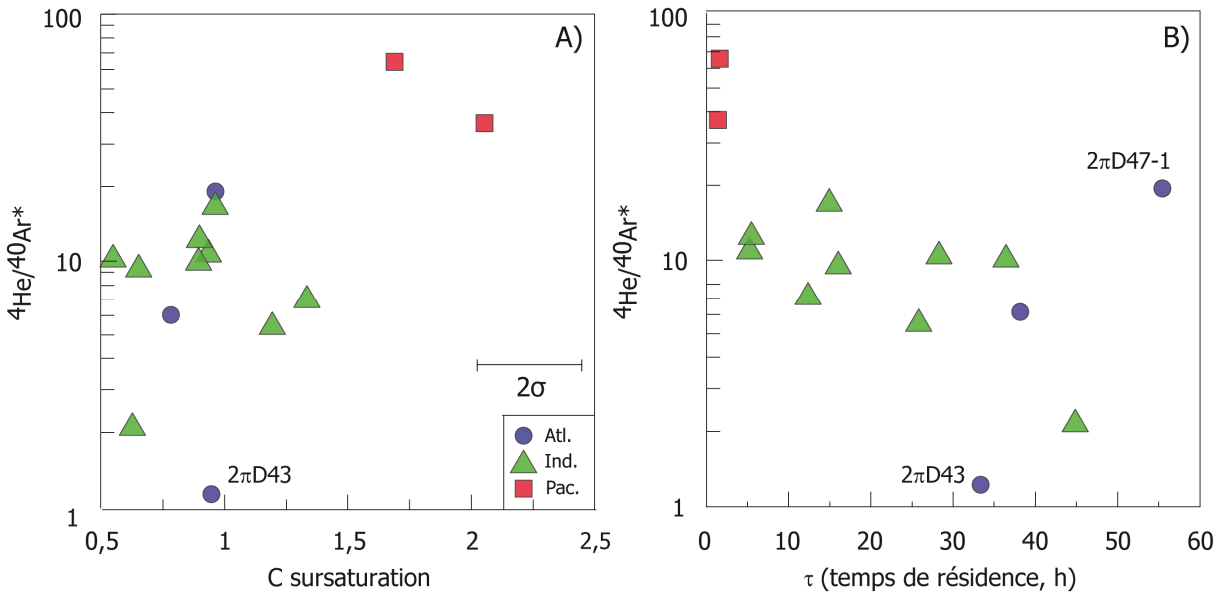


Figure 3-24 : $^4He/^{40}Ar^*$ en fonction A) de la sursaturation en carbone (C sursaturation), B) du temps de résidence des bulles (calculé d'après les VSD, cf. 2.5.7, équation 2-6 p. 127).

D'après Sarda et Moreira (2002), les MORBs auraient une teneur initiale en $^{40}Ar^*$ et $^4He/^{40}Ar^*$ similaire aux valeurs de la popping-rock, qui a conservé sa teneur initiale en volatils. Grâce aux données de ^4He, $^{40}Ar^*$ et Ne, ces auteurs suggèrent que les MORBs subiraient d'abord un dégazage en système clos, contribuant à augmenter le rapport $^4He/^{40}Ar^*$, jusqu'à un stade propre à chaque échantillon où des bulles seraient perdues. Les teneurs en gaz rares mesurées dans les MORBs impliquent pour ces échantillons une perte de plus de 90% de leur vésicularité. Néanmoins, cette interprétation nécessite l'utilisation de coefficients de solubilités différents des valeurs expérimentales et généralement admises (*e.g.* le rapport de solubilité S_{He}/S_{Ar} est multiplié par 14). Dans notre étude, la vésicularité maximum est de 16,85%, donc il parait peu probable qu'il ait perdu 95% de sa vésicularité. Si le magma contient initialement 17% de vésicules (de l'ordre de la popping-rock) et qu'il en perd 90%, il lui restera 1,7% de sa vésicularité. Or, dans notre étude, 46% des échantillons (sur les 50 de cette partie, cf. 3.2.2) ont des vésicularités supérieures à 1%, et 32% ont des vésicularités supérieures à 2%. Il est donc peu probable que nos échantillons aient perdu autant de bulles, dans le cas où tous ont été affectés par une perte de bulles.

En général, quels que soient les auteurs et les méthodes utilisées pour étudier le dégazage des MORBs, un (ou plusieurs) épisode de perte de bulles doit intervenir pour expliquer les compositions en volatils des bulles : les études sur les gaz rares utilisent généralement des distillations de Rayleigh, et celles basées sur les isotopes du carbone font l'hypothèse d'un dégazage en système clos avant la perte de bulles. Notre approche est légèrement différente, dans le sens où nous ne raisonnons pas en type de dégazage *sensu stricto* (*i.e.* système fermé ou ouvert), mais nous considérons un régime stationnaire dans lequel autant de bulles arrivent et partent du système, et où la lave trempée lors de son éruption

sur le fond océanique donne un verre qui est un cliché à un instant *t* des bulles qui remontent à travers le magma.

Il est difficile d'appliquer uniquement un dégazage en système ouvert (distillation de Rayleigh) pour expliquer les vésicularités les plus fortes, ce qu'a montré le graphe CO_2 dissous versus vésicularité (Figure 3-20). En revanche, d'après les gaz rares, les échantillons ayant un fort rapport $^4He/^{40}Ar^*$ seraient ceux affectés par les plus grandes pertes de bulles (*i.e.* distillation de Rayleigh). Cependant, si tel était le cas, il serait peu probable d'observer des relations entre la vésicularité et le taux d'accrétion, et l'enrichissement de la source. Ou alors, il faudrait que tous les échantillons aient été affectés par une même quantité de bulles perdues, ce qui est peu envisageable. Les échantillons qui poseraient problème dans ces graphes seraient plutôt les échantillons des dorsales du Pacifique (semblant avoir une vésicularité trop faible dans le graphe reliant la vésicularité et la profondeur). Si tous les échantillons du Pacifique avaient perdu plus de bulles que les autres échantillons par distillation de Rayleigh, alors ils devraient tous avoir un rapport $^4He/^{40}Ar^*$ supérieur aux MORBs des autres océans, ce qui n'est pas le cas. Afin de mieux contraindre ces phénomènes, nous discuterons d'une autre méthode dans le chapitre 4 (cf. 4.3.3 p. 215) pour mettre en évidence des pertes ou gains de bulles.

3.5. Conclusion

Dans cette partie, nous avons comparé les vésicularités mesurées avec d'autres paramètres pour mettre en évidence des contrôles du dégazage des MORBs. Les teneurs en CO_2 des bulles des échantillons ont pu être calculées, permettant une estimation de la teneur en CO_2 du manteau. Le type de dégazage subi par les MORBs a ensuite été étudié.

- Nous avons d'abord comparé la vésicularité avec une gamme importante de paramètres géochimiques (MgO, Na_8, K_2O/TiO_2, $(La/Sm)_N$, Cl/K, H_2O_8) et géophysiques (profondeur d'éruption, taux d'accrétion, viscosité). Il existe une relation entre la vésicularité et la profondeur, par expansion des gaz durant la décompression. Nous avons aussi observé un contrôle du taux d'accrétion, avec une vésicularité plus faible pour les échantillons issus des dorsales rapides (>100 mm/an). L'enrichissement en éléments incompatibles du manteau source des MORBs sur la vésicularité joue aussi un rôle. Une augmentation du rapport $(La/Sm)_N$ de 0,5 à 1,5 va provoquer une augmentation de la vésicularité de plus de 1,5 ordre de grandeur. En revanche, nous n'avons pas mis en évidence une influence de la cristallisation fractionnée, de la fusion partielle et de l'assimilation sur l'influence de la vésicularité.

- Les faibles vésicularités des MORBs du Pacifique ne peuvent pas s'expliquer par une perte de bulles due à la présence de chambres magmatiques superficielles, car deux échantillons de la ride médio-atlantique provenant d'une zone où un réflecteur sismique a été détecté n'ont pas des vésicularités aussi faibles.

- Les plus fortes densités de bulles et sursaturation en carbone associées aux MORBs peu vésiculés du Pacifique sont en faveur d'un taux de décompression plus rapide des magmas pour ces échantillons. La sursaturation peut aussi être expliquée par des trajets entre la profondeur de début de nucléation des bulles et la pression d'éruption plus courts

- Les vésicularités ont permis de calculer les teneurs en CO_2 contenues dans les bulles, permettant de déterminer la teneur totale en CO_2 des échantillons. Le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb reconstitué est de 247±153, soit supérieur à celui de Saal *et al.* (2002). Le $(CO_2)_{total}$/Nb des échantillons enrichis (127±66) est plus faible que celui des N-MORBs (315±146). La teneur en CO_2 dans le manteau diffère selon la valeur de Nb considéré et varie entre 27 à 169 ppm. Toutes ces estimations sont comprises dans les gammes des estimations antérieures.

- Il existe une relation négative entre le CO_2 dissous et la vésicularité. Cette relation peut au premier ordre s'expliquer par un dégazage en système fermé avec une teneur en CO_2 dans le manteau de 60 ppm.

- D'après la systématique des gaz rares, les échantillons les moins vésiculés sont ceux qui auraient perdu le plus de bulles par distillation de Rayleigh. Cependant, une autre interprétation est possible : le rapport $^{4}He/^{40}Ar^{*}$ augmente lorsque le temps de résidence des bulles diminue. Cette relation est cohérente avec un dégazage cinétique qui pourrait affecter les échantillons peu vésiculés du Pacifique.

Chapitre 4

Cartographie globale des flux de CO_2 à l'axe des dorsales médio-océaniques

3.1. Introduction 203

3.2. Les échantillons 203

3.3. Méthode de prédiction de la vésicularité des MORBs 206

3.4. Base de données des segments de dorsales 227

3.5. Carte du dégazage aux dorsales médio-océaniques 231

3.6. Cartes des flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques 236

3.7. CO_2 dans le manteau 258

3.8. Flux d'^{3}He 270

3.9. Variations temporelles des flux de CO_2 à l'aplomb des rides médio-océaniques 271

3.10. Conclusion 275

4.1. Introduction

Dans cette étude, nous allons proposer une nouvelle approche permettant l'estimation des flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques, basée sur les mesures de vésicularité dans des MORBs (cf. chapitre 2). En effet, une certaine quantité de CO_2 est contenue dans les bulles de gaz présentes dans les MORBs. Les éruptions volcaniques des rides médio-océaniques ayant lieu en profondeur, les bulles de gaz constituant la vésicularité des MORBs sont composées quasiment uniquement de CO_2. Cependant, le contrôle de la vésicularité des laves sous-marines est complexe, compte-tenu de la nature éphémère des bulles de gaz dans les magmas, et des nombreux processus pouvant provoquer l'enrichissement, la perte, ou la dispersion des vésicules. Il est généralement admis que le principal contrôle de la vésicularité des basaltes émis aux dorsales médio-océaniques est la profondeur d'éruption (Moore 1979) : la vésicularité est d'autant plus forte que la profondeur est faible, non seulement par l'effet d'expansion des gaz lors de la décompression, mais aussi parce que l'exsolution des gaz dissous dans le magma est plus complète. La composition chimique des basaltes jouerait aussi un rôle puisque pour une profondeur donnée, les échantillons les plus enrichis présentent des vésicularités plus fortes. En plus de ces contrôles, des variations ont été observées entre des échantillons provenant de dorsales d'océans différents, semblant être indépendantes de la profondeur et des compositions en éléments majeurs et traces. Dans cette étude, nous avons utilisé la vésicularité déterminée dans 50 verres de MORBs. Grâce à leur large répartition géographique, et des caractéristiques chimiques et physiques couvrant la gamme de variabilité des MORBs (Langmuir *et al.* 1992, cf. 1.4 p. 44), nous proposons une méthode permettant de déterminer la systématique de la vésicularité dans les MORBs à l'échelle du système global de ride médio-océanique.

4.2. Les échantillons

Les échantillons utilisés sont les mêmes que ceux de la deuxième partie du chapitre 2 (N=50), ainsi que les échantillons de la littérature (N=70) (cf. 3.2.2. p. 156). Les données que nous avons utilisées dans ce chapitre sont présentées par échantillon dans le tableau 4-1 (pour les 50 échantillons dont la vésicularité a été déterminée dans cette étude).

*Tableau 4-1 : Caractéristiques des 50 échantillons dont la vésicularité a été mesurée dans cette étude, sont aussi reportés à titre indicatif les 12 échantillons contenant moins de 20 bulles, et les 3 provenant de monts sous-marins, ces 15 échantillons n'ayant pas été pris en compte dans ce chapitre. Lat.=latitude, Lon.=Longitude, Tech. d'éch. : technique d'échantillonnage (s=submersible, d=dragage, r.c.=rock core, n.c.=non connu), Prof.=profondeur, quand il s'agit de dragages, la profondeur est la moyenne entre la profondeur minimum et la profondeur maximum de dragage (l'écart entre la moyenne et la profondeur extrême indiqué lorsqu'il est connu), P=profondeur d'échantillonnage, τ=taux d'accrétion, CO_2d=CO_2 dissous, ves.=vésicularité, [a]: vésicularité d'après Sarda et Graham (1990), *=basalte andésitique.*

Echantillon	Lat. (°)	Lon. (°)	Tech. d'éch.	P (m)	τ (mm/an)	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	CO_2d (ppm)	Ves. (%)	Log (ves.)
Cette étude (chap. 4)									
Océan Atlantique									
R.R.D97 D6	59,51	-30,09	d	1000	18	0,05	40	4,85	0,69
DV15-4*	37,84	-31,53	s	999	22	0,19	41	2,91	0,46
DV19-6	37,29	-32,28	s	1722	22	0,19	87	2,70	0,43
GRA N4-1-1	37,29	-32,28	s	1743	22	0,16	121	2,65	0,42
OT01-2	34,90	-36,43	s	2223	21	0,11	284	2,75	0,44
OT02-6	34,90	-36,43	s	2252	21	0,09	142	2,61	0,42
CH98 DR 11	30,70	-41,83	d	3570±70	23	0,04	128	1,06	0,03
G104#25-3	23,53	-44,96	d	4430±130	25	0,06	185	0,94	-0,03
Ride lente DR21	18,80	-46,27	d	3740	25	0,06	271	0,43	-0,37
Ride lente DR10	16,16	-46,66	d	3650	25	0,22	176	2,10	0,32
2πD47-1	15,90	-46,60	d	3760	25	0,18	166	1,47	0,17
2πD43[a]	13,50	-45,00	d	3510±110	25	0,40	152	16,50	1,22
EW9309 25D GlSt°	-47,35	-10,32	d	2032	32	0,09	100	2,25	0,35
EW9309 10D3g	-49,25	-8,14	d	3860	32	0,05	220	1,21	0,08
EW9309 13D1g	-49,99	-7,88	d	3555	32	0,04	192	0,31	-0,50
Océan Indien									
CIR									
MD57 D'10-1	-6,22	68,24	d	2713±28	34	0,17	110	1,92	0,28
RTJ									
JC 030 703 D1 (1)	-25,57	70,03	d	3470±370	50	0,10	213	0,69	-0,16
SEIR									
PLU DR06-1-2g*	-38,07	78,22	d	1773±23	67	0,65		9,89	0,99
SWIR									
ED RC01	-27,33	66,78	r.c.	5153	16	0,16	179	0,34	-0,47
ED DR08-type2	-27,45	66,34	d	4375±175	16	0,17	219	0,82	-0,09
ED DR12-2	-27,73	65,36	d	5375±175	16	0,14	186	0,26	-0,59
ED DR22-1-1	-27,99	63,34	d	4550±250	16	0,11	298	0,04	-1,36
ED DR29-1-2	-28,95	61,32	d	3550±50	16	0,23	152	1,41	0,15
ED DR34-1-3	-30,43	60,16	d	4450±50	16	0,12	301	0,97	-0,01
ED DR53-2-3	-33,80	56,03	d	3150±250	16	0,06	135	0,78	-0,11
ED DR65-1-1	-34,72	54,50	d	3800±100	16	0,08	196	0,81	-0,09
ED DR66-2-6	-34,75	54,37	d	3725±75	16	0,09	222	0,88	-0,06
ED DR68-tube	-35,30	53,89	d	4050±50	16	0,13	167	0,08	-1,11
ED DR76-3-1	-37,50	49,77	d	2300±500	16	0,02	184	0,37	-0,43

Echantillon	Lat. (°)	Lon. (°)	Tech. d'éch.	P (m)	τ (mm/an)	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	CO_2d (ppm)	Ves. (%)	Log (ves.)
Cette étude (chap. 4)									
Océan Indien (suite)									
SWF DR29-2-1g	-38,75	47,37	d	2960±80	16	0,22	122	3,12	0,50
SWF DR28-1-1g	-38,77	47,09	d	2900±100	16	0,30	74	2,48	0,40
SWF DR17-1-3g	-43,89	40,70	d	2475±75	16	0,12	74	2,05	0,31
SWF DR14-3-1g	-43,40	40,10	d	2670±30	16	0,26	196	0,74	-0,13
SWF DR10-2-2abg	-43,36	39,69	d	3090±30	16	0,23	165	1,50	0,18
SWF DR06-1-1g	-44,90	36,47	d	2335±65	15	0,21	139	2,74	0,44
SWF DR05-1-2g	-44,86	36,18	d	1270±50	15	0,33	37	9,80	0,99
SWF DR05-GlSt°	-44,86	36,18	d	1270±50	15	0,29	31	16,85	1,23
SWF RC01g #1	-46,06	34,23	r.c.	1980	15	0,17	76	3,26	0,51
SWF DR01-1-1g	-47,13	32,55	d	3737,5±113	15	0,07	166	0,86	-0,07
Océan Pacifique									
Searise 1 DR04	6,71	-102,60	d	2900	120	0,06	224	0,19	-0,73
NZ 19-07	2,78	-101,37	s	4150	125	0,05	362	0,17	-0,77
GN12-11	-13,42	-111,96	s	3524	150	0,04	277	0,09	-1,04
GN02-04	-13,47	-111,36	s	3307	150	0,04	279	0,03	-1,59
GN02-07	-13,47	-111,37	s	3192	150	0,04	272	0,09	-1,03
GN02-08	-13,47	-111,37	s	3200	150	0,03	226	0,25	-0,60
ND 20-02	-17,44	-113,21	s	2564	155	0,07	269	0,07	-1,14
ND 07-04	-18,36	-113,38	s	2665	155	0,05	146	0,60	-0,22
Searise 2 DR07	-20,12	-113,71	d	2915	155	0,05	210	0,16	-0,79
Searise 2 DR03	-21,41	-114,28	d	2806	155	0,04	264	0,04	-1,40
PC CV04	-64,40	-169,40	r.c.	2340	62	0,04	253	0,47	-0,33
<20 bulles									
Océan Atlantique									
MAPCO CH98 DR 12	30,25	-41,70	d	2400±100	23	0,083	235	0,09	-1,04
Ride lente DR09	15,74	-46,59	d	3600	25	0,179	173	0,54	-0,27
EW9309 2D GlSt°	-47,55	-10,19	d	2494	32	0,045	58	2,01	0,30
Océan Indien									
PLU DR04 tube 2g	-37,87	78,05	d	1850±50	67	0,252		0,14	-0,85
ED DR12-GlSt°	-27,73	65,36	d	5375±175	16	0,220	293	0,10	-1,01
ED DR63-type1	-34,75	54,90	d	3800±0	16	0,085	173	0,16	-0,79
MD34 D4*	-40,98	43,70	d	3700	16	0,129	162	0,15	-0,83
Mer Rouge									
1011 (Ogive)	19,62	38,75	d	2746	14	0,090	89	0,03	-1,52
Océan Pacifique									
NZ 19-03	2,24	-101,37	s	4130	125	0,033	261	0,0004	-3,43
AHA D11E	1,70	-102,30	n.c.	2900	125	0,279	115	0,02	-1,73
GN12-08	-13,42	-111,96	s	3524	150	0,036	206	0,00	
GN02-02	-13,48	-111,36	s	3257	150	0,036	269	0,003	-2,52

Echantillon	Lat. (°)	Lon. (°)	Tech. d'éch.	P (m)	τ (mm/an)	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	CO_2d (ppm)	Ves. (%)	Log (ves.)
Monts sous-marin									
Océan Atlantique									
OT3-10	34,90	-36,43	s	1594	21	0,536		51,50	1,71
Océan Pacifique									
PITO 07-02	-23,31	-111,67	s	2457	44	0,064	254	1,13	0,05
PITO 07-03	-23,31	-111,67	s	2457	44	0,061	113	1,11	0,04

4.3. Méthode de prédiction de la vésicularité des MORBs

4.3.1. Paramètres contrôlant la vésicularité

La vésicularité est le pourcentage volumique des bulles par rapport au volume de magma. Elle est donc définie par le produit du nombre de bulles par unité de volume et du volume des bulles. Dans cette partie, nous rappelons les paramètres ayant une influence sur la vésicularité des MORBs. Nous nous sommes aussi intéressés à l'influence de ces paramètres sur la densité ainsi que le diamètre moyen des bulles, étant donné que ce sont les deux éléments définissant la vésicularité (cf. note bas de page 2 p. 88 et 2.5.8 p. 130).

Nous avons vu dans le chapitre 2 que certains paramètres jouent un rôle sur la vésicularité des magmas des dorsales médio-océaniques (cf. 3.1). Il a été établi depuis longtemps que la vésicularité est liée à la profondeur d'éruption (Moore 1979), par expansion des gaz constituant les bulles. Cependant, nous avons aussi mis en évidence l'influence du taux d'accrétion et de l'enrichissement en éléments incompatibles de la source (représentée par le rapport K_2O/TiO_2). La figure 4-1A présente le logarithme de la vésicularité reporté en fonction de la profondeur pour les 50 échantillons de cette étude ainsi que 70 échantillons provenant de la littérature (dont le rapport K_2O/TiO_2 est connu pour 66 d'entre eux) (cf. 3.2.2 p. 156). Les données sont très dispersées, indiquant que le paramètre principal contrôlant la vésicularité n'est pas la profondeur d'éruption. Pour une profondeur donnée, on note que les basaltes de l'EPR sont caractérisés par des vésicularités beaucoup plus faibles que les basaltes des océans Atlantique et Indien. Nous avons donc voulu connaître dans quelle mesure le taux d'accrétion et l'enrichissement en éléments incompatibles de la source agissent sur la dispersion des données dans le graphe reliant la profondeur à la vésicularité. Pour cela, nous avons procédé à des régressions linéaires successives pour mettre en évidence l'influence de chaque paramètre indépendant :

- (1) A partir du graphe reliant le logarithme de la vésicularité en ordonnées à la profondeur en abscisses, nous avons déterminé une droite de régression linéaire (de type y en x, *i.e.* en minimisant la somme des carrés des distances entre les valeurs des ordonnées prédites par la droite de régression et les valeurs des ordonnées réelles) en sélectionnant les échantillons étant affectés par un taux d'accrétion similaire (droite sur la figure 4-1A, et figure 4-1A1). La droite utilisée pour représenter la relation entre vésicularité et profondeur, est celle passant à travers les données des dorsales caractérisées par des taux d'accrétion inférieurs ou égal à 50 mm/an (océans Atlantique, Indien et certaines zones du Pacifique), montrant une relation négative entre vésicularité et profondeur : la vésicularité est d'autant plus grande que la profondeur diminue (Figure 4-1).

- (2) Ensuite nous avons calculé les écarts à la corrélation δ_1 (Figure 4-1A) correspondant à la soustraction de la vésicularité mesurée à celle définie par la droite de corrélation :

$$\delta_1 = \log(ves.)_{mesuré} - \log(ves.)_{prédit} \qquad 4\text{-}1$$

Lorsque le logarithme de la vésicularité mesurée ($\log(ves.)_{mesuré}$) est inférieur au logarithme de la vésicularité déterminé par la droite de corrélation ($\log(ves.)_{prédit}$), les écarts à la corrélation sont négatifs ($\delta_1<0$).

Puis nous avons reporté les δ_1 en fonction du taux d'accrétion. Les résultats montrent que l'anomalie de la vésicularité δ_1 est d'autant plus forte que le taux d'accrétion est fort, lorsque l'on s'affranchit de la profondeur, c'est-à-dire que les échantillons de l'EPR ont une vésicularité plus faible que celle qu'ils devraient avoir, si la profondeur seule avait une influence sur la vésicularité (Figure 4-1B). Le taux d'accrétion semble jouer un rôle plus grand que celui du K_2O/TiO_2 car le coefficient de corrélation est meilleur avec la droite de régression reliant le δ_1 et le taux d'accrétion (0,68 contre 0,50 entre δ_1 et K_2O/TiO_2). Cependant, nous observons toujours une dispersion dans le graphe, notamment la relation avec le taux d'accrétion ne permet pas d'expliquer les échantillons présentant un δ_1 fortement positif (dont la popping-rock fait partie). Cela suggère qu'un autre paramètre a une influence sur la vésicularité des MORBs.

- (3) Nous avons donc procédé, de la même manière que précédemment, en calculant un écart à la corrélation δ_2, défini par la différence entre le $\delta_{1\,mesuré}$ et le $\delta_{1\,prédit}$ (déterminé par la droite de régression) (Figure 4-1B) :

$$\delta_2 = \delta_{1\,mesuré} - \delta_{1\,prédit} \qquad 4\text{-}2$$

Une légère tendance existe entre ces derniers écarts à la corrélation (δ_2) et le rapport K_2O/TiO_2 (Figure 4-1C), surtout définie par les échantillons ayant un fort rapport K_2O/TiO_2 (K_2O/TiO_2>0,3). Un contrôle de la composition de la source mantellique semble donc avoir un rôle sur la vésicularité des MORBs, augmentant leur vésicularité avec leur degré d'enrichissement (la vésicularité augmente quand le rapport K_2O/TiO_2 augmente), ce qui est en accord avec les observations faites dans le chapitre précédent (Figure 3-8).

Dans la figure 4-1A, la dispersion semble donc s'expliquer par l'influence du taux d'accrétion diminuant la vésicularité lorsque le taux d'accrétion augmente (pour une profondeur donnée). L'enrichissement de la source en éléments incompatibles quant à lui décale les données vers de fortes vésicularités lorsqu'il devient plus fort.

Il est important de remarquer que les profondeurs d'échantillonnage peuvent parfois présenter de grandes incertitudes. En effet, premièrement, nous faisons l'hypothèse que la profondeur d'éruption est équivalente à la profondeur d'échantillonnage, en ne prenant donc pas en compte que les échantillons une fois mis en place peuvent subir des déplacements. D'autre part, certaines méthodes d'échantillonnage telles que les dragages ne sont pas ponctuelles (contrairement aux « rock core » et aux échantillonnages par submersible, dont les profondeurs d'échantillonnage sont précises) (voir le type d'échantillonnage de chaque échantillon dans le tableau 4-1), mais se font sur plusieurs centaines de mètres de distance, généralement sur un terrain en dénivelé. Il peut y avoir un dénivelé de 1000 m entre les points de départ et de fin. Il est donc difficile d'évaluer la profondeur exacte des échantillons d'une drague. Afin d'évaluer les incertitudes sur les δ que les incertitudes sur les profondeurs engendrent, nous avons reporté ces dernières lorsqu'elles sont connues, (les extrémités des barres d'erreurs correspondent aux profondeurs minimum et maximum de dragage). Pour ces échantillons, nous avons propagé les erreurs sur la profondeur (Figure 4-1A) sur les figure 4-1B et figure 4-1C en calculant des δ à partir des profondeurs correspondant aux extrémités des barres d'erreur. La plus grande incertitude est de ±500 m (ED DR76-3-1, tableau 4-1). Cette incertitude conduit à des incertitudes maximum sur $\delta 1$ et $\delta 2$ de ±0,15. Il est donc possible que l'incertitude sur la profondeur crée une certaine dispersion dans les graphes de la figure 4-1. Néanmoins, cette incertitude semble trop faible pour expliquer les écarts aux droites de corrélation sur les figure 4-1B et figure 4-1C.

Nous avons dit précédemment que la vésicularité était le résultat du produit du volume de chaque bulle et de leur quantité dans l'échantillon (densité de bulles). La relation entre vésicularité et la profondeur, le taux d'accrétion et le rapport K_2O/TiO_2 pourrait donc être le résultat de la relation entre la taille des bulles et/ou la densité de bulles et les 3 paramètres mentionnés. Pour cette raison, nous avons donc

effectué les mêmes régressions que précédemment en remplaçant la vésicularité par le diamètre moyen des bulles (Figure 4-2A) et la densité de bulles (Figure 4-2B). La figure 4-2A montre, avec un coefficient de corrélation de 0,24 entre les échantillons ayant un taux d'accrétion inférieur à 50 mm/an, une relation entre le diamètre moyen des bulles et la profondeur moins évidente que pour la vésicularité. Néanmoins, les MORBs du Pacifique se distinguent tout de même, par leur taille de bulles plus petites à celle des autres échantillons, à une profondeur donnée. En revanche, nous observons une bonne corrélation négative (r=0,65) entre les résidus des logarithmes du diamètre moyen et le taux d'accrétion, ainsi qu'une tendance similaire à la figure 4-1C entre les résidus des logarithmes du diamètre moyen à la dépendance à la profondeur et au taux d'accrétion. Sur la figure 4-2B, les MORBs du Pacifique semblent contenir une densité de bulles plus grande que ceux des autres océans à une profondeur donnée (à l'exception de quelques échantillons de l'Atlantique présentant aussi une grande densité de bulles). Les résidus du logarithme de la densité de bulles à la dépendance à la profondeur ne montrent qu'une très légère tendance positive avec le taux d'accrétion. Enfin, les résidus du logarithme de la densité de bulles à la dépendance à la profondeur et au taux d'accrétion ne montrent aucune relation avec le rapport K_2O/TiO_2, contrairement aux résidus du logarithme de la vésicularité à la dépendance à la profondeur et au taux d'accrétion (Figure 4-1C). La densité de bulles semble être assez indépendante des paramètres influant sur la vésicularité. En revanche, il existe des relations plus évidentes entre ces paramètres et le diamètre moyen des bulles. Les relations entre vésicularité, profondeur, taux d'accrétion et le rapport K_2O/TiO_2 semblent être plus gouvernées par le contrôle de ces trois paramètres sur le diamètre moyen des bulles dans les échantillons, que par la densité de bulles.

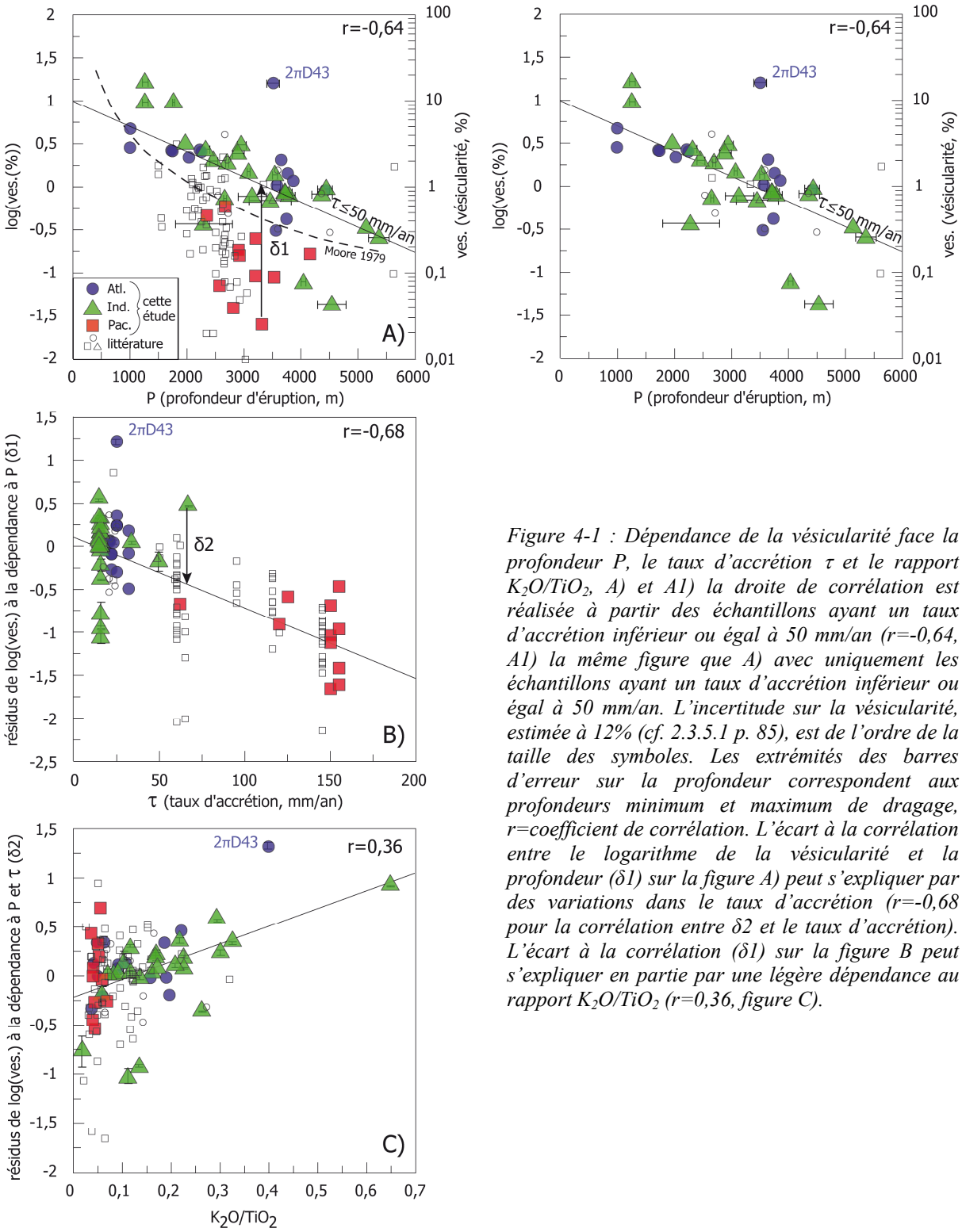


Figure 4-1 : Dépendance de la vésicularité face la profondeur P, le taux d'accrétion τ et le rapport K_2O/TiO_2, A) et A1) la droite de corrélation est réalisée à partir des échantillons ayant un taux d'accrétion inférieur ou égal à 50 mm/an (r=-0,64, A1) la même figure que A) avec uniquement les échantillons ayant un taux d'accrétion inférieur ou égal à 50 mm/an. L'incertitude sur la vésicularité, estimée à 12% (cf. 2.3.5.1 p. 85), est de l'ordre de la taille des symboles. Les extrémités des barres d'erreur sur la profondeur correspondent aux profondeurs minimum et maximum de dragage, r=coefficient de corrélation. L'écart à la corrélation entre le logarithme de la vésicularité et la profondeur (δ1) sur la figure A) peut s'expliquer par des variations dans le taux d'accrétion (r=-0,68 pour la corrélation entre δ2 et le taux d'accrétion). L'écart à la corrélation (δ1) sur la figure B peut s'expliquer en partie par une légère dépendance au rapport K_2O/TiO_2 (r=0,36, figure C).

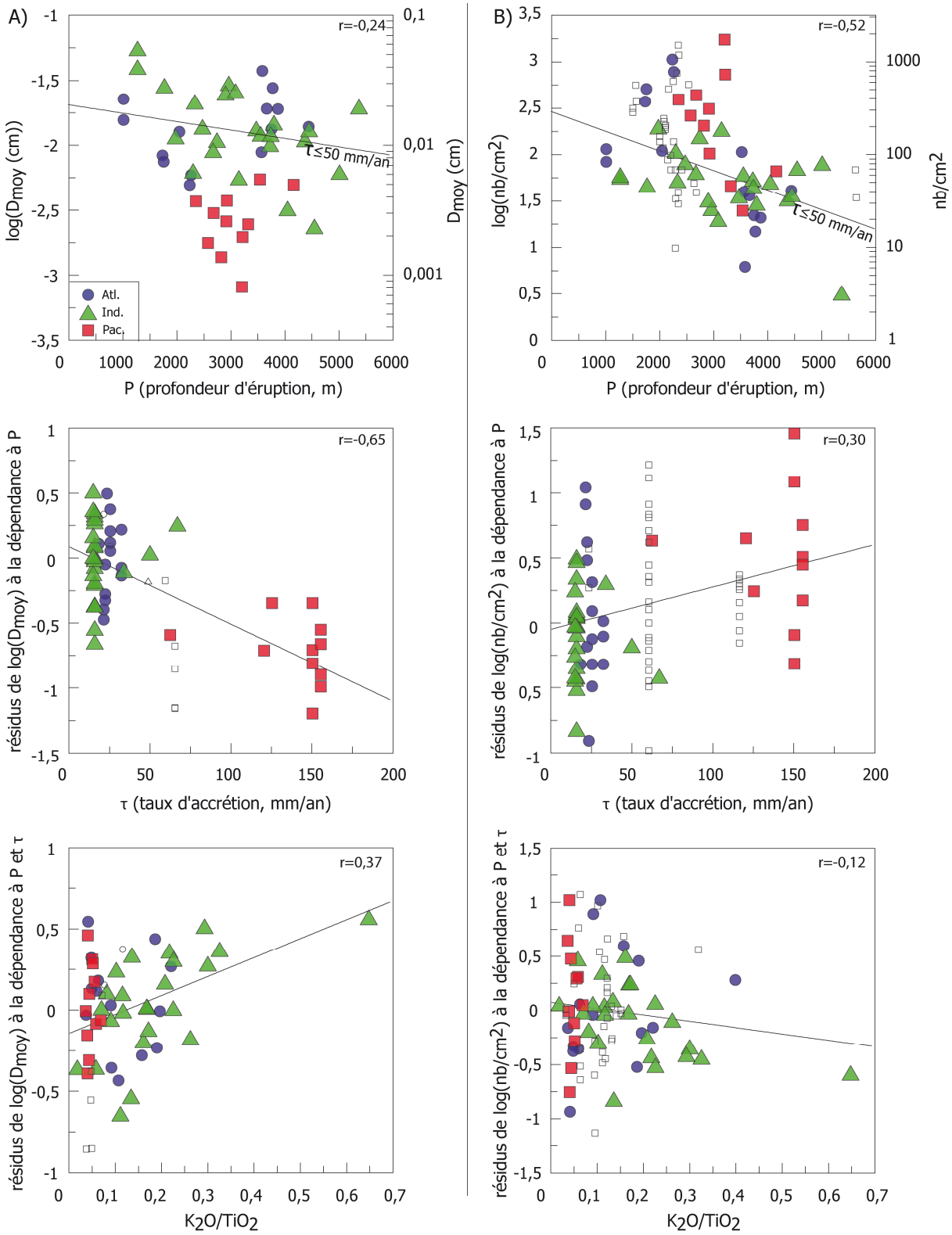


Figure 4-2 : Dépendance A) du diamètre moyen (D_{moy}) des bulles et B) de la densité de bulles (nb/cm^2) en fonction de la profondeur (P), du taux d'accrétion (τ) et du rapport K_2O/TiO_2, r= coefficient de corrélation.

4.3.2. Paramétrisation de la vésicularité

Les trois paramètres indépendants profondeur d'éruption, taux d'accrétion et K_2O/TiO_2 ayant une influence sur la vésicularité suggèrent qu'une régression linéaire multiple peut être établie, afin de calculer la vésicularité en fonction de ces trois paramètres considérés indépendants les uns des autres. Le résultat donne l'équation suivante pour les 116 échantillons (50 de cette étude et 66 de la littérature):

$$\log(ves.) = -0{,}00647.\tau - 0{,}00021.P + 2{,}25807.\frac{K_2O}{TiO_2} + 0{,}51378 \qquad 4\text{-}3$$

P est la profondeur d'échantillonnage (m),
τ est le taux d'accrétion (mm/an).

Nous avons établi l'incertitude moyenne sur l'estimation du logarithme de la vésicularité $d(\log(ves.))$ à 0,2 (correspondant à la largeur maximum de l'intervalle de confiance à 95% en ordonnées, figure 4-3) (soit environ 7% de la gamme de variation des logarithmes de la vésicularité). L'incertitude sur la vésicularité calculée par propagation d'erreur est donc la suivante :

$$dves. = \ln(10) \times ves. \times d(\log(ves.)) \text{, soit } dves. = 0{,}2 \times \ln(10) \times ves. \qquad 4\text{-}4$$

Nous avons reporté dans la figure 4-3A la vésicularité mesurée des 116 échantillons en fonction de la vésicularité calculée, c'est-à-dire paramétrée par l'équation 4-3.

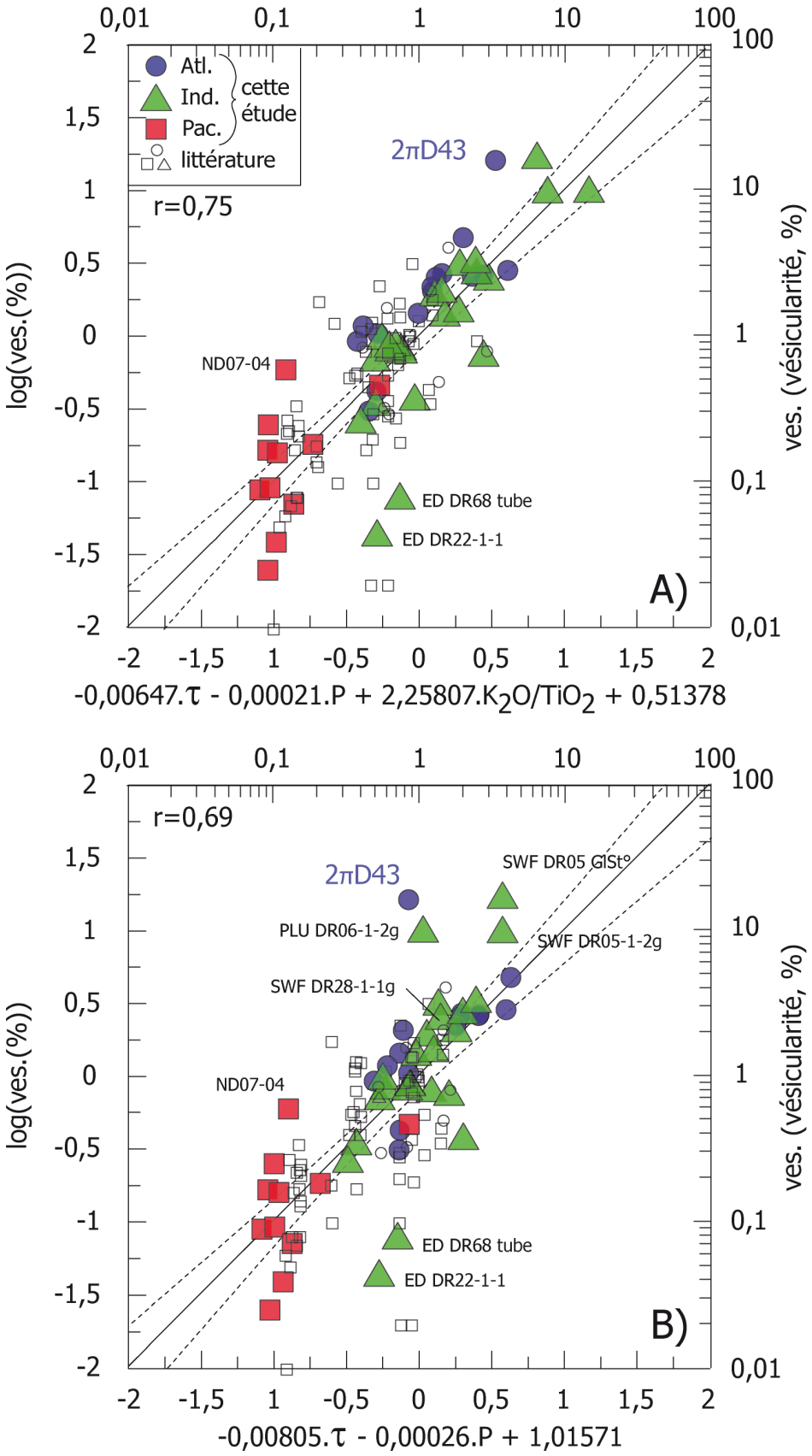


Figure 4-3 : A) Logarithme de la vésicularité mesurée en fonction du logarithme de la vésicularité calculée à partir de la profondeur d'éruption P, du taux d'accrétion τ et du rapport K_2O/TiO_2 B) Logarithme de la vésicularité en fonction du logarithme de la vésicularité calculée à partir de la profondeur d'éruption (P) et du taux d'accrétion (τ), trait plein : droite 1 :1, pointillés : intervalle de confiance à 95%.

La corrélation entre les vésicularités mesurées et les vésicularités calculées indique que les vésicularités calculées sont raisonnablement bien estimées, avec un coefficient de corrélation de 0,75 (Figure 4-3A).

Nous avons aussi réalisé une régression linéaire multiple en retirant le rapport K_2O/TiO_2 et en ne gardant donc que la profondeur d'éruption (P) et le taux d'accrétion (τ) comme paramètres contrôlant la vésicularité (Figure 4-3B). L'équation 4-3 devient alors (ces résultats seront discutés dans la partie 4.3.5) :

$$\log(ves.) = -0{,}00805.\tau - 0{,}00026.P + 1{,}01571 \qquad 4\text{-}5$$

Si l'on regarde la répartition des données sur la figure 4-3A, nous remarquons que la position de la popping-rock 2πD43 se rapproche de la tendance dessinée par les autres échantillons. La forte vésicularité de cet échantillon pourrait donc s'expliquer par la profondeur d'éruption, son taux d'accrétion relativement faible, et par sa composition chimique (E-MORB). Si cet échantillon suit effectivement cette systématique, il n'est donc pas différent des autres MORBs, concernant sa teneur en bulles, et sa vésicularité serait plutôt le résultat de son fort enrichissement en éléments incompatibles (le 2^e échantillon le plus enrichi de la base de données avec un K_2O/TiO_2=0,40). Néanmoins, la vésicularité mesurée dans cet échantillon reste supérieure à la vésicularité prédite, ce qui est aussi le cas de ND07-04 (et de quatre échantillons de la littérature provenant de dorsales Pacifique : PI04-01, CL DR01 5V, TT152-13, CTW9D-1g). Nous notons aussi que ED DR22-1-1 et ED DR68 tube ainsi que trois échantillons de la littérature (MW5-3, ALV892-2, TT152-29-1B, Pacifique) présentent des vésicularités très inférieures à celles prédites.

Plusieurs hypothèses peuvent être à l'origine de ces écarts. La vésicularité mesurée n'est peut être pas représentative de la vésicularité de l'échantillon. Cependant, les échantillons présentant les plus grands écarts (énumérés ci-dessus) ne sont pas ceux ayant une surface d'analyse trop petite (inférieure à la surface critique, cf. 2.3.6 p. 88 et tableau 2-7 p. 99). En ce qui concerne l'échantillon ND07-04, celui-ci contient une bulle beaucoup plus grande (485 µm) que les autres (12 µm en moyenne) qui ne suit pas la distribution de taille des bulles dans la lame mince (cf. annexe 4). Celle-ci contribue à augmenter significativement la vésicularité de cet échantillon de 0,35% à 0,60%. Cette bulle a pu se former par coalescence des petites bulles et sa présence n'est peut-être pas représentative de l'échantillon.

En revanche, si les vésicularités mesurées sont représentatives, il est alors possible que d'autres paramètres ou processus (autres que la profondeur d'éruption, le taux d'accrétion, et l'enrichissement en éléments incompatibles, et que les paramètres vus en 3.1) aient une influence importante sur la

vésicularité de certains échantillons. Une certaine hétérogénéité de la vésicularité à petite échelle n'est aussi pas à exclure et a déjà été observée (Aubaud *et al.* 2004, Dixon *et al.* 1988, Michael, comm. pers.) (discuté en 2.6.1 p. 135).

Une autre solution permettant d'expliquer la dispersion des analyses dans la figure 4-3A est que certains échantillons aient pu être affectés par une perte ou un gain de bulles. Cela signifierait que leur vésicularité mesurée ne reflète pas la vésicularité qu'ils devraient avoir. Les échantillons comme la popping-rock ayant une vésicularité mesurée supérieure à la vésicularité prédite auraient pu subir une accumulation de bulles. Cette hypothèse a été évoquée par Javoy et Pineau (1991). A l'inverse, les échantillons ED DR22-1-1 et ED DR68 tube contiennent une faible densité de bulles ainsi qu'une taille moyenne de bulles faible (cf. 2.4.1 p. 98 et tableau 2-7 p. 99, annexe 4) faisant penser à une perte possible de bulles (en général, à une taille moyenne de bulles faible correspond une grande densité de bulles. Il est difficile de discuter de cette hypothèse pour les échantillons de la littérature dont nous ne connaissons pas toutes les caractéristiques précises de la vésicularité.

4.3.3. Dispersion des données : pertes et gains de bulles ?

- Méthode 1 : approche par un modèle de dégazage en système fermé (*i.e.* à l'équilibre)

Certaines données tombent clairement en dehors de la droite de corrélation 1:1 dans la figure 4-3A (*e.g.* ED DR22-1-1 et ED DR68 tube). Ces écarts pourraient provenir d'une perte ou d'un gain de bulles subi(e) par les magmas, puisque leur vésicularité mesurée est différente de celle qu'ils devraient avoir selon l'équation 4-3. Afin de tester cette hypothèse, nous avons essayé d'estimer la vésicularité « réelle » (*ves* $_{réelle}$) que les échantillons devraient avoir si l'on s'affranchit des phénomènes de perte ou de gain de bulles. Cette approche a été effectuée à partir des relations observées entre le CO_2 dissous et la vésicularité (Figure 4-4A) en utilisant un modèle de dégazage basé sur la loi de Henry (Jambon *et al.* 1986) dont nous rappelons l'équation que l'on a exposée en 3.4.1 :

$$\frac{\left[CO_{2\,dissous}\right]}{\left[CO_{2\,initial}\right]} = \frac{\rho.S_{CO_2}.T/T_0}{ves._{réelle} + \rho.S_{CO_2}.T/T_0}$$

Rappel de l'équation 3-5

$\left[CO_{2\,dissous}\right]$ *est la teneur en CO_2 dissous dans le magma,*

$\left[CO_{2\,initial}\right]$ *est la teneur initiale en CO_2 du magma (pré-dégazage),*

S_{CO_2} *est la solubilité du CO_2 (soit 2,56.10^{-4} cm^3/g/bar, Jendrzejewski et al. 1997 soit 0,137 ppm C/bar),*

$ves._{réelle}$ est la vésicularité « réelle » des échantillons que l'on veut calculer (cm^3/cm^3),

ρ est la masse volumique du magma fixée à 2,8 g/cm^3,

T et T_0 sont respectivement les températures de fermeture du système (i.e. de trempe) estimée à 1000 K (Ryan et Sammis 1981) et standard (273 K).

La méthodologie est montrée sur la figure 4-4A où les courbes d'évolution de la vésicularité en fonction des teneurs en CO_2 dissous (d'après l'équation 3-5) sont représentées, pour différentes teneurs initiales en CO_2. Le dégazage considéré est un système fermé, car nous ne considérons pas d'incréments de dégazage. Lorsque la vésicularité est nulle, la teneur en CO_2 du magma reflète sa teneur initiale, puis plus le CO_2 s'exsolve (se traduisant par une augmentation de la vésicularité dans le magma), plus la teneur en CO_2 dissous diminue. Cependant, l'inconnue dans l'équation 3-5 est la teneur en CO_2 initiale du magma $\left[CO_{2_{initial}}\right]$. Celle-ci peut être estimée à partir de la teneur en CO_2 de la source $\left[CO_2\right]_0$ que l'on a fixée et considérée constante, et du taux de fusion partielle affectant les magmas. Considérant une fusion partielle à l'équilibre et le CO_2 parfaitement incompatible ($D_{CO_2} = 0$) (Saal *et al.* 2002, Cartigny *et al.* 2008) :

$$\left[CO_{2_{initial}}\right] = \frac{\left[CO_2\right]_0}{F} \qquad 4\text{-}6$$

Comme nous l'avons vu en 1.4.1.2, le taux de fusion partielle (*F*) est estimé à partir de sa relation avec le Na_8 (Equation 1-9 p. 47) déterminée à partir des liquides de fusion partielle calculés par Bézos (2003) avec le modèle de Langmuir *et al.* (1992) :

$F = 0{,}0359 \times Na_8{}^2 - 0{,}2831 \times Na_8 + 0{,}608$; r^2=0,99 Rappel de l'équation 1-9

Ainsi pour chaque échantillon, après avoir estimé leur teneur initiale en CO_2, et connaissant leur teneur en CO_2 dissous, il est possible d'estimer leur vésicularité réelle suivant l'équation 3-5.
La différence entre le logarithme de la vésicularité réelle calculée et le logarithme de la vésicularité mesurée (observée) donne le Δves. (Figure 4-5B) :

$$\Delta ves. = \log(ves._{réelle}) - \log(ves._{mesurée}) \qquad 4\text{-}7$$

Un Δves.>0 serait donc indicateur d'une perte de bulles puisque la vésicularité observée est plus petite que celle qu'elle devrait être. A l'inverse, un Δves.<0 serait plutôt le témoin d'un gain de bulles.

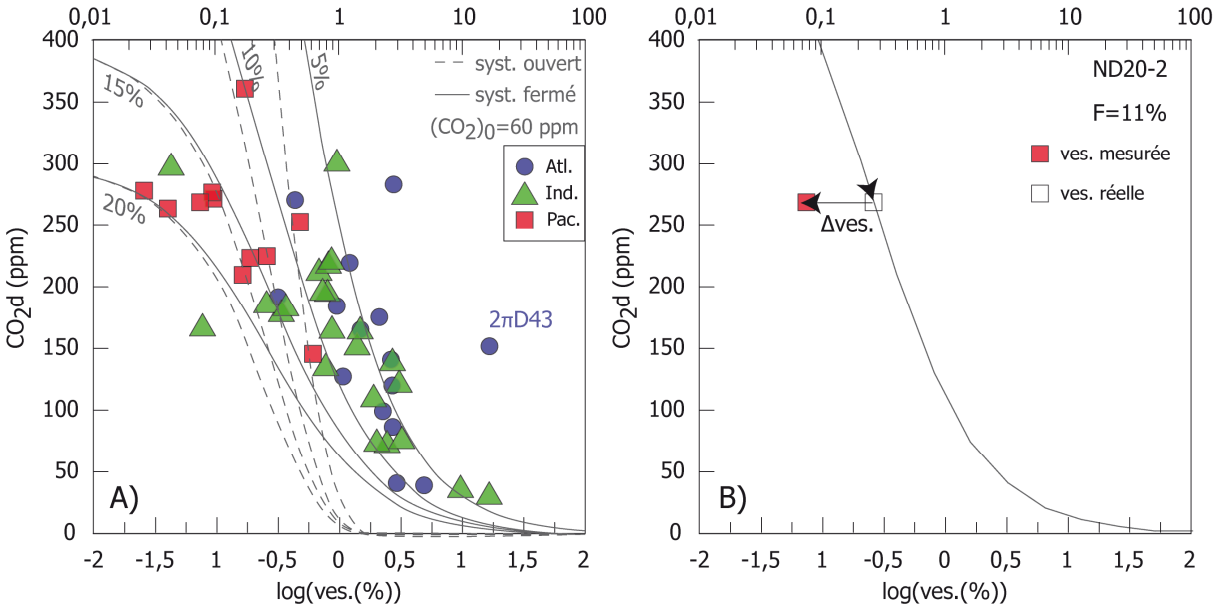


Figure 4-4 : Modèle consistant à déterminer le gain ou perte de bulles d'un échantillon à partir des relations CO_2 dissous (CO_2d) –vésicularité (la vésicularité est en échelle log). A) Données des échantillons de cette étude, les courbes en trait plein représentent un dégazage en système fermé, considérant un CO_2 dans la source $(CO_2)_0$ à 60 ppm, selon différents taux de fusion partielle (5, 10, 15 et 20%), les courbes de dégazage en système ouvert (en pointillés) sont aussi représentées à titre indicatif, établies avec des incréments de 0,01%, B) Exemple de détermination de la vésicularité réelle d'un échantillon (ND20-2). En utilisant la loi de dilution de Henry (Equation 4-10), une teneur en CO_2 de la source de 60 ppm et le taux de fusion partielle de chaque échantillon, la vésicularité réelle est estimée, et le Δves. est défini par la différence entre le logarithme des deux vésicularités.

Pour les calculs, nous avons considéré une concentration en CO_2 constante dans le manteau de 60 ppm. Les résultats sont indiqués dans le tableau 4-2. La relation bruitée mais toutefois positive entre le Δves. et l'écart entre vésicularité prédite et vésicularité observée de la figure 4-5A montre que les deux échantillons ED DR22-1-1 et ED DR68 tube pourraient avoir subi une perte de bulles, et que leur faible vésicularité mesurée ne reflèterait pas la vésicularité « réelle ». Cependant cela n'explique pas le grand écart entre le logarithme de la vésicularité prédite et le logarithme de la vésicularité observée de SWF DR14-3-1g et ED DR76-3-1 puisque leur Δves. est proche de 0 (Figure 4-5A). En ce qui concerne ND07-04, son Δves d'environ 0,2 n'est pas en faveur d'un gain de bulles et cela confirmerait que sa vésicularité n'est pas représentative, compte-tenu de la grande bulle qu'elle contient (comme nous l'avons évoqué précédemment, cf. annexe 4). La popping-rock 2πD43 pourrait effectivement souffrir d'un gain de bulles (Δves.<0). Compte-tenu de la teneur en CO_2 de la source fixée à 60 ppm, ce qui est probablement très sous-estimé concernant cet échantillon très enrichi, ce Δves.<0 est probablement exagéré (le gain de bulles devrait être moindre). Le Δves. d'OT1-2 n'est probablement pas significatif, car compte-tenu de la forte sursaturation en CO_2 de cet échantillon (2,75), sa teneur en CO_2 dissous devrait donc être plus faible.

Les vésicularités calculées à partir des équations 4-3 et 4-5 en fonction de la profondeur, du taux d'accrétion (et K_2O/TiO_2) semblent donc être des vésicularités affranchies de perte de bulles. Comme les calculs de flux qui suivent ont été estimés à partir des vésicularités prédites, les résultats ne seraient

donc pas sous-estimés du fait d'une perte de bulles de certains échantillons. Une partie de la dispersion des données pourrait provenir des teneurs en CO_2 dans le manteau qui ne sont pas constantes. Lorsque l'on augmente la teneur en CO_2 dans le manteau, les données présentent la même distribution dans la figure 4-5 mais sont décalées vers des Δves. plus forts (Figure 4-5B).

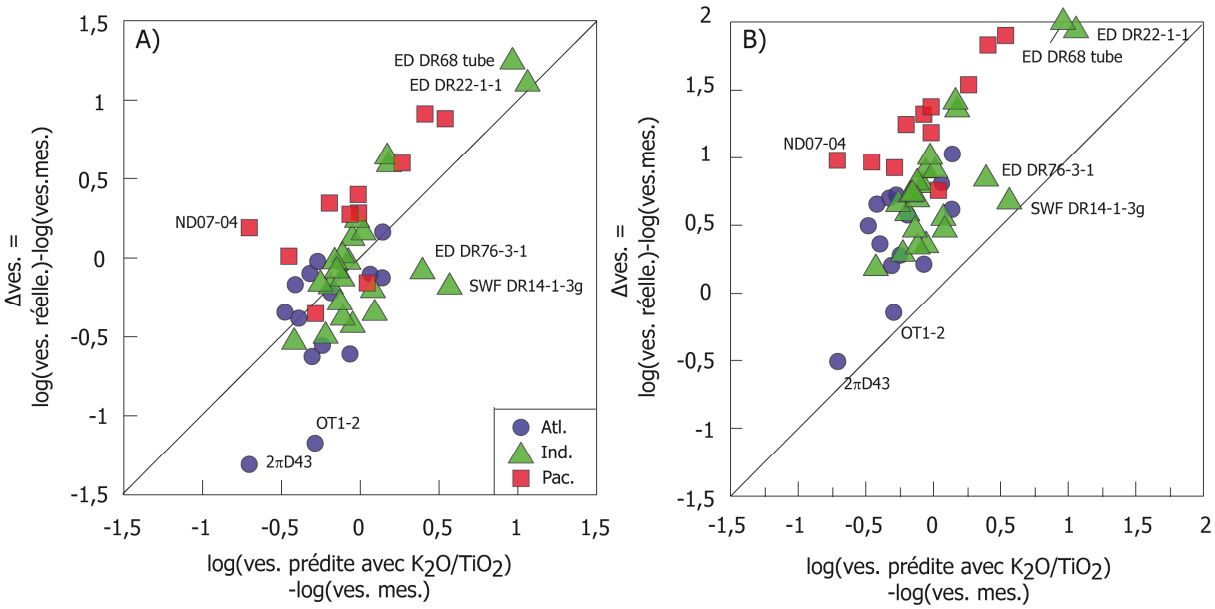


Figure 4-5 : Δves en fonction de l'écart entre vésicularité mesurée et vésicularité calculée (avec l'équation 4-3, prenant en compte le taux d'accrétion, la profondeur d'éruption et le rapport K_2O/TiO_2) d'après la figure 4-3 : A) en considérant une teneur en CO_2 du manteau de 60 ppm, B) en considérant une teneur en CO_2 dans le manteau de 130 ppm.

Tableau 4-2 : Résultats des calculs d'estimation de perte/gain de bulles suivant la méthode 1 et la méthode 2, F est le taux de fusion partielle, estimé à partir de l'équation 1-9, le Na_8 n'est pas disponible pour DV19-6, et le CO_2 dissous n'a pas été détecté pour PLU DR06-1-2g, la droite de VSD n'a pas pu être établie pour PLU DR06-1-2g (cf. annexe 4 et figure 1-22, p. 40), $\Delta ves._1$=log(ves.réelle)-log(ves.mes.), $\Delta ves._2$=log(ves.vol.th.)-log(ves.vol.)

				méthode 1				méthode 2		
				C_0=60 ppm		C_0=300 ppm				
Echantillon	F	ves. prédite (Eq. 1-3)	log (ves. prédite) -log (ves.mes.)	ves. réelle$_{1a}$	$\Delta ves._{1a}$	ves. réelle$_{1b}$	$\Delta ves._{1b}$	$ves._{vol.th.}$	$ves._{vol.}$	$\Delta ves._2$
R.R.D97 D6	0,17	1,97	-0,39	2,05	-0,37	11,31	0,37	6,51	3,78	0,24
DV15-4	0,16	4,00	0,14	2,18	-0,13	11,94	0,61	16,82	2,29	0,87
DV19-6		2,72	0,00					2,23	2,14	0,02
GRA N4-1-1	0,14	2,28	-0,07	0,64	-0,62	4,25	0,21	2,14	2,14	0,00
OT01-2	0,13	1,41	-0,29	0,17	-1,20	1,92	-0,15	2,38	2,18	0,04
OT02-6	0,13	1,28	-0,31	0,60	-0,64	4,07	0,19	3,69	2,07	0,25
CH98 DR 11	0,11	0,51	-0,32	0,84	-0,11	5,23	0,69	1,04	0,79	0,12
G104#25-3	0,09	0,36	-0,41	0,65	-0,16	4,30	0,66	0,85	0,75	0,06
Ride lente DR21	0,10	0,50	0,06	0,34	-0,10	2,75	0,81	0,43	0,33	0,12

				méthode 1				méthode 2		
				C_0=60 ppm		C_0=300 ppm				
Echantillon (suite)	F	ves. prédite (Eq. 1-3)	log (ves. prédite) -log (ves.mes.)	ves. réelle$_{1a}$	Δves.$_{1a}$	ves. réelle$_{1b}$	Δves.$_{1b}$	ves.$_{vol.th.}$	ves.$_{vol.}$	Δves.$_{2}$
Ride lente DR10	0,11	1,20	-0,24	0,58	-0,56	3,94	0,27	1,71	1,62	0,02
2πD47-1	0,08	0,95	-0,19	0,93	-0,20	5,71	0,59	3,39	1,14	0,47
2πD43	0,10	3,25	-0,71	0,81	-1,31	5,12	-0,51	12,12		
EW9309 25D GlSt°	0,06	1,20	-0,27	2,34	0,02	12,74	0,75	2,03	1,76	0,06
EW9309 10D3g	0,09	0,40	-0,48	0,56	-0,33	3,86	0,50	0,97	0,96	0,00
EW9309 13D1g	0,12	0,44	0,14	0,45	0,15	3,29	1,02	0,35	0,25	0,14
MD57 D'10-1	0,09	1,26	-0,18	1,30	-0,17	7,56	0,60	1,54	1,50	0,01
JC 030 703 D1 (1)	0,08	0,59	-0,07	0,69	0,00	4,52	0,82	0,48	0,53	-0,04
PLU DR06-1-2g	0,14	14,84	0,18						7,35	
ED RC01	0,05	0,53	0,19	1,43	0,62	8,21	1,38	0,28	0,27	0,02
ED DR08-type2	0,05	0,74	-0,04	1,15	0,15	6,81	0,92	0,64	0,65	-0,01
ED DR12-2	0,06	0,39	0,18	1,25	0,68	7,31	1,45		0,20	0,35
ED DR22-1-1	0,06	0,51	1,07	0,59	1,13	3,98	1,96	0,03	0,04	-0,09
ED DR29-1-2	0,05	1,49	0,03	1,78	0,10	9,95	0,85	1,05	1,10	-0,02
ED DR34-1-3	0,05	0,55	-0,25	0,73	-0,12	4,69	0,69	1,11	0,78	0,15
ED DR53-2-3	0,07	0,76	-0,01	1,49	0,28	8,48	1,03	0,54	0,47	0,06
ED DR65-1-1	0,07	0,63	-0,11	0,92	0,05	5,63	0,84	0,68	0,64	0,02
ED DR66-2-6	0,07	0,68	-0,11	0,70	-0,10	4,53	0,71	0,78	0,68	0,06
ED DR68-tube	0,06	0,73	0,97	1,43	1,26	8,18	2,02	0,21	0,06	0,54
ED DR76-3-1	0,15	0,93	0,40	0,30	-0,09	2,56	0,84	0,35	0,30	0,07
SWF DR29-2-1g	0,10	1,90	-0,21	1,00	-0,49	6,05	0,29	2,81	2,56	0,04
SWF DR28-1-1g	0,12	3,02	0,08	1,54	-0,21	8,74	0,55	2,09	1,93	0,04
SWF DR17-1-3g	0,09	1,43	-0,16	1,98	-0,01	10,95	0,73	1,74	1,62	0,03
SWF DR14-3-1g	0,11	2,77	0,57	0,48	-0,18	3,47	0,67	0,77	0,61	0,10
SWF DR10-2-2agb	0,10	1,87	0,10	0,67	-0,35	4,38	0,47	1,35	1,17	0,06
SWF DR06-1-1g	0,09	2,49	-0,04	1,06	-0,41	6,36	0,37	2,21	2,09	0,02
SWF DR05-1-2g	0,10	7,68	-0,11	4,12	-0,38	21,67	0,34	8,92	7,53	0,07
SWF DR05-GlSt°	0,10	6,49	-0,41	5,00	-0,53	26,04	0,19	18,57	13,41	0,14
SWF RC01g #1	0,11	2,45	-0,12	1,70	-0,28	9,53	0,47	2,86	2,48	0,06
SWF DR01-1-1g	0,10	0,62	-0,14	0,73	-0,07	4,68	0,74	0,72	0,66	0,04
Searise 1 DR04	0,11	0,18	-0,01	0,35	0,27	2,80	1,18	0,18	0,16	0,04
NZ 19-07	0,13	0,09	-0,28	0,07	-0,41	1,38	0,91	0,17	0,13	0,13
GN12-11	0,13	0,08	-0,07	0,16	0,25	1,86	1,31	0,08	0,07	0,06
GN02-04	0,13	0,09	0,54	0,19	0,86	1,98	1,89	0,03	0,02	0,11
GN02-07	0,12	0,09	-0,01	0,23	0,38	2,18	1,37	0,11	0,08	0,13
GN02-08	0,14	0,09	-0,45	0,25	-0,01	2,30	0,96	0,24	0,21	0,05
ND 20-02	0,11	0,13	0,26	0,28	0,59	2,46	1,53	0,06	0,06	-0,02
ND 07-04	0,09	0,12	-0,71	0,96	0,20	5,83	0,99	0,32	0,27	0,07

				méthode 1				méthode 2		
				C_0=60 ppm		C_0=300 ppm				
Echantillon (suite)	F	ves. prédite (Eq. 1-3)	log (ves. prédite) -log (ves.mes.)	ves. réelle$_{1a}$	$\Delta ves._{1a}$	ves. réelle$_{1b}$	$\Delta ves._{1b}$	$ves._{vol.th.}$	$ves._{vol.}$	$\Delta ves._{2}$
Searise 2 DR07	0,12	0,10	-0,20	0,35	0,33	2,79	1,24	0,14	0,13	0,03
Searise 2 DR03	0,10	0,10	0,41	0,32	0,91	2,65	1,83	0,03	0,03	0,04
PC CV04	0,11	0,52	0,04	0,32	-0,17	2,66	0,75	0,40	0,39	0,01

- Méthode 2 : approche par les VSD

Afin de tester cette hypothèse, nous nous sommes intéressés à la distribution de taille des bulles (VSD) des échantillons, en comparant vésicularité mesurée et vésicularité théorique. Dans le chapitre précédent, nous avons déterminé différentes valeurs de la vésicularité (cf. 2.5.8 p. 130 et figure 2-31 p. 131) :

- la vésicularité que nous avons mesurée en surface de la lame mince (celle que nous avons utilisée dans cette étude) ($ves._{surf.}$),
- la vésicularité en volume observée (conversion de la vésicularité en surface en volume), correspondant à la somme des vésicularités en volume de chaque intervalle *i* de VSD ($ves._{vol.}$),
- la vésicularité théorique déterminée à partir des droites de VSD ($ves._{vol.th.}$).

Lorsque l'on considère les vésicularités en volume, les vésicularités observées ($ves._{vol.}$) peuvent parfois être significativement inférieures aux vésicularités théoriques ($ves._{vol.th.}$), notamment lorsqu'il manque des classes de vésicules (Figure 2-31, p. 131). La différence entre vésicularité en volume théorique et la vésicularité en volume observée peut être attribuée à une perte ou gain de bulles. En ce qui concerne nos échantillons, la vésicularité en volume théorique ($ves._{vol.th.}$) est systématiquement supérieure à la vésicularité en volume observée ($ves._{vol.}$) (Tableau 4-2), indiquant donc des pertes de bulles plutôt que des gains de bulles.

Lorsque ces écarts sont comparés aux écarts entre vésicularités calculées (avec l'équation 4-3) et vésicularités mesurées, aucune relation entre ces deux écarts n'est observée (Figure 4-6). Certains échantillons présentent de grandes différences entre vésicularité en volume théorique et vésicularité en volume observée (2πD47-1, DV15-4, ED DR12-2) alors que l'écart entre vésicularité calculée et vésicularité mesurée n'est pas élevé. A l'inverse les deux échantillons ED DR68 tube et ED DR22-1-1 présentent de grandes différences entre la vésicularité calculée (avec l'équation 4-3) et la vésicularité mesurée, mais seul l'échantillon ED DR68 tube présente une grande différence entre la vésicularité en

volume théorique et la vésicularité en volume observée. La popping-rock 2πD43 devrait avoir une différence $\log(ves._{vol.th.})-\log(ves._{vol.})<0$ pour mettre en évidence un gain de bulles. Ces résultats laissent penser que cette méthode n'est pas appropriée pour l'évaluation de potentiels pertes ou gains de bulles dans les échantillons. Les différences observées entre les vésicularités en volume théoriques et en volume mesurées pourraient provenir d'un nombre insuffisant de bulles mesurées dans la lame créant des « lacunes » dans certaines classes (comme cela a été discuté dans la partie 2.5.5 p.114). Ou alors, si les classes manquantes dans les VSD reflètent des pertes de bulles, alors celles-ci sont trop faibles pour expliquer, par ce phénomène, les écarts entre la vésicularité calculée et la vésicularité mesurée.

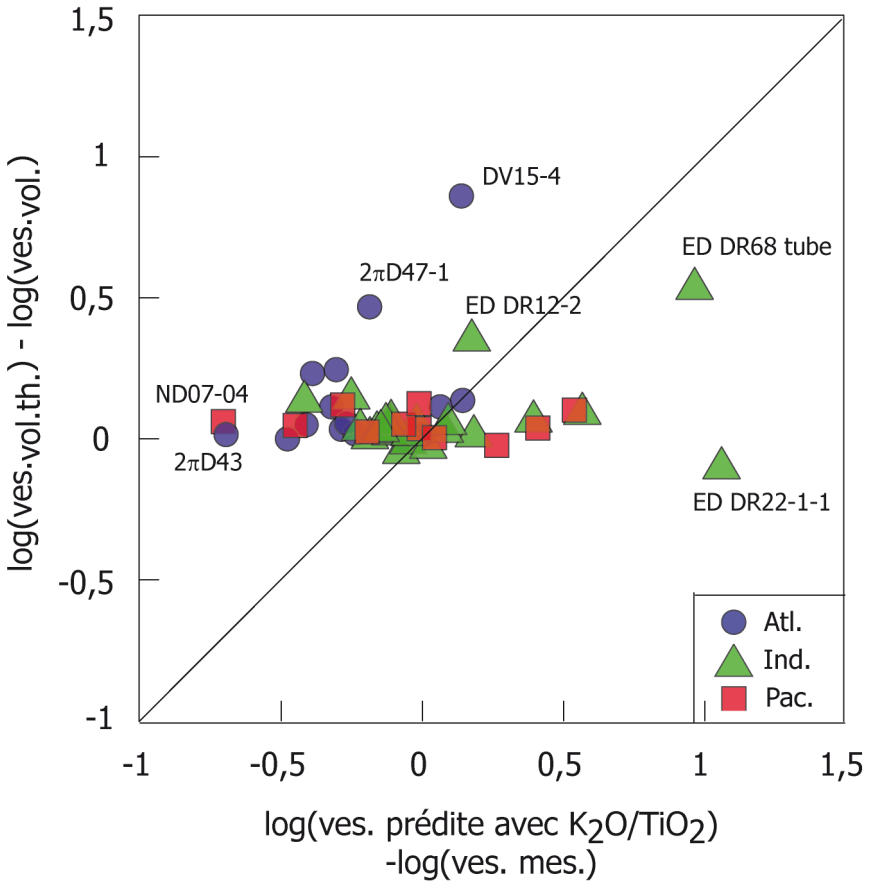


Figure 4-6 : Différence entre le logarithme de la vésicularité en volume théorique ($ves._{vol.th.}$) et le logarithme de la vésicularité en volume ($ves._{vol.}$) (déterminée selon la méthodologie décrite en 2.5.8 p. 130) en fonction de la différence entre le logarithme de la vésicularité prédite avec le rapport K_2O/TiO_2 (équation 4-3) et le logarithme de la vésicularité. La droite 1:1 est représentée.

Finalement, il semble que la méthode 1 permette d'identifier des pertes/gains de bulles que les échantillons ont subis. Tous les échantillons n'auraient pas perdu/gagné la même quantité de bulles, et certains auraient conservé leur vésicularité « réelle » ($ves._{réelle}=ves._{mesurée}$). La vésicularité que l'on a calculée selon d'équation 4-3 semble représenter la vésicularité réelle des échantillons, correspondant donc à des vésicularités affranchies de perte ou gain de bulles.

4.3.4. Poids de chaque paramètre

Nous avons établi une équation pour permettre de prédirer quantitativement la vésicularité en fonction des trois paramètres influents : la profondeur (P), le taux d'accrétion (τ), et le rapport K_2O/TiO_2.
Néanmoins, il serait convenable de pouvoir examiner le poids relatif de chacun de ces paramètres, afin de déterminer lequel a l'influence la plus grande sur la vésicularité. Cela peut être abordé en comparant les coefficients de chacun des paramètres (une forte pente dans un graphe entre un des paramètres et la vésicularité indique une forte influence). Cependant, l'équation déterminée précédemment (Equation 4-3) ne permet pas directement d'apprécier le poids de chacun de ces paramètres. En effet, ils ne sont pas directement comparables entre eux, compte-tenu de leurs unités et de leur gamme de variations différentes. La profondeur présente des variations de ~4600 m, le taux d'accrétion de 140 mm/an, et le rapport K_2O/TiO_2 de 0,63, les variables sont donc différentes au maximum de ~ 4 ordres de valeur.
Afin d'évaluer le poids de chacune de ces variables dans le contrôle de la vésicularité, nous avons standardisé les données afin de leur attribuer un poids similaire. La standardisation des données consiste à soustraire la moyenne des données d'une variable aux valeurs des données et à diviser le tout par l'écart-type[5]. L'équation issue de la régression multiple effectuée sur ces valeurs permet de comparer directement le poids de chaque variable (*e.g.* Pétry 2003). L'équation obtenue est la suivante :

$$\log(ves.) = -0{,}52.\tau - 0{,}30.P - 0{,}32.K_2O / TiO_2 . \qquad 4\text{-}8$$

En recalculant la somme des coefficients directeurs de chaque paramètre à 100%, l'équation 4-8 devient :

$$\log(ves.) = 45\%.\tau - 26\%.P - 28\%.K_2O / TiO_2 \qquad 4\text{-}9$$

Cela met donc en évidence un rôle prépondérant du taux d'accrétion dans le contrôle de la vésicularité. Les influences de la profondeur d'éruption et de la composition de la source ont des poids similaires et deux fois inférieurs au contrôle lié au taux d'accrétion.

[5] Pour chaque échantillon *i*, la variable standardisée Z_i est calculée selon la formule : $Z_i = \frac{X_i - \overline{X}}{\sigma_X}$, où X_i est la valeur de la variable, $\overline{X}$ est la moyenne de la variable et σ_x est l'écart-type des valeurs X_i.

4.3.5. Extrapolation à l'ensemble des magmas de dorsale médio-océanique

L'équation 4-3 de détermination de la vésicularité que nous avons établie à partir des verres de MORB de cette étude permet l'estimation de la vésicularité de tous les magmas des rides médio-océaniques de la littérature, connaissant pour chacun d'entre eux, leur profondeur d'éruption, et leur taux d'accrétion, ainsi que leur rapport K_2O/TiO_2. Afin de couvrir la globalité des dorsales médio-océaniques, les magmas pourraient être regroupés par segment de dorsale médio-océanique, d'autant plus que les vésicularités présentent des similitudes à l'échelle d'un segment (la variabilité de la vésicularité des échantillons d'un segment est inférieure à la variabilité entre régions et entre océans, cf. 2.6.5 p. 146). Cette approche peut être réalisée à partir de la base de données des segments de dorsale médio-océaniques de Su (2002) (présentée en détail en 4.4.1). Cette base de données compile la profondeur bathymétrique et le taux d'accrétion pour chaque segment. En revanche, le paramètre compositionnel K_2O/TiO_2 n'est pas disponible de façon systématique puisqu'il dépend du nombre d'échantillons disponibles pour un segment.

- Problème du rapport K_2O/TiO_2

Puisque le paramètre K_2O/TiO_2 n'est pas disponible sur tous les segments, il n'est pas possible d'effectuer une approche globale en considérant ce paramètre. Nous n'avons donc pas d'autre choix que de nous affranchir de ce paramètre pour pourvoir étendre notre étude à l'échelle globale. Pour être sûrs qu'une telle simplification peut être effectuée, il a donc fallu tester la négligence du rapport K_2O/TiO_2 sur l'estimation de la vésicularité. Pour cela, nous avons donc réalisé une régression linéaire multiple en supprimant le rapport K_2O/TiO_2 et en ne considérant donc que la profondeur d'éruption (P) et le taux d'accrétion (τ) comme paramètres contrôlant la vésicularité (Figure 4-3B, équation 4-5).
Les résultats de ce nouveau calcul sont représentés sur la figure 4-3B. La vésicularité calculée uniquement en fonction de la profondeur d'éruption et du taux d'accrétion correspond aux vésicularités mesurées avec un coefficient de corrélation r de 0,69, soit légèrement inférieur à celui de la figure 4-3A (r=0,75). Néanmoins, la disposition des données est équivalente à celle de la figure 4-3A. Les échantillons qui s'éloignent plus de la droite 1:1 par rapport à la figure 4-3A sont ceux ayant des rapports K_2O/TiO_2>0,29 (2πD43, PLU DR06-1-2g, SWF DR05-1-2g, SWF DR05 GlSt°, SWF DR28-1-1g). Il semble que leur vésicularité prédite soit sous-estimée (leur vésicularité prédite est inférieure à leur vésicularité mesurée). Notons que SWF DR28-1-1 reste sur la droite de régression. Mis à part les échantillons ayant un rapport K_2O/TiO_2>0,29, il semble que le rapport K_2O/TiO_2 joue un rôle mineur dans le contrôle de la vésicularité. D'après la totalité des verres de MORB disponibles dans la littérature (à partir de la banque de données PETDB, http://www.petdb.org), 6% des MORBs ont un rapport K_2O/TiO_2 supérieur à 0,3 sur les quelque 13400 analyses disponibles (verre). Pour la

suite de l'étude, nous nous permettons de nous affranchir de ce paramètre afin de mener notre étude globale, tout en restant conscient que pour certains segments, notamment à proximité des points chauds apportant du matériel enrichi en éléments incompatibles, les vésicularités déterminées risquent d'être sous-estimées.

- Extrapolation de l'approche effectuée sur des échantillons aux segments de dorsale médio-océanique.

Les équations précédentes de paramétrisation de la vésicularité (Equations 4-3 et 4-5) ont été établies avec des données ponctuelles (une donnée de vésicularité n'est constituée que d'un échantillon). Or nous voulons extrapoler l'équation que nous avons établie aux magmas à l'échelle de segments de dorsale. Afin de s'assurer que cette extrapolation peut être appliquée, nous avons effectué une régression linéaire avec les données de Moore (1979) dont chacune des 13 données est la moyenne de la vésicularité d'une quinzaine d'échantillons appartenant au même segment de dorsale (ou provenant de deux segments de dorsale adjacents). Des données de vésicularité de Michael (comm. pers.) ont été aussi utilisées comprenant 26 échantillons provenant d'un segment à 9,5°N sur l'EPR. Toutes ces données n'ont pas été prises en compte dans la détermination de la régression linéaire entre vésicularité, profondeur, taux d'accrétion et rapport K_2O/TiO_2 (Equation 4-3). Nous avons donc considéré la base de données des segments de Su (2002), donnant des informations sur la profondeur bathymétrique, le taux d'accrétion et le rapport K_2O/TiO_2. Ces données nous permettent de calculer la vésicularité des magmas de ces segments, que nous avons pu comparer avec les vésicularités mesurées de Moore (1979) et Michael (comm. pers.) (Figure 4-7A) à partir de l'équation de prédiction de la vésicularité que nous avons établie (Equation 4-3).

Les résultats (Figure 4-7A) montrent que les vésicularités prédites ont des valeurs proches des vésicularités mesurées avec les points se situant à proximité de la droite 1:1 (avec un coefficient de corrélation r de 0,79). Néanmoins, trois données de Moore (1979) sont assez décalées (A1, A2, A3). Les résultats sont similaires lorsque l'on néglige le rapport K_2O/TiO_2 dans l'estimation de la vésicularité (Equation 4-5) (r=0,84). D'après Moore (1979), la distribution des échantillons suit approximativement à une loi log-normale pour une région, avec une variation de 0,5 ordre de grandeur pour les suites à environ 10% de vésicularité et de 1,5 ordres de grandeur pour les suites présentant de faibles vésicularités. Il y a donc une grande probabilité de trouver au sein d'une même région des échantillons présentant des vésicularités similaires. Les vésicularités mesurées dans nos échantillons pourraient donc statistiquement être représentatives des vésicularités moyennes sur chaque segment (mais n'excluant pas une certaine variabilité). Cela peut donc expliquer ainsi la bonne corrélation dans

la figure 4-7, lorsque l'équation de prédiction de la vésicularité établie pour des données ponctuelles est extrapolée pour estimer la vésicularité de magmas à l'échelle de segment de dorsale.

Les suites d'échantillons A1, A2, et A3 appartiennent à des segments de dorsales peu profonds proches de l'Islande (inférieurs à 1000 m). Dans notre modèle, la relation entre vésicularité et profondeur est une droite (régression linéaire, figure 4-1A). Or, la loi d'expansion des gaz lors de la décompression (approximée par une loi des gaz parfaits) est une fonction exponentielle. A partir d'une profondeur inférieure à 1000 m, la vésicularité commence à augmenter de façon drastique (Figure 3-3, p. 159). Il est donc compréhensible de calculer des vésicularités inférieures à celles qu'elles devraient être, expliquant ainsi la position des jeux d'échantillons A1, A2 et A3. Lorsque la vésicularité est estimée en prenant en compte le rapport K_2O/TiO_2, les vésicularités calculées seraient sous-estimées d'environ 7%, contre 5% lorsque nous ne prenons pas en compte le rapport K_2O/TiO_2. Compte-tenu du faible nombre de segments de dorsale présentant des profondeurs bathymétriques inférieures ou égales à 1000 m (7 segments sur 438, d'après notre base de données des segments détaillée dans la suite du chapitre, en 4.4), nous considérons donc que l'équation de paramétrisation de la vésicularité établie avec des données ponctuelles pourra être appliquée pour l'estimation de la vésicularité des magmas à l'échelle d'un segment de dorsale.

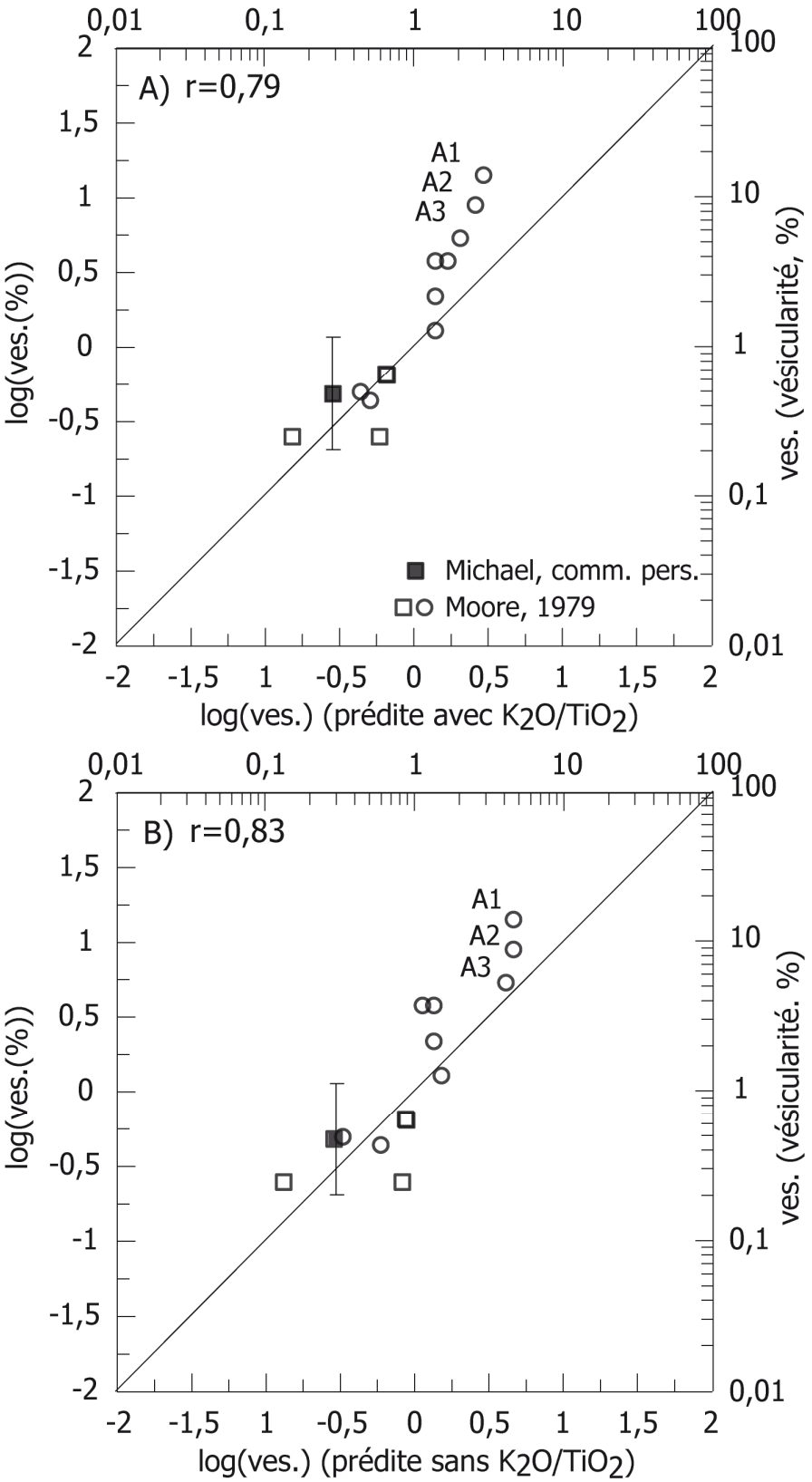


Figure 4-7 : Comparaison entre la vésicularité mesurée et la vésicularité calculée par : A) l'équation 4-3 (en considérant le rapport K_2O/TiO_2) et B) l'équation 4-5 (en ne prenant pas en compte le rapport K_2O/TiO_2). Les ronds représentent des segments de l'Atlantique, et les carrés des segments du Pacifique. La droite est la droite 1:1, r est le coefficient de corrélation calculé entre les données et la droite 1:1. La barre d'erreur sur les échantillons de Michael (EPR 9,5°N, pers. comm.) est déterminée par l'écart-type sur les vésicularités de 26 échantillons.

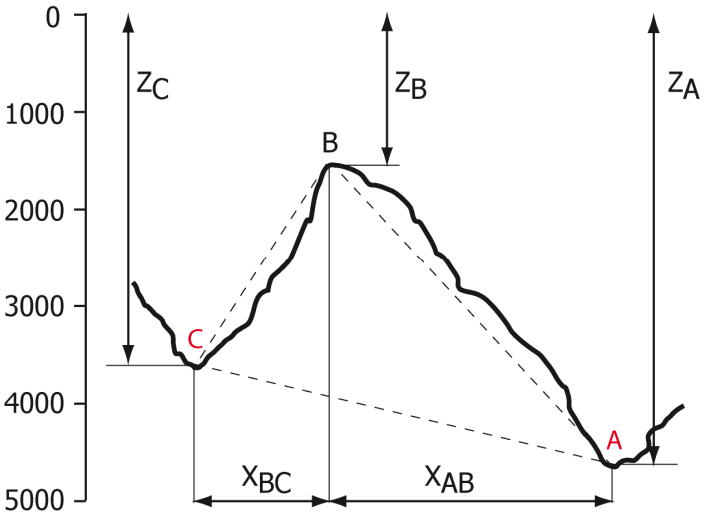
L'équation permettant la détermination de la vésicularité à partir de la profondeur et du taux d'accrétion va donc pouvoir être appliquée aux magmas de chaque segment de dorsale. Pour cela, nous avons utilisé la base de données des segments de dorsale de Su (2002) que nous avons adaptée et complétée pour notre étude.

4.4. Base de données des segments de dorsales

4.4.1. Données préexistantes (Su 2002)

Su (2002) a défini la segmentation du système global des rides médio-océaniques. Cependant, cette étude s'est concentrée sur les régions très explorées et bien échantillonnées. L'utilisation de données bathymétriques haute résolution est la méthode la plus fiable pour définir au mieux les segments. Su (2002) a par conséquent compilé les données bathymétriques multifaisceaux disponibles (*e.g.* http://ocean-ridge.ldeo.columbia.edu), et pour les régions où les données multifaisceaux ne sont pas disponibles, les cartes GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/gebco.html) ont été utilisées en association avec des cartes de tectonique. La distribution des échantillons est un autre facteur ayant contribué à la segmentation des dorsales. Ainsi certains segments continus présentant une faible densité d'échantillons ont été fusionnés pour former des segments plus grands. Au final, la base de données contient 361 segments, chacun étant contenu dans une boîte dont chaque extrémité est délimitée par des coordonnées géographiques (latitude/longitude).

La profondeur axiale lissée des segments est celle reportée dans Su (2002). Les profils numériques étant rarement disponibles, une méthode par triangulation a été utilisée à partir des profils bathymétriques réalisés le long de l'axe (données de la littérature, figure 4-8). Lorsque les profils bathymétriques n'étaient pas disponibles, la moyenne des profondeurs d'échantillonnage a été utilisée, basée sur la description détaillée des sites d'échantillonnage. Su (2002) a reporté pour chaque segment les taux d'accrétion à partir de la littérature (Chu et Gordon 1998, Gordon et DeMets 1989; DeMets *et al.* 1990; DeMets *et al.* 1994a; DeMets *et al.* 1994b).



Profondeur axiale du segment AC =

$$\frac{\frac{Z_A + Z_B}{2} \times X_{AB} + \frac{Z_B + Z_C}{2} \times X_{BC}}{X_{AB} + X_{BC}}$$

Figure 4-8 : Méthode de détermination de la profondeur axiale d'un segment de dorsale AC, B est le sommet du segment, modifié d'après Su (2002).

Pour notre étude, nous avons utilisé les 361 segments de dorsale que comporte cette base de données. Cependant, nous avons dû procéder à des ajustements afin de pouvoir exploiter pleinement cette base de données :

- détermination des coordonnées géographiques des extrémités de chaque segment à partir des coordonnées des boîtes les contenant.
- ajout de segments manquants (détermination des coordonnées des extrémités, de la profondeur axiale moyenne, du taux d'accrétion), et mise à jour de certains segments.

4.4.2. Base de données finale

- Détermination des coordonnées géographiques des extrémités de chaque segment

Parmi les 361 segments de la base de données de Su (2002), nous avons supprimé 31 segments provenant des bassins arrière-arc, ainsi que 30 segments dont nous n'avons pas pu délimiter les extrémités, ne se distinguant pas suffisamment dans leur boîte (incluant 7 de la SWIR entre 49°E et 69°E de longitude dont les limites ont été définies par Cannat *et al.* 1999). Au final, nous avons utilisé 300 segments définis par Su (2002).

Pour la détermination des coordonnées géographiques de chaque segment, un exemple est pris dans l'océan Atlantique, pour une série de segments compris entre 2°S et 8°N de latitude (Figure 4-9). Les coordonnées géographiques de chaque segment de Su (2002) (points jaunes sur la figure 4-9) correspondent aux coordonnées de la « boîte » contenant ce segment (pointillés jaunes sur la figure 4-9) et ne représentent donc pas toujours les limites du segment. Les coordonnées des extrémités des

300 segments ont donc été redéfinies (points rouges sur la figure 4-9), de façon à pouvoir localiser précisément chaque segment et à calculer leur longueur.

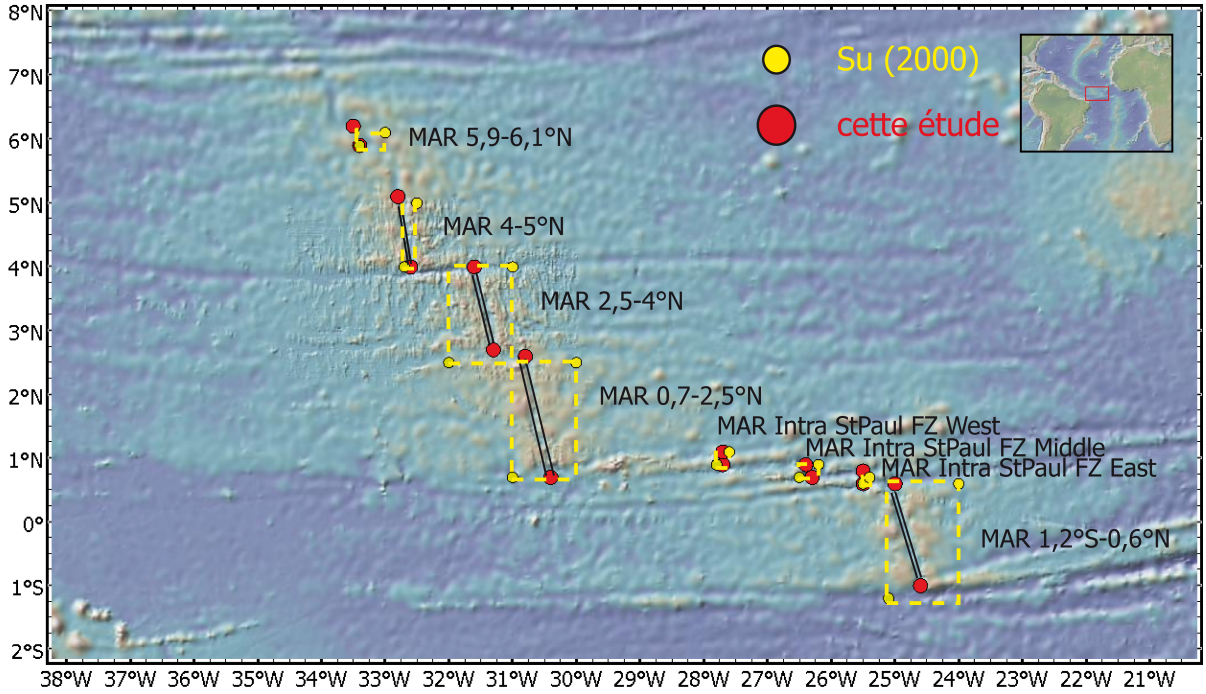


Figure 4-9 : Limites de segments de la MAR entre 2°S et 8°N, les points jaunes sont les extrémités des boîtes dans lesquelles se situe un segment (Su 2002), en rouge sont les extrémités des segments définies lors de cette étude (image obtenue sur GeomapApp, données bathymétriques Ridge Multibeam Bathymetry Synthesis).

- Ajout des segments manquants

Les 300 segments ne couvrent pas totalement le système global de rides médio-océaniques, nous avons donc dû définir les segments manquants. Pour cela nous avons utilisé les données de la littérature :

- Standish *et al.* (2008) pour 18 segments de la SWIR entre 9,6 et 24,3°E,
- Cannat *et al.* (1999) pour 25 segments de la SWIR entre 49,1 et 68,2°E,
- 14 segments de la ride de Gakkel (Océan Arctique) ont été définis à partir de l'étude de Michael *et al.* (2003), à l'aide des données bathymétriques Antarctic Multibeam Bathymetry Synthesis,
- d'autres segments ont été rajoutés ponctuellement (11 sur la MAR, 8 segments sur l'EPR, 11 sur la PAR, 23 sur la CIR, 11 sur la SEIR, 17 sur la SWIR). Pour définir ces segments, nous avons utilisé les données GMRT (Global Multi-Resolution Topography, Ryan *et al.* 2009) à partir du logiciel GeoMapApp© 1.7.8 (http://www.geomapapp.org), regroupant des données multifaisceaux avec une résolution spatiale d'environ 100 m couplées à des compilations de plus basse-résolution (Smith et Sandwell 1997). Finalement, 138

segments ont été définis dans cette étude, auxquels se rajoutent les 300 segments de Su (2002) dont les limites ont été redéfinies, faisant un total de 438 segments de dorsale médio-océanique.

Pour les segments définis dans cette étude, la profondeur bathymétrique a été déterminée par des profils bathymétriques réalisés le long de l'axe de la dorsale avec GeoMapApp© 1.7.8 entre les extrémités des segments (Figure 4-10). La valeur de la profondeur axiale d'un segment est donnée par la moyenne du profil numérisé. Nous avons déterminé les taux d'accrétion de ces segments à partir des données de la littérature (DeMets *et al.* 1990, Bird 2003).

Certains segments n'ont pu être définis, car compte-tenu de l'incertitude sur leurs tracés et leurs limites, les déterminations de la profondeur axiale moyenne et de la longueur des segments auraient été trop incertaines. La longueur totale de dorsales manquantes est de l'ordre de 2700 km.

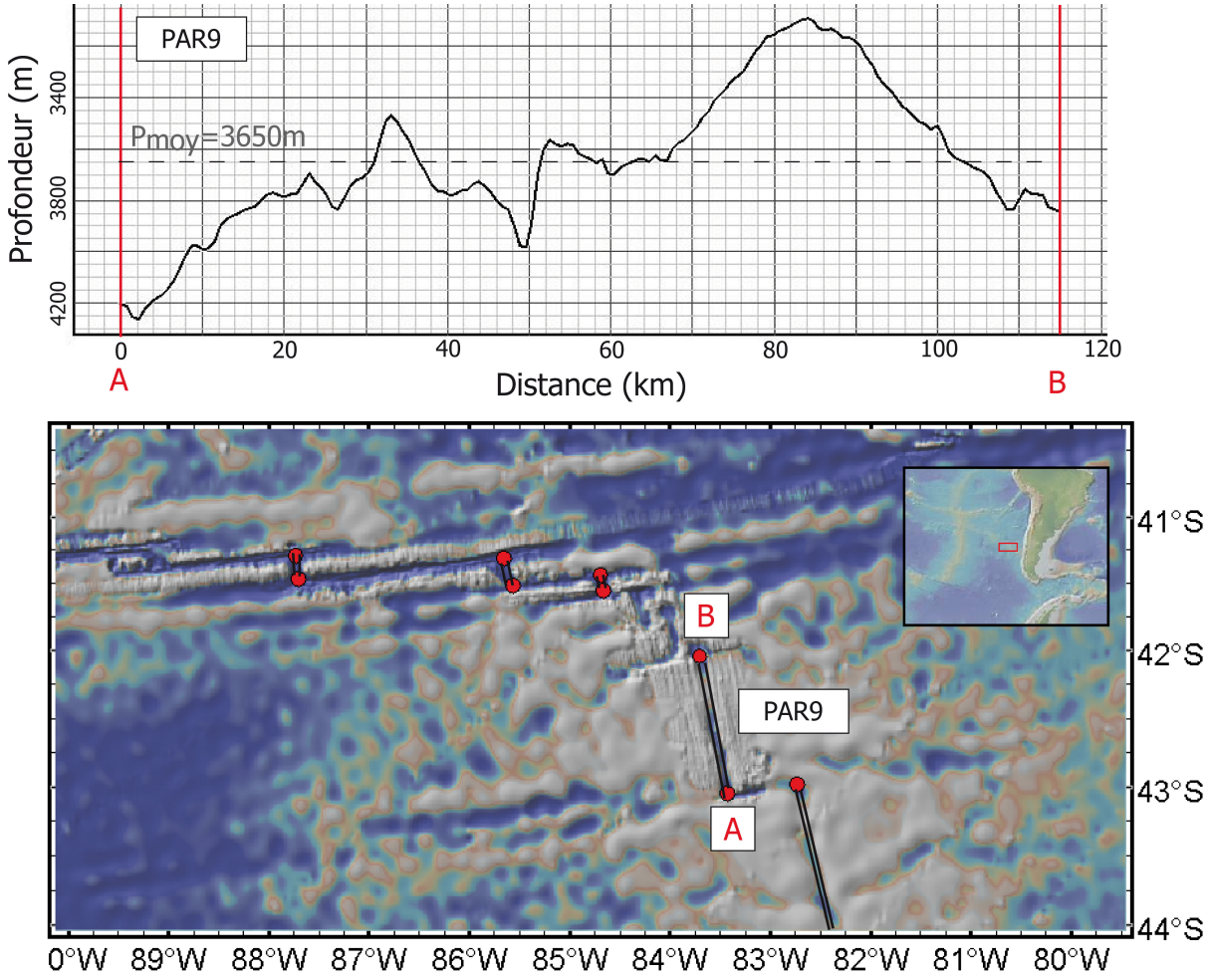


Figure 4-10 : Exemple de profil bathymétrique (PAR9, profondeur bathymétrique moyenne = 3650 m), image obtenue sur GeomapApp, données bathymétriques Ridge Multibeam Bathymetry Synthesis.

L'étude porte donc finalement sur 438 segments, représentant 45369 km de dorsales. Lorsque l'on ajoute les 2700 km de dorsales que nous n'avons pas pu prendre en compte, nous obtenons une longueur de 48069 km, ce qui est en accord avec Cogné et Humler (2006) ayant estimé une valeur totale de longueur de dorsales à 45714±3200 km (il existe une autre estimation à 51747,1±1999,8 km, Cogné et Humler 2004).

A partir de la compilation des segments de dorsales océaniques, nous avons pour chacun d'entre eux déterminé les différents paramètres du dégazage en CO_2 les caractérisant, ce qui va être l'objet de la suite du développement :

- Quantité de dégazage qu'ils ont subi,
- Flux de CO_2 total émis,
- Flux de CO_2 libérés vers l'hydrosphère/atmosphère,
- Teneurs en CO_2 du manteau.

Les résultats obtenus seront présentés sur des cartes élaborées à l'aide du logiciel GMT (Generic Mapping Tools, http://gmt.soest.hawaii.edu/). Le fond de carte est constitué des données ETOPO1 à 1 minute, converties en 2 min (Amante et Eakins 2009, http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html). Sur ces cartes, chaque segment de dorsale est représenté par un rectangle coloré, présentant une intensité de couleur fonction de la valeur du paramètre considéré dont il est affecté.

4.5. Carte du dégazage aux dorsales médio-océaniques

4.5.1. Méthodologie / formule

L'évolution des concentrations en CO_2 du magma (ou des vésicules) peut être estimée pour des dégazages en systèmes fermés et ouverts dérivés de la loi de Henry (Jambon *et al.* 1986, Burnard 1999a; Honda et Patterson 1999; Cartigny *et al.* 2001), ce que nous avons énoncé dans le chapitre précédent (cf. 3.4.1 et l'équation 3-5, p 189.) et rappelé en 4.3.3. L'équation 3-5 réécrite de manière à calculer la quantité de dégazage (Δ_{CO_2}) devient :

$$\Delta_{CO_2} = (1 - \frac{\rho.S_{CO_2}.T/T_0}{ves. + \rho.S_{CO_2}.T/T_0}) \times 100 \qquad 4\text{-}10$$

Δ_{CO_2} *est la fraction de* CO_2 *libérée par le magma (dégazage %),*

S_{CO_2} *est la solubilité du* CO_2 *(soit 2,56.10-4* $cm^3/g/bar$*, Jendrzejewski et al. 1997 soit 0,137 ppm C/bar),*

$ves.$ *est la vésicularité* (cm^3/cm^3),

ρ *est la masse volumique du magma fixée à 2,8* g/cm^3,

T *et* T_0 *sont respectivement les températures de fermeture du système (i.e. de trempe) estimée à 1000 K (Ryan et Sammis 1981) et standard (273 K).*

L'équation 4-10 permet d'étudier le dégazage contrôlé par les solubilités (il existe aussi le dégazage cinétique contrôlé par les vitesses de diffusion des espèces volatiles, *e.g.* Aubaud *et al.* 2004, cf. 3.4.3 p. 193). Les magmas peuvent subir deux types de dégazage contrôlé par les solubilités : un dégazage en système fermé (*i.e.* à l'équilibre), ou en système ouvert (*i.e.* distillation de Rayleigh). Suivant le type de dégazage, le Δ_{CO_2} est différent : pour une même vésicularité, la quantité de dégazage est plus importante en système ouvert (Figure 4-11).

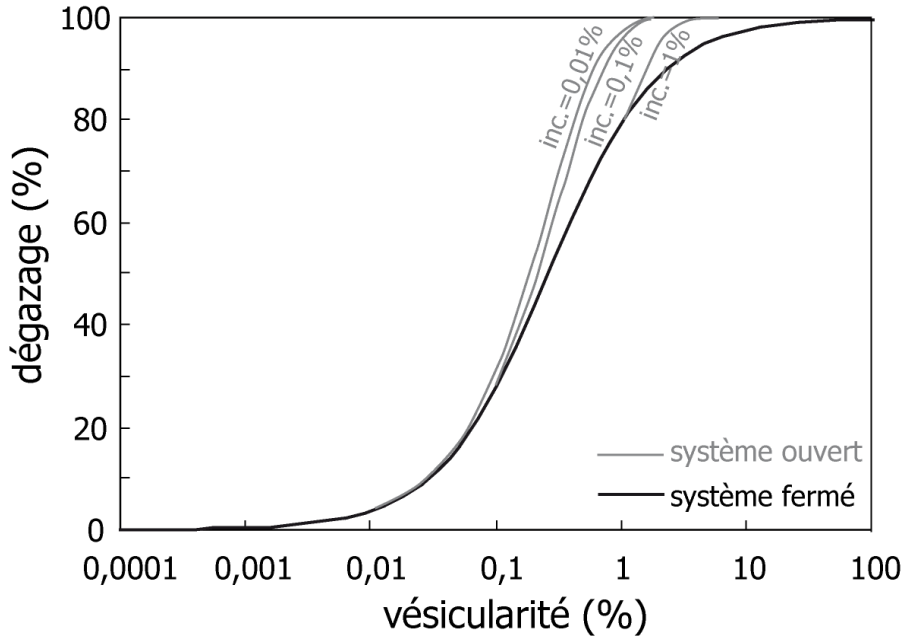


Figure 4-11 : Quantité de dégazage subi par les magmas d'après l'équation 4-10, selon que l'on considère un système ouvert ou fermé (dans cet exemple, une concentration initiale de CO_2 *dans le magma de 500 ppm a été utilisée), inc.=incrément, dans le cas d'un dégazage en système ouvert, la vésicularité est la vésicularité cumulée par ajout de chaque incrément, et ne reflète donc pas la vésicularité observée dans l'échantillon.*

Cependant, comme nous l'avons décrit précédemment (cf. 3.4 p.188) le mode de dégazage des MORBs n'est pas très bien contraint : d'après la systématique des gaz rares, le dégazage des MORBs doit suivre une distillation de Rayleigh pour pouvoir expliquer les forts rapports $^4He/^{40}Ar^*$ des MORBs (*e.g.* Marty 1995; Marty et Tolstikhin 1998; Burnard 1999a; Marty et Zimmermann 1999;

Burnard 2001; Burnard *et al.* 2003; Burnard *et al.* 2004). En revanche, d'après les isotopes du carbone, un premier stade de dégazage en système fermé est nécessaire, suivi de la perte de ces gaz. Un deuxième épisode de dégazage a finalement lieu en système ouvert (*e.g.* Des Marais et Moore 1984; Pineau et Javoy 1994; Cartigny *et al.* 2001; Aubaud *et al.* 2004; Cartigny *et al.* 2008). Certains auteurs ont proposé un seul stade de dégazage en système fermé, mais nécessitant une perte de bulles (Sarda et Moreira 2002). Dans tous les cas, des bulles sont perdues. La vésicularité observée des MORBs ne reflèterait donc pas leur vraie vésicularité, sauf pour la popping-rock (Sarda et Graham 1990).

4.5.2. Carte du dégazage subi par les magmas des rides médio-océaniques

Dans cette étude, la quantité de dégazage subi par les magmas des dorsales médio-océaniques a été estimée dans le cas d'un système fermé, pour les 438 segments de dorsale dont la vésicularité a été estimée pour chacun à partir du taux d'accrétion (τ) et de la profondeur axiale moyenne (P) (Figure 4-3B). Les vésicularités sont comprises entre 0,05 et 7%. La quantité de dégazage est comprise entre 17 et 96%, avec une moyenne de 69±15%. Compte-tenu de l'incertitude sur la vésicularité, l'incertitude moyenne de la quantité de dégazage est de 9%. Cette analyse montre une quantité de dégazage considérablement plus faible dans l'EPR (Δ_{CO_2} =43±14%) où le taux d'accrétion est le plus élevé au monde, ce qui était attendu, du fait de la corrélation inverse entre la vésicularité et le taux d'accrétion (Figure 4-1B). Tous les segments caractérisés par moins de 50% de dégazage proviennent de l'EPR hormis 6 provenant de la SEIR. Sur les 43 segments subissant au minimum 85% de dégazage, 39 proviennent des zones d'interaction avec un point chaud. Cela peut s'expliquer par le fait que la vésicularité augmente quand la profondeur d'éruption est faible, et que les profondeurs bathymétriques sont généralement plus faibles à proximité des points chauds (notamment vers le point chaud de l'Islande, des Açores, de l'Afar…). Ces calculs montrent que la quantité de dégazage que subissent les magmas est très variable à l'échelle du système global des rides médio-océaniques. Notons que le paramètre compositionnel n'ayant pas été pris en compte, il est probable que les vésicularités calculées aient été sous-estimées à proximité des points-chauds. Par conséquent, les quantités de dégazages seraient sous-estimées dans ces zones.

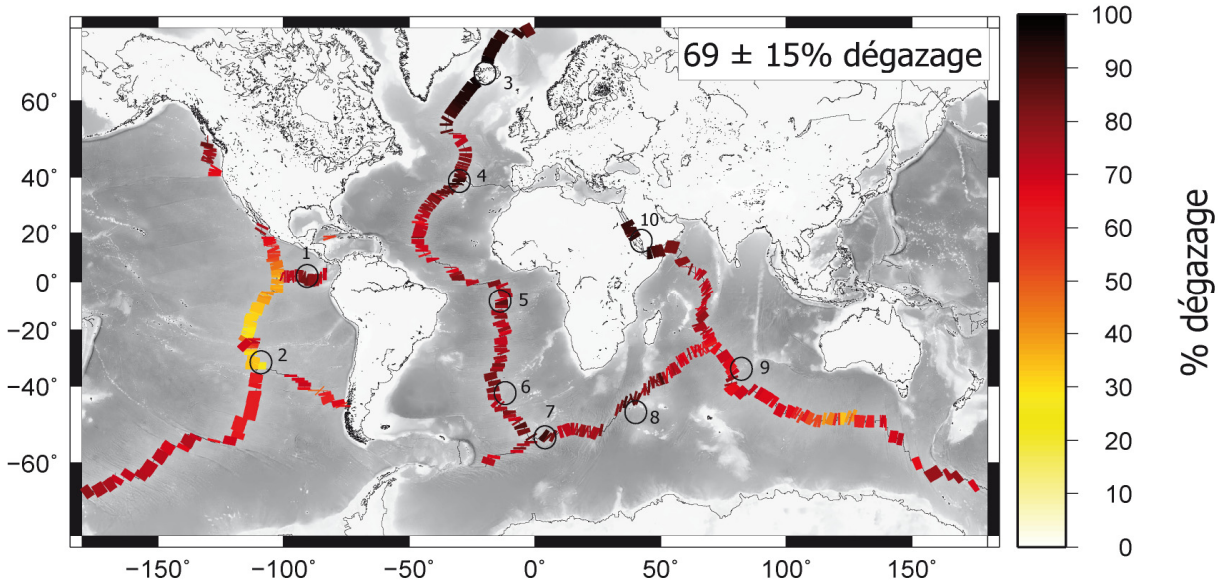


Figure 4-12 : Carte de la quantité de dégazage subi par les magmas de chaque segment de dorsale océanique, les cercles représentent les localisations des principaux points chauds situés près des rides : 1 Galápagos, 2 Ile de Pâques (Easter Island), 3 Islande, 4 Açores, 5 Ascension, 6 Tristan da Cunha, 7 Bouvet, 8 Marion, 10 St Paul-Amsterdam, 10 Afar.

Si nous considérons un dégazage en système ouvert, la formule est la même (Equation 4-10), mais le dégazage s'effectue par incréments : la concentration en CO_2 dissous après chaque incrément est celle de la teneur en CO_2 dissous résiduelle de l'incrément de dégazage précédent. Pour une même vésicularité, la quantité de dégazage sera beaucoup plus forte que lorsque le système est fermé (Figure 4-11). Dans le cas d'un système ouvert, quatre courbes ont été modélisées pour différentes valeurs d'incrémentation. Certains auteurs travaillant sur le dégazage des gaz rares et/ou réels ont utilisé des incréments de 0,01% (Carroll et Draper 1994, Moreira et Sarda 2000 , Cartigny *et al.* 2001). Dans le cas des systèmes ouverts, le taux de dégazage subi pour une même vésicularité est beaucoup plus grand (Figure 4-11). La vésicularité moyenne des MORBs estimée dans cette étude est de 0,84%, avec un taux de dégazage en système fermé moyen de 69%. En système ouvert, une vésicularité de ~1% conduit à une quantité de dégazage de 95% environ, en considérant des incréments de 0,01% ou 0,1% (Figure 4-11).

En comparaison avec nos résultats, les échantillons de Cartigny *et al.* (2001) et Cartigny *et al.* (2008) auraient subi respectivement environ de 96 à 98% et de 97,5 à 99,5% (plus une valeur à 84%) de dégazage. Ces estimations ont été faites à partir de la reconstruction des teneurs initiales en CO_2 en considérant un stade de dégazage tardif en système ouvert et un stade précoce en système fermé (suivant une méthode basée sur l'équation 4-10). Ces valeurs sont très supérieures à notre estimation moyenne de 69%.

Saal *et al.* (2002) ont estimé le rapport CO_2/Nb initial (*i.e.* pré-dégazage) à 239 (cf. 1.4.5.1 p. 56, 1.4.5.4 p. 68). D'après cette valeur, les MORBs auraient été affectés par ~15 à 100% de dégazage de CO_2, compte-tenu des rapports CO_2/Nb allant de ~1 à ~200 pour les MORBs de la littérature (reportés dans Saal *et al.* 2002). La moyenne des taux de dégazage serait de 60% d'après le rapport CO_2/Nb moyen de nos 102 échantillons égal à 94±84 (Figure 4-13). Si l'on considère que le rapport initial CO_2/Nb est de 530 (Cartigny *et al.* 2008), étant égal à celui de la popping-rock, alors les pourcentages de dégazage deviennent plus élevés, avec une valeur de 80% (la moyenne à 60% devient 80%). Finalement, notre valeur moyenne de quantité de dégazage par segment égale à 70% est similaire aux estimations du taux de dégazage basée les variations du rapport CO_2/Nb.

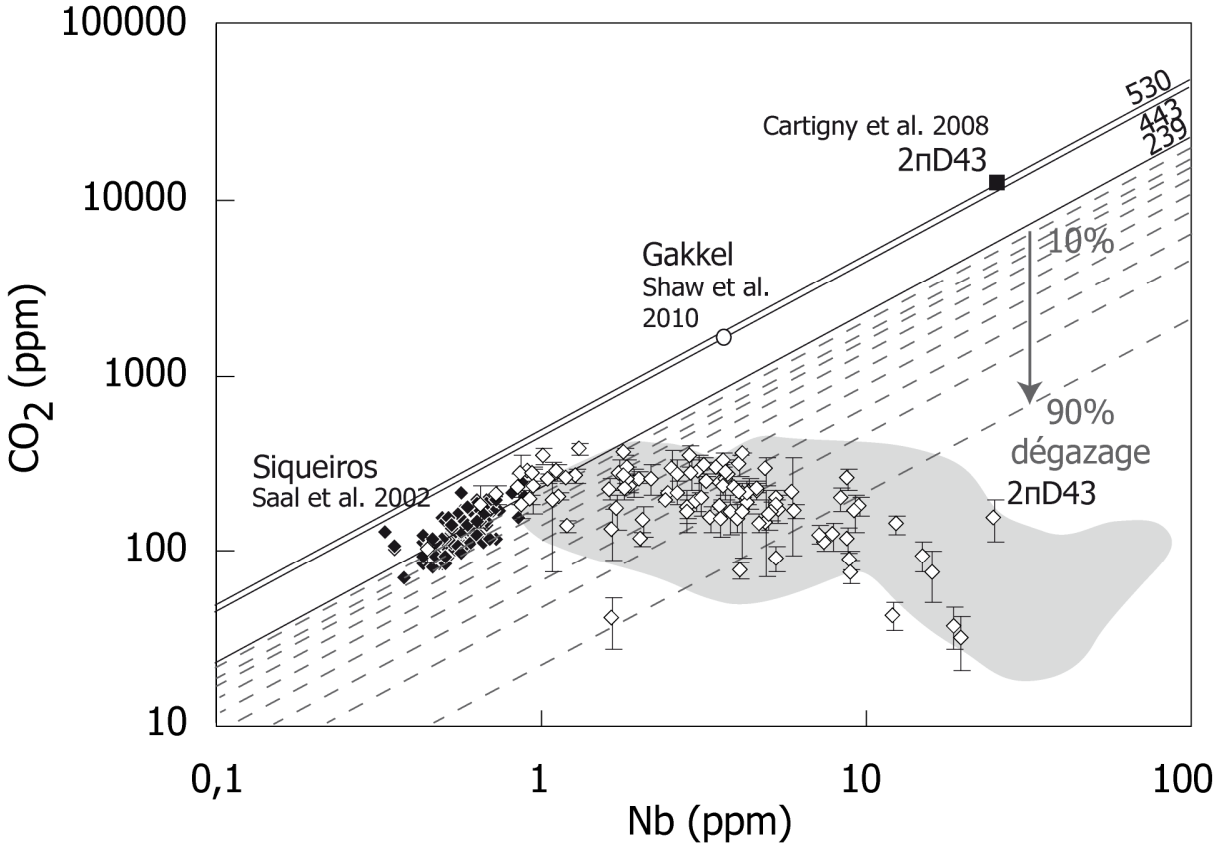


Figure 4-13: CO_2 versus Nb en échelle logarithmique, montrant la quantité de dégazage subi par les MORBs estimée à partir du rapport CO_2/Nb, les droites représentent les rapports CO_2/Nb des échantillons non dégazés (Saal et al. 2002 ; Cartigny et al. 2008; Shaw et al. 2010), domaine grisé : MORBs de la littérature (d'après Saal et al. 2002), les losanges blancs : les 102 échantillons dont le CO_2 a été analysé dans cette étude (les barres d'erreur correspondent à l'écart-type à 2σ sur les mesures, cf. annexe 2) présentant un rapport CO_2/Nb moyen de 94±84. Le rapport CO_2/Nb est considéré constant dans le manteau et ne fractionne pas durant les processus magmatiques. Les variations du rapport CO_2/Nb reflètent donc les différentes quantités de dégazage de CO_2 que les MORBs ont subies en prenant un rapport $(CO_2/Nb)_{initial}$=239 (Saal et al. 2002) (=droites grises en pointillés), les MORBs auraient donc subi un dégazage de 70-80% en moyenne, figure modifiée d'après Saal et al. (2002).

4.6. Cartes des flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques

4.6.1. Historique des estimations des flux de CO_2

Différentes méthodes existent pour estimer le flux de CO_2 libéré à l'axe des dorsales médio-océaniques. Certaines s'appuient sur les MORBs, d'autres sur les fluides hydrothermaux libérés aux rides médio-océaniques (compilation dans le tableau 4-3). Nous allons décrire brièvement les méthodes utilisées pour l'estimation des flux de CO_2 à partir de l'étude des MORBs :

- A partir des teneurs initiales en CO_2 des magmas (*i.e.* pré-dégazage) :

Lorsque la teneur initiale en CO_2 du magma est connue, les flux de CO_2 émis (Φ) sont déterminés suivant la formule :

$$\Phi_{CO_2} = C_{magma} \times V \times \rho \ , \qquad \text{avec } C_{magma} = \frac{C_{manteau}}{\overline{F}} \qquad \text{4-11}$$

C_{magma} *est la concentration initiale en* CO_2 *dans le magma, c'est-à-dire pré-dégazage,*

$C_{manteau}$ *est la concentration en* CO_2 *dans le manteau source des MORBs,*

$\overline{F}$ *est le taux de fusion partielle moyen des MORBs, soit 10%,*

V est le flux de magma émis estimé à 21 km^3*/an (Crisp 1984 ; Cogné et Humler 2006 : 18,7 ± 2,9* km^3*/an),*

ρ *est la masse volumique du magma généralement fixée à 2,8* g/cm^3.

La teneur en carbone de la popping-rock a été estimée à partir de sa vésicularité, aboutissant à des valeurs variant d'un facteur 2, allant de 10800 (Sarda et Graham 1990; Gerlach 1991a; Graham et Sarda 1991) à 14600 ppm CO_2 (Javoy et Pineau 1991), permettant une estimation du flux de CO_2 entre 13 et 17.10^{12} mol/an (Tableau 4-3), selon l'équation 4-11. Néanmoins, cet échantillon est unique et la question se pose de savoir si cet échantillon est représentatif de l'ensemble des MORBs.

Une autre méthode de reconstruction de la teneur initiale en CO_2 repose sur le rapport CO_2/Nb (cf. 1.4.5.1 p. 56, 1.4.5.4 p. 68), et la connaissance des teneurs en Nb du manteau (Tableau 3-4 p. 185). Le rapport CO_2/Nb des inclusions vitreuses de Siqueiros non-dégazées ont permis de calculer un flux de CO_2 émis selon l'équation 4-11 de $9,3\pm2,8.10^{11}$ mol/an (Tableau 4-3, Saal *et al.* 2002), en considérant une concentration en Nb dans le manteau à 0,3±0,05 ppm (Hofmann 1988). Similairement, le rapport

CO_2/Nb de 443 des inclusions vitreuses non dégazées provenant de la ride de Gakkel à 85°E (Océan Arctique) de Shaw *et al.* (2010) ont permis l'estimation du flux de CO_2 de 2.10^{12} mol/an.

Le rapport CO_2/Nb reconstruit (basé sur les isotopes du carbone) de ~530 (proche de celui de la popping-rock) de Cartigny *et al.* (2008) dans des échantillons de la MAR à 14°N et à 34°N correspond à un flux de carbone mantellique de $2{,}3^{+2,7}_{-1,3}.10^{12}$ mol/an (Tableau 4-3) d'après l'équation 4-11, soit 2,5 fois supérieur à l'estimation de Saal *et al.* (2002). Néanmoins, des incertitudes persistent quant à la méthode de correction utilisée (certaines teneurs initiales en CO_2 des magmas ont été estimées jusqu'à 50000 ppm, ce qui est presque 5 fois plus que la teneur de la popping-rock, avec certains CO_2/Nb allant jusqu'à ~2000). Une approche similaire de reconstruction de la teneur initiale en carbone a été réalisée par Aubaud *et al.* (2004), sur des échantillons du rift Est de la microplaque d'Easter (Pacifique), en ayant ajouté aux données de carbone isotopique des données de gaz rares. Cela a conduit à une valeur similaire de flux de CO_2 de $3\text{-}5.10^{12}$ mol/an (Tableau 4-3).

- A partir du rapport $CO_2/^3He$:

Cette méthode est basée sur la constance du rapport $CO_2/^3He$ dans les MORBs et les fluides hydrothermaux et sur la connaissance du flux d'^3He libéré aux dorsales médio-océaniques $\Phi_{^3He}$:

$$\Phi_{CO_2} = \frac{CO_2}{^3He}.\Phi_{^3He} \qquad 4\text{-}12$$

Le rapport $CO_2/^3He$ dans les fluides hydrothermaux et basaltes des rides médio-océaniques permet l'estimation des émissions de CO_2 à l'aplomb des rides médio-océaniques, grâce à la connaissance du flux d'^3He à l'aplomb des rides médio-océaniques (Craig *et al.* 1975, Jean-Baptiste 1992, Farley *et al.* 1995). Celui-ci présente toutefois une assez forte variabilité : les estimations vont de 400-660 mol/an (Jean-Baptiste 1992) à 1000±250 mol/an (Craig *et al.* 1975), avec une ré-estimation de cette dernière entre 775 et 900 mol/an (Elderfield et Schultz 1996). Marty et Tolstikhin (1998) ont déterminé un rapport $CO_2/^3He$ médian de $2{,}2\pm0{,}7.10^9$ mol/an, similaire à l'estimation de Marty et Jambon (1987), et à celles basées sur les fluides hydrothermaux (*e.g.* Resing *et al.* 2004). Ce rapport est donc supposé constant dans les basaltes et panaches hydrothermaux, permettant une estimation du flux de CO_2 entre 1,3 et 3,1 mol/an. (Tableau 4-3). Néanmoins, une grande hypothèse réside dans la reconstruction du rapport $CO_2/^3He$ initial des MORBs, prenant en compte le rapport $^4He/^{40}Ar^*$ et dépendant du type de dégazage considéré (*i.e.* distillation de Rayleigh dans Marty et Tolstikhin 1998) ainsi que des coefficients de solubilité de l'He, de l'Ar, et du CO_2.

Finalement, en fonction des différentes méthodes (chacune ayant ses limites) et des différents auteurs, les estimations du flux de CO_2 mantelliques émis aux rides médio-océaniques montrent une variabilité de plus de deux ordres de grandeur, s'échelonnant entre ~10^{11} et 10^{13} mol/an.

*Tableau 4-3 : Compilation des estimations des flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques, *: deux estimations selon la méthode de reconstruction du CO_2.*

moy min-max	Flux.10^{12} mol/an	Référence
$CO_2/^3$He fluides hydrothermaux		
	- 0,5-2,0	Resing *et al.* 2004
	- 0,45-1,3	Des Marais et Moore 1984
	1,3 1-1,6	Corliss *et al.* 1979
Flux et composition des fluides hydrothermaux		
	- 0,1-1,2	Elderfield et Schultz 1996
$CO_2/^3$He MORBs		
	2,2 1,7-2,7	Marty et Zimmermann 1999
	2,1 1,5-2,7	Sarda et Graham 1990
	- 0,4-1	Graham et Sarda 1991
	2,2 1,3-3,1	Marty et Tolstikhin 1998 Marty et Jambon 1987
CO_2 initial/source		
	0,93 0,65-1,21	Saal *et al.* 2002.
	2,3 1-5	Cartigny *et al.* 2008
	- 1,2 ou 2,0*	Shaw *et al.* 2010
	- 2,9-5,8	Holloway 1998
	- 0,23-0,8	Gerlach 1989
	- 0,5-0,9	Gerlach 1991b
	15 13-17	Javoy et Pineau 1991
	- 4-18	Cartigny *et al.* 2001
	- 3-5	Aubaud *et al.* 2004

4.6.2. Méthodologie / formule

Pour chaque segment de dorsale, le flux de CO_2 (Φ_{CO_2} , mol/an) est donné par l'équation :

$$\Phi_{CO_2} = \Phi_{magma} \times \rho_{magma} \times [CO_2] \qquad 4\text{-}13$$

$\Phi_{magma} = L \times \tau \times h$ est le flux de magma émis pour un segment calculé par le produit de la longueur du segment, du taux d'accrétion et de l'épaisseur de croûte océanique (détaillé ci-dessous en 4.6.3.1) (en km^3/an),

ρ_{magma} est la masse volumique du magma (soit 2,8 g/cm^3 $\Leftrightarrow$ 2,8.10^{15} g/km^3),

$[CO_2]$ est la teneur en CO_2 (en mol/g).

Cette formule permet deux types de calculs : pour l'estimation des flux de CO_2 libérés vers l'hydrosphère et l'atmosphère, $[CO_2]$ est la teneur en CO_2 des bulles $[CO_{2bulles}]$, alors que pour l'estimation des flux de CO_2 total émis, $[CO_2]$ représente la teneur en CO_2 totale du magma $[CO_{2bulles} + CO_{2dissous}]$. Nous allons détailler ci-dessous la méthodologie permettant la détermination de productivité magmatique (Φ_{magma}), ainsi que les teneurs en CO_2 des bulles $[CO_{2bulles}]$ et dissous $[CO_{2dissous}]$.

4.6.3. Détermination des paramètres intervenant dans le calcul des flux de CO_2 de chaque segment

4.6.3.1. Productivité magmatique par segment Φ_{magma}

Le volume de croûte océanique émis par an pour un segment de dorsale est le produit de la longueur du segment, de l'épaisseur de la croûte océanique et du taux d'accrétion (Figure 4-14).

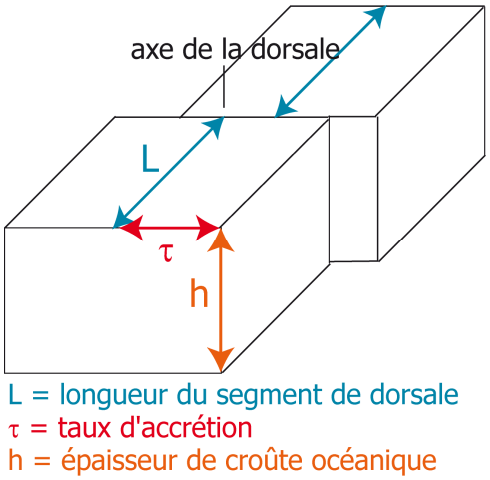


Figure 4-14 : Schématisation du volume de croûte océanique émis par an pour un segment, correspondant au produit du taux d'accrétion (τ), de la longueur de segment (L) et de l'épaisseur de croûte océanique (h).

Les taux d'accrétion pour chaque segment proviennent de la littérature (citée en 4.4). L'estimation des deux autres paramètres est la suivante :

- La longueur *L* (km) d'un segment a été calculée à partir des coordonnées géographiques des extrémités de chaque segment avec la formule suivante, basée sur les lois de trigonométrie sphérique :

$$l = 6371.\arccos\left[\cos(Lat_1).\cos(Lat_2).\cos(Lon_1 - Lon_2) + \sin(Lat_1).\sin(Lon_2)\right] \qquad 4\text{-}14$$

Lat et Lon sont les latitudes et longitudes, et sont converties des degrés en radians par le facteur $\frac{\pi}{180}$,

1 et 2 se réfèrent aux deux extrémités du segment.

- Pour estimer les épaisseurs de croûte océanique à l'aplomb d'un segment de dorsale océanique, nous nous sommes basés sur les relations qui existent entre la chimie et la profondeur des basaltes océaniques (cf. 1.4 p. 44). Le Na_8 (teneur en Na_2O recalculée à 8% de MgO, cf. 1.4.1.1 p. 45) et la profondeur P sont reliés par la relation empirique :

$$Na_8 = 0{,}0004 \times P + 1{,}375 \qquad 4\text{-}15$$

Klein et Langmuir (1987), Langmuir *et al.* (1992) ont aussi mis en évidence une relation entre l'épaisseur de croûte océanique (*h*, km) et le Na_8 des échantillons, et est quantifiée selon l'équation empirique proposée par Humler *et al.* (1999) :

$$h = 171 \times 10^{(-0,54 \times Na_8)} \quad \text{4-16}$$

Les 438 segments présentent une profondeur moyenne 3171±805 m (9 segments ont une profondeur inférieure à 1500 m). Le Na_8 correspondant est de 2,64±0,32 wt%. L'épaisseur crustale en résultant est de 7,0±3,2 km. Ces valeurs sont dans les moyennes définies par les MORBs à l'échelle globale, montrant que les équations empiriques utilisées sont cohérentes. Finalement, le volume total de croûte océanique est estimé à 18,6 km^3/an. Cette valeur est en adéquation avec les estimations antérieures (Crisp 1984 : 21 km^3/an, Cogné et Humler 2006 : 18,7±2,9 km^3/an). En ajoutant les 2700 km de dorsales que nous n'avons pas pu prendre en compte, nous obtenons un volume total de 19,5 km^3/an (avec un taux d'accrétion moyen de 50 mm/an et une épaisseur de croûte moyenne de 7 km).

4.6.3.2. Teneurs en CO_2 des bulles

A ces profondeurs d'éruptions, les bulles sont quasiment uniquement composées de CO_2 (cf. 1.4.5.1 p. 56). Nous nous permettons donc de considérer une fraction de CO_2 dans la phase vapeur X_{CO_2} =100%. Nous pouvons donc estimer la teneur en CO_2 présente dans les bulles $\left[CO_{2\,bulles}\right]$, à l'état stationnaire, par la relation suivante dérivée de la loi des gaz parfaits que nous avons utilisée en 3.3.1 (p.179) pour calculer la teneur en CO_2 des bulles de nos échantillons (*e.g.* Aubaud *et al.* 2005; Cartigny *et al.* 2008) :

$$\left[CO_{2\,bulles}\right] = \frac{\frac{ves.}{100 - ves.} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{P}{P_0} \cdot \frac{T_0}{T}}{V_m} . M \quad \text{4-17}$$

$ves.$ est la vésicularité (cm^3/cm^3),

ρ est la masse volumique du magma fixée à 2,8 g/cm^3,

V_m est le volume molaire à l'état standard, soit 22400 cm^3/mol,

P_0 et T_0 sont les pressions et températures standards, respectivement de 1 bar et 273 K,

P est la pression d'éruption (bar),

T est la température de trempe, soit 1000 K (Ryan et Sammis 1981),

M la masse molaire du CO_2, soit 44 g/mol.

Par propagation d'erreur sur la vésicularité, l'incertitude sur la teneur en CO_2 des bulles est de 46%.

4.6.3.3. Teneurs en CO_2 dissous

Comme nous l'avons vu précédemment, pour calculer les flux de CO_2 total émis, nous devons estimer les teneurs en CO_2 des bulles qui sont fonction de la vésicularité et de la profondeur (Equation 4-17), et les concentrations dissoutes dans le magma. Cette dernière estimation est plus hypothétique. Nous avons procédé à des calculs des teneurs en CO_2 dissous selon trois méthodes différentes, correspondant à des estimations plus ou moins grossières. (1) La méthode la plus grossière consiste à utiliser la moyenne des valeurs de CO_2 dissous des MORBs de la littérature, (2) une autre méthode est basée sur la régression linéaire déterminée par la relation entre la vésicularité et la teneur en CO_2 dissous. (3) La méthode la plus fine consiste à déterminer la teneur en CO_2 dissous de manière plus précise à partir de courbes de dégazage en système fermé, calculée à partir de l'équation 3-5 (dont nous avons parlé en 3.4.1, 4.3.3 et 4.5.1).

- CO_2 dissous moyen des échantillons de la littérature

Cette méthode est basée sur la gamme de variation des teneurs en CO_2 dissous des MORBs. Pour cela, nous avons recueilli les valeurs disponibles dans la littérature à l'aide de la base de données PETDB (http://www.petdb.org/) et obtenues lors de cette étude (cf. 1.4.5 p. 55, annexe 2). L'histogramme des données est présenté dans la figure 4-15, et regroupe 263 échantillons représentant les teneurs en CO_2 dissous sur des verres basaltiques de ride médio-océanique (dont 117 échantillons de cette étude). Cet histogramme représente uniquement les analyses effectuées par spectroscopie infrarouge (FTIR) qui est la même méthode que l'on a utilisée dans cette étude (nous avons vu précédemment qu'il existait des biais entre les différentes méthodes d'analyse, cf. 1.2.4.7 p. 33). Les teneurs en CO_2 des échantillons de ce travail allant de 31 à 377 ppm, avec une moyenne de 202±77 ppm montrent une distribution similaire à celle des échantillons de la littérature (variant entre 57 et 445 ppm, avec une moyenne de 194±62 ppm), et sont donc bien représentatifs de la variation globale des échantillons. Les teneurs en CO_2 dissous dans les verres de MORBs montrent une distribution gaussienne, avec une moyenne à 197±69 ppm avec plus de 50% compris entre 150 et 250 ppm. Avec cette méthode, nous utiliserons donc la valeur moyenne de 197 ppm pour les teneurs en CO_2 dissous des magmas.

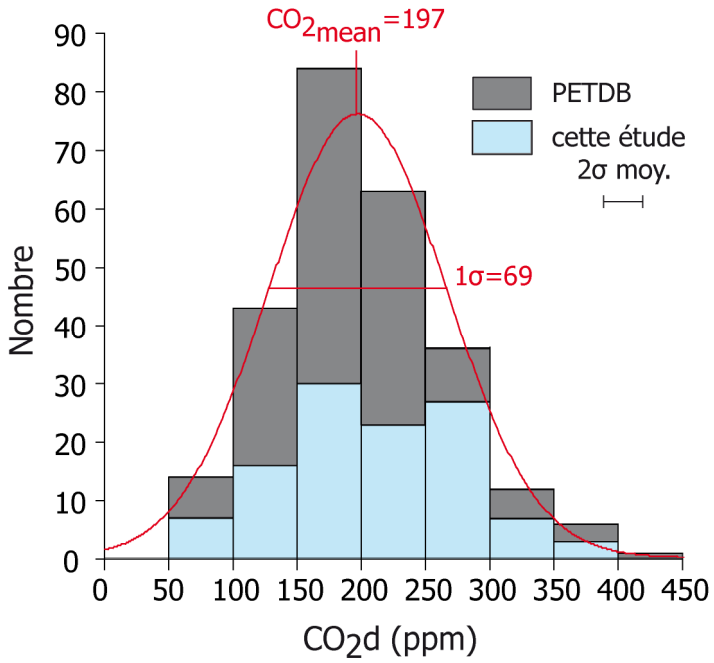


Figure 4-15 : Histogrammes des valeurs de CO_2 dissous (CO_2d) dans les MORBs de la littérature à partir de la base de données PETDB (http://www.petdb.org/) déterminés par FTIR et de cette étude, montrant une valeur moyenne de 197±69 ppm (N=263), 2σ moy. est l'incertitude moyenne (à 2σ) sur les mesures de CO_2 de cette étude (soit ±34 ppm).

- Droite de régression linéaire reliant vésicularités et teneurs en CO_2 dissous

D'après la relation qui existe entre la teneur en CO_2 dissous des échantillons et la vésicularité (vue en 3.4.2 p. 189), il est possible d'établir une équation empirique par une régression linéaire reliant ces deux paramètres (ayant un coefficient de corrélation de 0,73) (Figure 4-16) :

$$CO_2 d = -87{,}5 \times \log(ves.) + 169 \qquad 4\text{-}18$$

A partir de cette équation 4-18, l'incertitude sur les teneurs en CO_2 dissous correspond à 18 ppm, déterminée par propagation d'erreur sur l'incertitude du logarithme de la vésicularité égale à 0,2.

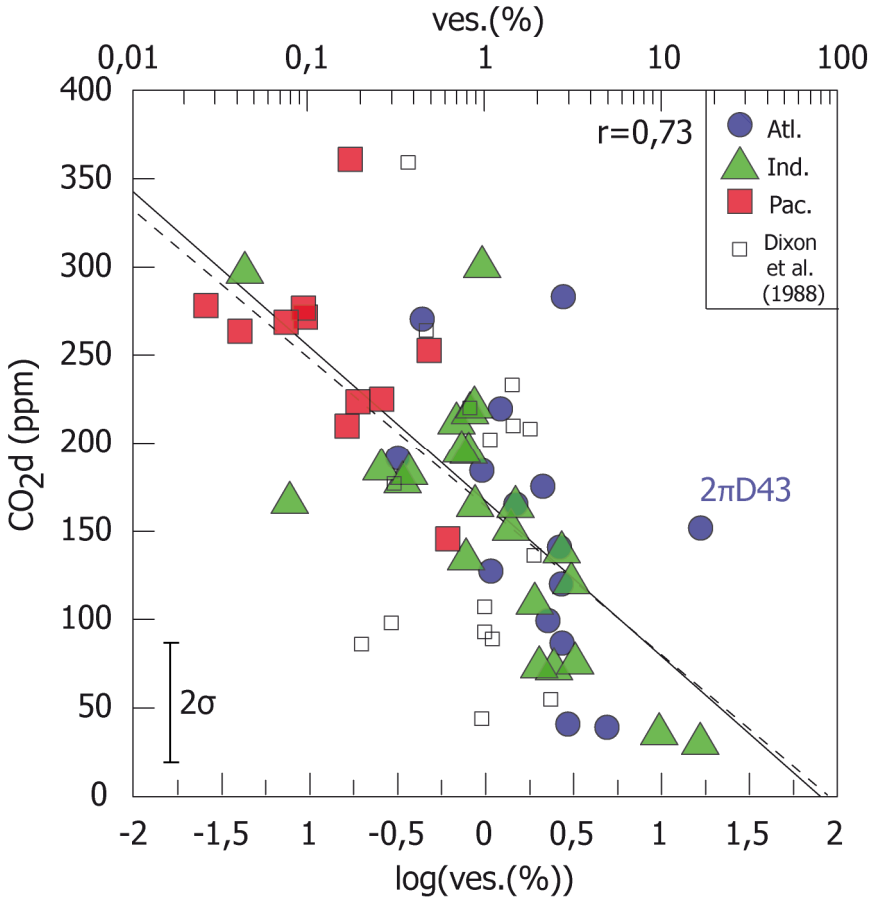


Figure 4-16 : CO_2 dissous (CO_2d) versus vésicularité (ves.) des MORBs de cette étude, les carrés blancs sont les données de Dixon et al. *(1988) (seules les données déterminées par FTIR ont été reportées). 2σ est l'incertitude moyenne (écart-type à 2σ) sur les mesures des échantillons de cette étude. PLU DR06-1-2 n'apparaît pas car le CO_2 n'a pas été détecté lors de l'analyse. La droite de régression en trait plein a été établie seulement à partir des échantillons de cette étude et est celle considérée dans cette étude (r=0,73), la droite en pointillés est la droite de régression incluant les échantillons de Dixon* et al. *(1988), donnée à titre indicatif.*

- Reconstruction des teneurs en CO_2 dissous à partir d'un dégazage en système fermé

Il est aussi possible de déterminer la teneur en CO_2 dissous $\left[CO_{2\,dissous}\right]$, dans le cas où nous connaissons la teneur en CO_2 des bulles $\left[CO_{2\,bulles}\right]$ et la quantité de dégazage Δ_{CO_2} dont les magmas ont été affectés (obtenus avec l'équation 4-10, dans le cas d'un système fermé) :

$$\Delta_{CO_2} = \frac{\left[CO_{2\,bulles}\right]}{\left[CO_{2\,bulles} + CO_{2\,dissous}\right]} \qquad 4\text{-}19$$

La quantité de CO_2 partie dans les bulles que l'on a estimée nous permet de retrouver la concentration initiale des magmas avant la vésiculation. En revanche, nous pouvons définir de façon plus fine les teneurs en CO_2 dissous, à partir de l'équation de dégazage, en système fermé (Equation 4-10). Cette méthode revient à calculer la teneur en CO_2 à partir de la droite de solubilité du CO_2 en fonction de la

profondeur (selon une relation linéaire le long de la droite de solubilité). Cette méthode paraît plus juste que l'équation empirique que nous avons utilisée puisque avec cette dernière, certaines teneurs en CO_2 dissous tombent dans le domaine de sous-saturation en CO_2, signifiant que les échantillons ne sont pas dégazés, ce qui est incohérent avec le fait qu'ils soient vésiculés. Néanmoins, cette méthode ne permet pas de prendre en compte la sursaturation possible des magmas en CO_2 (comme c'est le cas pour certains échantillons de notre étude, particulièrement des échantillons du Pacifique : 10 échantillons sur les 15 ayant une sursaturation supérieure à 1,5 proviennent de l'océan Pacifique, cf. 3.2.8 p. 174).

Finalement, selon la méthode d'estimation du CO_2 dissous des magmas, nous obtenons un écart maximum de ~40 ppm sur la moyenne de la teneur en CO_2 dissous des 438 segments (Tableau 4-4). La méthode par la régression linéaire donne une valeur moyenne (187±29 ppm) proche de la valeur moyenne des échantillons de la littérature (197±69). La méthode de détermination par la méthode du dégazage en système fermé donne des valeurs plus faibles (161±40 ppm).

Tableau 4-4 : Estimations des teneurs en CO_2 dissous (moyenne ± l'écart-type) selon la méthode de détermination.

méthode	CO_2d moyen	Régression linéaire	Dégazage système fermé
CO_2 dissous (ppm) moyen	197±69	187±29	161±40

4.6.3.4. Cartes des teneurs en CO_2 des bulles et dissous

Les teneurs en CO_2 des bulles pour chaque segment sont représentées sur la carte de la figure 4-17A. $\left[CO_{2bulles}\right]$=443±215 ppm (entre 49 et 1014 ppm). Les valeurs les plus faibles correspondent aux vésicularités les plus faibles. Par conséquent il est compréhensible de retrouver les concentrations les plus faibles sur l'EPR dans l'océan Pacifique. Les teneurs les plus fortes se situent généralement à proximité des points chauds. Notons que deux segments adjacents à l'Islande présentent des teneurs en CO_2 dans les bulles très faibles (discuté dans la partie suivante, cf. 4.6.4). Par propagation d'erreur sur l'incertitude sur la vésicularité (Equation 4-4), les incertitudes sur les teneurs en CO2 des bulles s'échelonnent de 23 à 480 ppm, soit 46%.

Les cartes B) et C) de la figure 4-17 représentent les estimations des teneurs en CO_2 dissous pour les 438 segments selon la méthode de la régression linéaire et de dégazage en système fermé, respectivement. Les deux méthodes utilisées montrent une répartition des teneurs en CO_2 dissous globalement similaires : les valeurs les plus faibles sont généralement situées à proximité des points chauds. Cependant, une différence plus flagrante provient de la répartition des ces teneurs entre les océans.

Les teneurs en CO_2 dissous sont plus fortes dans les magmas des dorsales de l'océan Pacifique que dans les deux autres océans lorsque l'on utilise la méthode de la régression linéaire. La répartition est inversée lorsque l'on se base sur un dégazage en système fermé pour estimer les teneurs en CO_2 dissous. Cependant dans les deux cas, les teneurs en CO_2 dissous semblent être similaires dans l'océan Indien (globalement entre 150 et 200 ppm, figure 4-17B et C). Les différences proviennent surtout des magmas des dorsales de l'océan Pacifique variant de 150 à 280 (210±30, figure 4-17B) et de 85 à 250 ppm (140± 25, figure 4-17C) suivant la méthode utilisée.

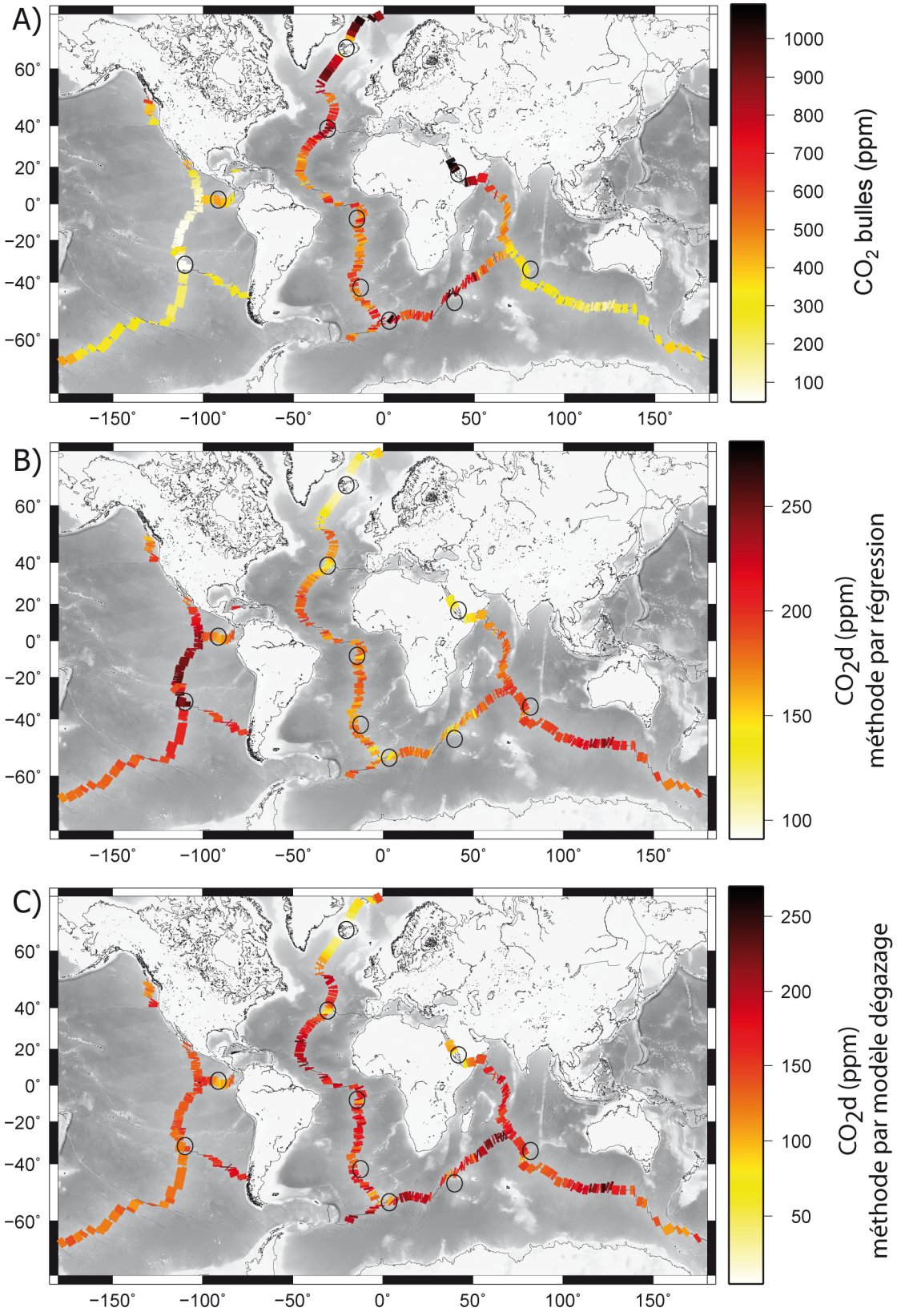


Figure 4-17 : Cartes des teneurs en CO_2 des magmas de chaque segment de dorsale médio-océanique, A) dans les bulles, B) dissous dans le magma estimées avec la méthode de la régression linéaire, C) dissous dans le magma estimées avec la méthode du modèle de dégazage en système fermé.

4.6.4. Carte des flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse aux dorsales médio-océaniques

4.6.4.1. Résultat

Les flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse ont été estimés d'après l'équation 4-13, en utilisant uniquement la teneur en CO_2 des bulles, calculée d'après l'équation 4-17.

L'incertitude sur l'estimation des flux ($\delta\Phi_{CO_2bulles}$), basée sur l'incertitude sur la vésicularité ($\delta ves.$) est :

$$\delta\Phi_{CO_2bulles} = \frac{100}{(100 - ves.)^2} \times \frac{\frac{1}{\rho} \cdot \frac{P}{P_0} \cdot \frac{T_0}{T}}{V_m} \times \Phi_{magma} \times \rho_{magma} \times \delta ves. \qquad 4\text{-}20$$

Les flux de CO_2 libérés pour chaque segment de dorsale présentent des variations de plus de trois ordres de grandeurs (entre $1{,}79.10^7$ mol/an pour le segment γ de la zone de fracture de Garrett sur l'EPR et $9{,}91.10^9$ mol/an pour le segment de la PAR à 41,5-49,8°S) et montrent une distribution logarithmique (la moyenne logarithmique est de 8,64 soit $4{,}3.10^8$ mol/an).
Les résultats présentés sous forme de carte sur la figure 4-20A. Cette carte met en évidence les flux les plus forts sur les segments les plus longs, ce que confirme la figure 4-18. La grande variabilité des flux de CO_2 pour chaque segment est très étroitement reliée à la grande variabilité de longueurs de segments : le segment le plus long (PAR à 41,5- 49,8°S) est de 945 km, contre 4 km pour le segment le plus petit (segment C de la zone de fracture de Siqueiros sur l'EPR). A l'inverse, les segments courts présentent les flux les plus faibles (exemple de la SWIR avec une moyenne de longueur de segment de 59±31 km).

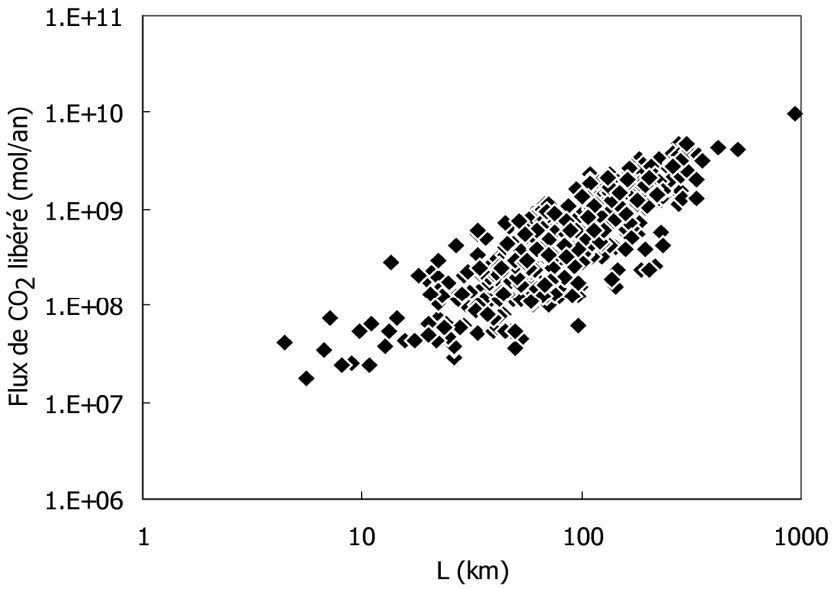


Figure 4-18: Flux de CO_2 libéré en fonction de la longueur de segment (L) (en échelle logarithmique) pour les 438 segments de dorsales océaniques de cette étude.

Lorsque nous normalisons les flux obtenus au kilomètre de dorsale, nous nous affranchissons de la longueur des segments (Figure 4-20B). Les flux les plus forts se localisent globalement dans les zones d'interaction ride-point chaud, à l'exception de celui de l'île de Pâques (Easter Island) dans le Pacifique. Il existe aussi une zone de flux très élevés à l'aplomb de la ride de Juan de Fuca dans le Pacifique Nord, qui n'est pas située à proximité d'un point chaud. Les flux les plus faibles se situent quant à eux pour la plupart sur la SWIR. Lorsque les flux sont normalisés au kilomètre de dorsale, il apparaît que les flux sont plutôt reliés à l'épaisseur de croûte océanique, et par conséquent à la profondeur bathymétrique (Figure 4-19A et B), puisque bathymétrie et épaisseur de croûte océanique sont négativement corrélées (Klein et Langmuir 1987; Langmuir *et al.* 1992). Il est donc compréhensible d'observer des flux plus forts à proximité de points chauds, où les épaisseurs de croûte océanique sont généralement plus importantes. La dispersion dans la figure 4-19A et dans la figure 4-19B est fonction du taux d'accrétion. Cependant, son influence sur les flux est plus complexe (Figure 4-19C), dans la mesure où il a un effet positif sur le volume de croûte émis, mais un effet inverse sur la vésicularité. Cela peut expliquer le fait qu'il n'y ait pas de répartition de l'intensité des flux dans un océan donné, contrairement aux taux de dégazage affectant les magmas des segments de dorsale (Figure 4-12). Malgré les faibles vésicularités des magmas des dorsales du Pacifique, les flux de CO_2 produits par ces dernières ne sont pas particulièrement faibles : au contraire, il libère ~60% plus de CO_2 que les dorsales de l'Atlantique, et deux fois que les dorsales de l'Indien (Figure 4-20A).

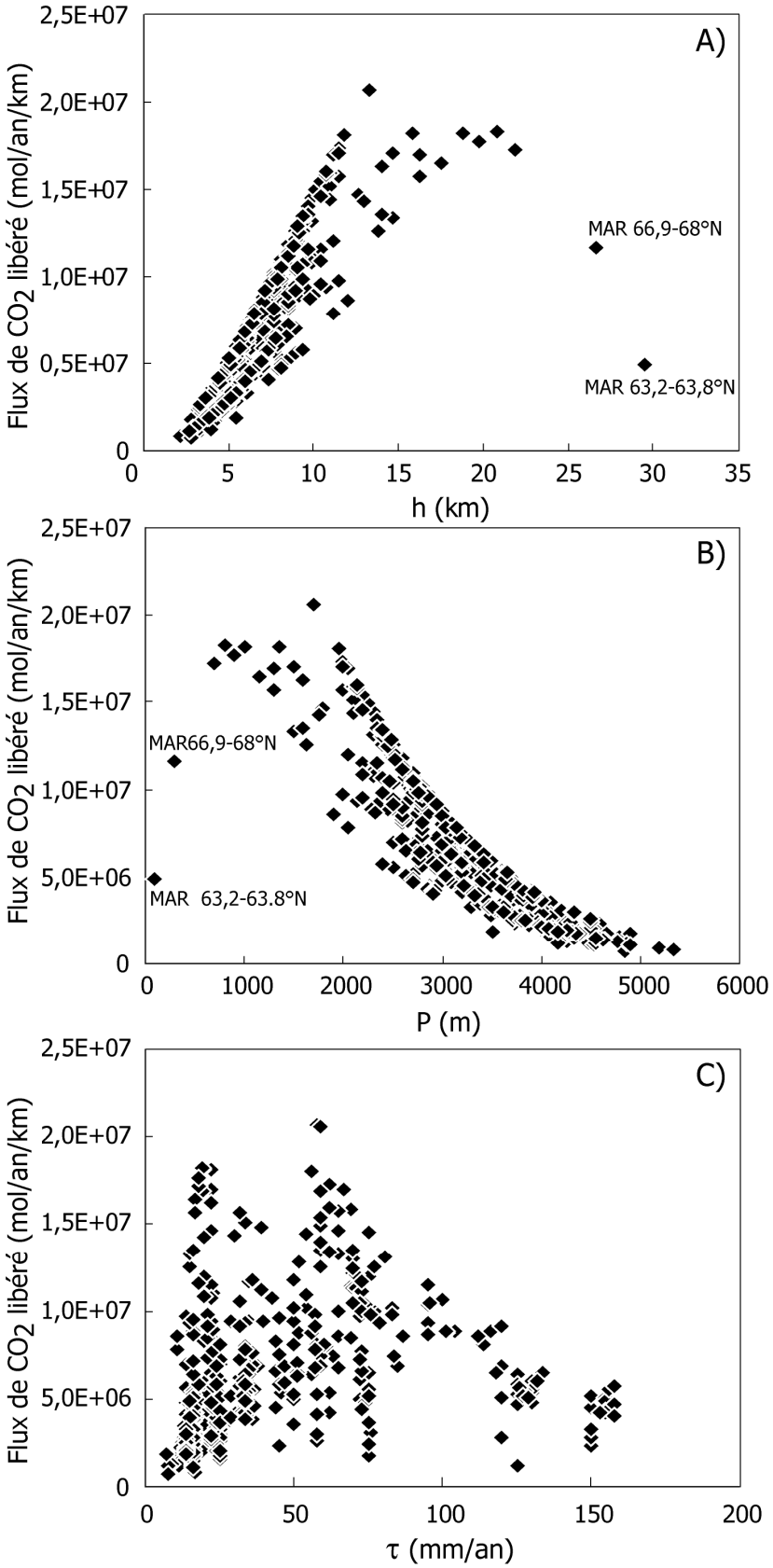


Figure 4-19 : Flux de CO_2 gazeux normalisé au kilomètre de dorsale : A) en fonction de l'épaisseur de croûte océanique (h) pour chaque segment, B) en fonction de la profondeur bathymétrique, C) en fonction du taux d'accrétion.

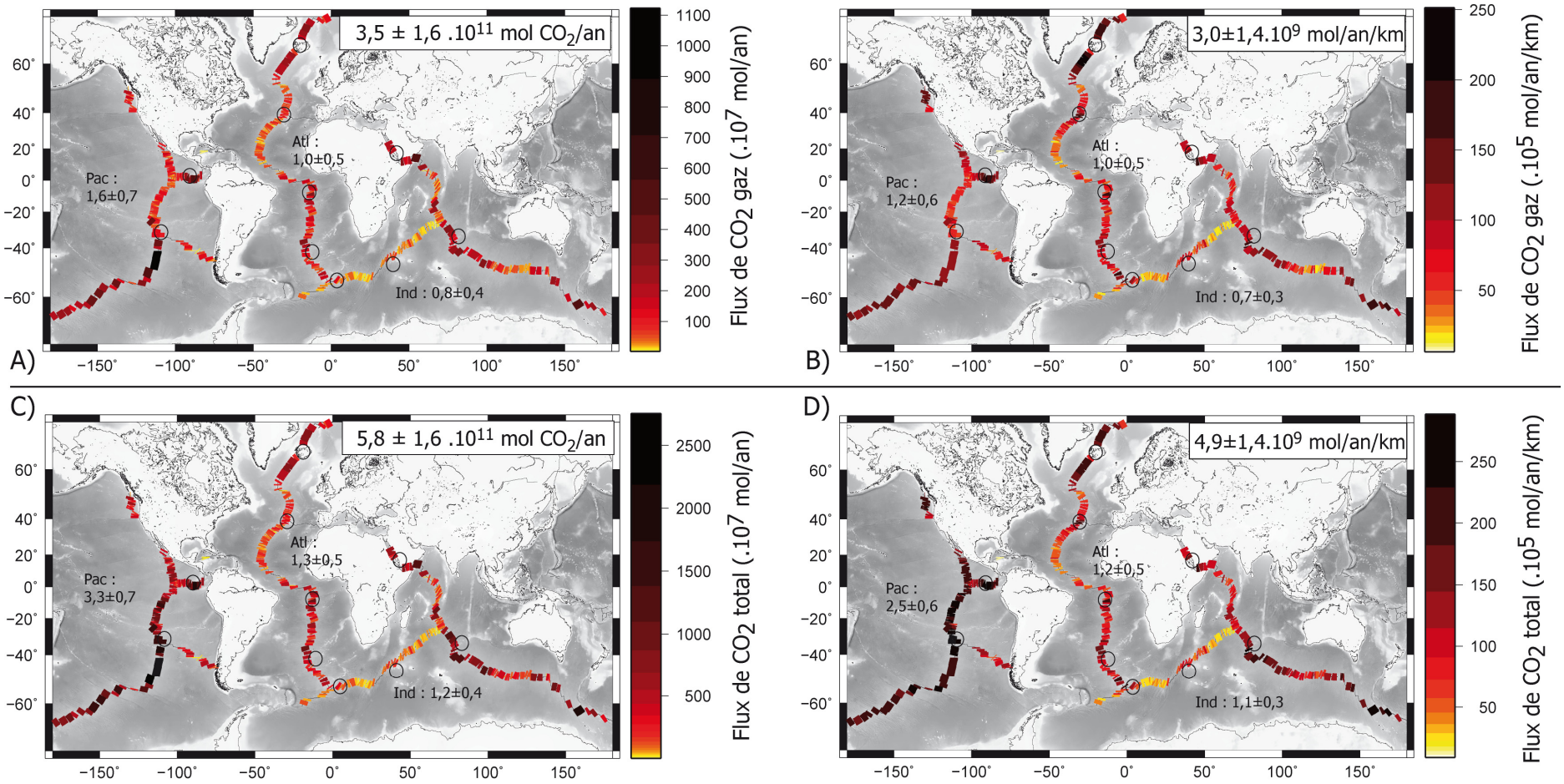


Figure 4-20 : Cartes des flux de CO_2 libérés par les magmas à chaque segment de dorsale océanique. Panneau supérieur : flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse : A) mol/an, B) mol/an/km (normalisé au kilomètre de dorsale). Panneau inférieur : flux de CO_2 total (CO_2 bulles + CO_2 dissous) : C) mol/an, D) mol/an/km (normalisé au kilomètre de dorsale), les teneurs en CO_2 dissous utilisées sont celles déterminées par la méthode de la régression linéaire, les cercles représentent les localisations des principaux points chauds situés près des rides (légende en figure 4-12), la somme des flux par océan est indiquée sur les figures A) et C) (en .10^{11} mol/an).

4.6.4.2. Cas des segments à moins de 1000 m de profondeur

Les deux segments immédiatement adjacents à l'Islande (MAR 63,2-63,8°N et MAR 66,9-68°N) présentent des flux très faibles comparés à leurs segments voisins (ayant le même taux d'accrétion), après normalisation au kilomètre de dorsale. Ces deux segments présentent des profondeurs d'éruption très faibles (100 et 300 m de profondeur) de même que 5 autres de leurs segments voisins ayant une profondeur bathymétrique inférieure ou égale à 1000 m. Comme nous l'avons énoncé précédemment, les vésicularités des magmas appartenant à des segments peu profonds (profondeurs inférieures à 1000 m) sont sous-estimées puisque nous ne prenons pas en compte l'expansion des gaz qui agit de manière exponentielle (cf. 4.3.5 et 3.2.3 p.157). Pour ces segments, le flux de CO_2 est donc sous-estimé. Pour plus de rigueur, il aurait été plus convenable d'utiliser le logarithme de la profondeur au lieu de la profondeur seule dans la régression multiple linéaire (cf. 4.3.2). Cependant, dans ce cas, les flux de ces segments auraient probablement été surestimés car lorsque la profondeur devient faible, il y a plus d'H_2O présent dans la phase vapeur aux dépens du CO_2.

Cela concerne 7 segments, qui sont situés près de l'Islande. L'influence de la profondeur sur la quantité de CO_2 présent dans les bulles est montrée sur la figure 4-21. La relation est complexe, compte-tenu de l'influence de la profondeur non seulement sur la vésicularité mais aussi dans le calcul des teneurs en CO_2 dissous. Pour un taux d'accrétion constant : la teneur en CO_2 diminue fortement de 1500 à 100 m de profondeur, expliquant ainsi les très faibles teneurs en CO_2 gazeux des magmas des deux segments MAR 3,2-63,8°N et MAR 66,9-68°N comparées à celles de leurs voisins dont la vésicularité est aussi sous-estimée.

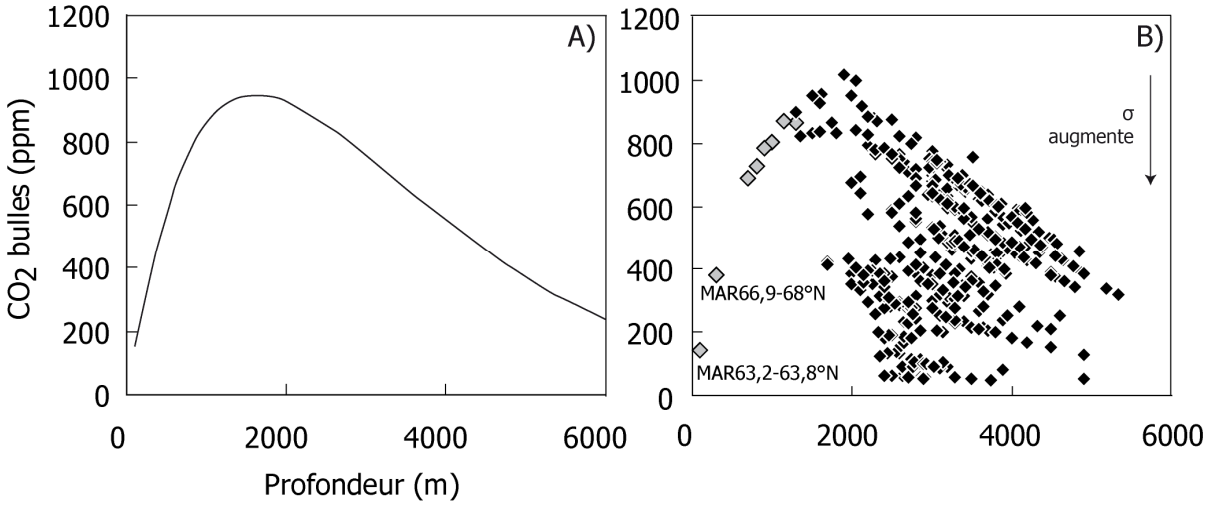


Figure 4-21 : Evolution de la teneur en CO_2 présent dans les bulles (ppm) en fonction de la profondeur d'éruption calculée d'après les équations combinées 4-5 (détermination de la vésicularité sans le rapport K_2O/TiO_2) et 4-17 (détermination de la teneur en CO_2 des bulles), A) pour un taux d'accrétion (τ) constant, B) pour les magmas de tous les segments, les losanges gris sont les segments proches de l'Islande.

L'ajout des 438 flux calculés (pour chacun des segments de dorsale) donne le flux total de CO_2 libéré, soit $3,5\pm1,6.10^{11}$ mol/an. Cette estimation est un minimum, dans la mesure où environ 6% des dorsales sont manquantes (cf. 4.4.2). Le flux de CO_2 total libéré aux dorsales serait donc sous-estimé d'environ 6%. Pour avoir une estimation approximative du flux total émis par le système global des dorsales médio-océaniques (45369+2700=48069 km, cf. 4.4.2), nous pouvons normaliser le flux total obtenu pour la longueur de cette étude de (45369 km) à la longueur totale (48069 km), nous obtenons un flux total de CO_2 libéré sous forme gazeuse de $3,7.10^{11}$ mol CO_2/an.
En augmentant la vésicularité des magmas des segments se situant à moins de 1000 m de profondeur (+5% en moyenne, cf. 4.3.5, figure 4-7B), les flux de CO_2 libéré sont ré-estimés de $3,5.10^{11}$ mol/an à $3,6.10^{11}$ mol/an.

4.6.4.3. Influence du rapport K_2O/TiO_2

Dans cette étude, nous avons dû négliger le paramètre compositionnel, intervenant dans le contrôle de la vésicularité. Afin de tester l'influence de ce paramètre dans les flux de CO_2, nous avons sélectionné les 268 segments dont le rapport K_2O/TiO_2 est disponible (déterminé avec en moyenne 30 données par segment), d'après la base des segments de Su (2002). Le rapport K_2O/TiO_2 moyen des échantillons de ces segments est de $0,11\pm0,08$ (20% ont un rapport $K_2O/TiO_2\geq0,15$). Nous avons ensuite calculé les flux de CO_2 libéré sur ces 268 segments en négligeant le rapport K_2O/TiO_2 puis en le prenant en compte dans les calculs. Dans les deux cas, la somme des flux est similaire ($\sim2,5.10^{11}$ mol/an). L'influence de la composition de la source semble donc être minime sur l'estimation du flux de CO_2 global des rides médio-océaniques, et ce dernier ne semble pas être sous-estimé lorsque le paramètre compositionnel est négligé. En revanche, la figure 4-22 montre des variations à l'échelle de chaque segment : lorsque le rapport K_2O/TiO_2 est négligé, les flux de certains segments (faible K_2O/TiO_2) sont surestimés, et les magmas enrichis (forts K_2O/TiO_2) sont sous-estimés, à partir d'une valeur seuil du rapport K_2O/TiO_2 de ~0,13 (lorsque le rapport K_2O/TiO_2 est de 0,15, les flux sont identiques). Le rapport K_2O/TiO_2 semble jouer un rôle non négligeable dans les estimations de flux à l'échelle du segment de dorsale médio-océanique.

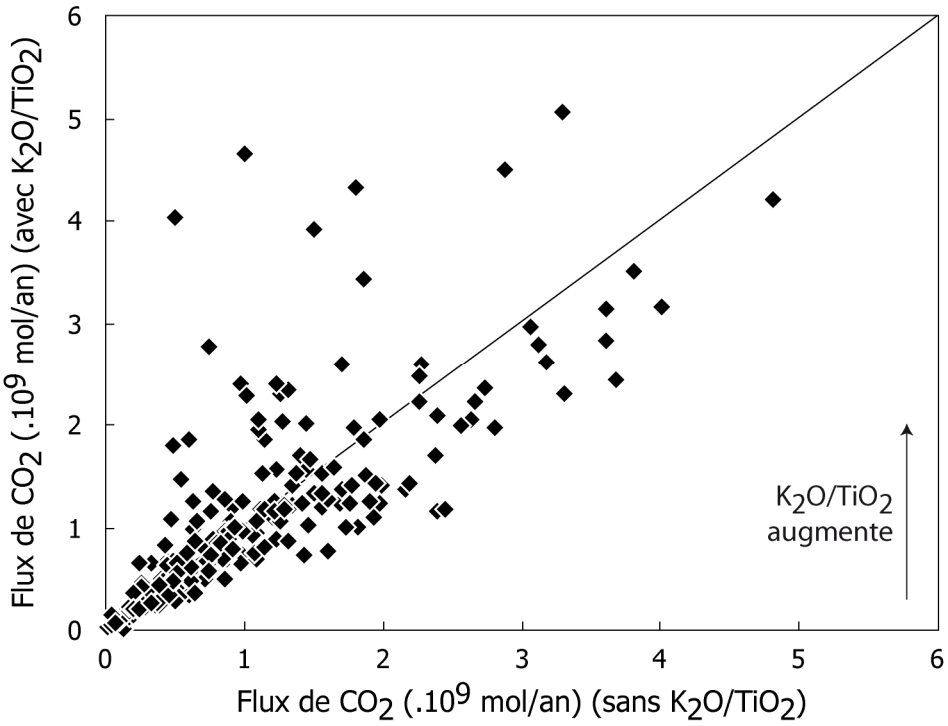


Figure 4-22 : Flux de CO_2 obtenus en ayant utilisé le rapport K_2O/TiO_2 dans le calcul de la vésicularité (Equation 4-3) en fonction des flux de CO_2 obtenus en ayant négligé le rapport K_2O/TiO_2 dans le calcul de la vésicularité (Equation 4-5). Ce graphe montre les variations des flux de CO_2 selon la prise en compte ou non du rapport K_2O/TiO_2 dans la détermination de la vésicularité. La droite 1:1 est représentée. Les flux estimés en négligeant le rapport K_2O/TiO_2 semblent surestimés lorsque le rapport K_2O/TiO_2 est faible (<0,13) (les points se situent au-dessous de la droite 1:1), et sous-estimés lorsque le rapport K_2O/TiO_2 est élevé (>0,13) (les points se situent au-dessus de la droite 1:1).

4.6.5. Carte des flux de CO_2 total émis aux dorsales médio-océaniques

L'estimation des flux totaux de CO_2 émis par les magmas, est établie avec l'équation 4-13 à partir de la teneur en CO_2 totale du magma ($\left[CO_{2bulles} + CO_{2dissous}\right]$). La différence avec l'estimation des flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse est que l'on rajoute la teneur en CO_2 dissous dans les magmas. Il faut donc ajouter les flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse et les flux de CO_2 dissous émis. Nous avons établi 3 méthodes différentes (cf. 4.6.3.3) pour estimer les valeurs des teneurs en CO_2 dissous. Nous avons d'abord regardé l'influence des teneurs obtenues avec ces 3 méthodes différentes sur les flux calculés. Le tableau 4-5 montre une différence maximum de $0{,}8.10^{11}$ mol/an selon les teneurs en CO_2 dissous utilisées, avec des valeurs de flux total émis variant entre 5,1 et $5{,}8.10^{11}$ mol/an.

Tableau 4-5 : Estimations des flux de CO_2 total émis selon la méthode de détermination du CO_2 dissous.

méthode	CO_2d moyen	Régression linéaire	Dégazage système fermé
Flux de CO_2 total émis (mol/an)	$5{,}8.10^{11}$	$5{,}8.10^{11}$	$5{,}0.10^{11}$

Pour la suite, nous avons considéré les flux totaux obtenus en utilisant la teneur en CO_2 dissous déterminés par la méthode de la régression linéaire. Les résultats montrent une répartition des flux similaire à celle des flux de CO_2 sous forme gazeuse (Figure 4-20A et figure 4-20C), avec une variabilité légèrement plus faible (entre $4{,}4.10^7$ et $2{,}1.10^{10}$ mol/an). Les dorsales pacifiques sont celles qui émettent le plus de CO_2, avec un flux de $3{,}3\pm0{,}7.10^{11}$ mol/an, contre $1{,}3\pm0{,}5.10^{11}$ mol/an pour l'Océan Atlantique et $1{,}2\pm0{,}4.10^{11}$ mol/an pour l'Océan Indien.
Les flux normalisés au kilomètre de dorsale mettent en évidence les forts flux situés à proximité des points chauds (Figure 4-20D), mais aussi pour les dorsales pacifiques, compte-tenu des plus grandes quantités en CO_2 dissous dans les magmas du Pacifique (lorsqu'elles sont déterminées avec la méthode de la régression linaire, figure 4-17B).

La valeur totale des flux émis est de $5{,}8\pm1{,}6.10^{11}$ mol/an. Cette valeur est directement comparable aux estimations basées sur la reconstruction en CO_2 dans le manteau que l'on trouve dans la littérature (*e.g.* Saal *et al.* 2002; Cartigny *et al.* 2008), puisque ces études ne distinguent pas le CO_2 émis sous forme gazeuse du CO_2 restant dans le magma, mais prennent en compte le CO_2 total émis. Les larges variations dans les estimations des flux de CO_2 (de 10^{11} à plus de 10^{13} mol/an) reflètent probablement les différentes méthodes utilisées (*e.g.* $CO_2/^3He$ dans les basaltes et/ou les fluides hydrothermaux des dorsales médio-océaniques, CO_2/Nb), mais aussi les différentes méthodes utilisées pour reconstruire les teneurs en CO_2 dans le manteau (cf. 4.6.1). Chaque méthode souffre de suppositions et de simplifications. Le point commun entre ces différentes méthodes est que les estimations sont réalisées sur des études locales (*e.g.* MAR 14°N, MAR 36°N, EPR 13°N, EPR 8°N, Mer rouge 20,5°N, Marty et Tolstikhin 1998) ou régionales (*e.g.* SWIR, Cartigny *et al.* 2001 ; MAR 14°N et MAR 34°N, Cartigny *et al.* 2008). Les résultats sont ensuite extrapolés au système global des rides médio-océaniques, en considérant un taux de fusion partielle moyen de 10% et un taux de production magmatique de 21 km^3/an (Crisp 1984). En revanche, dans notre étude, l'estimation du flux total émis dans cette étude est la somme des flux calculés pour chaque segment de dorsale. Grâce à cette approche, nous montrons que les flux de carbone sont fortement variables d'un segment à l'autre et que l'extrapolation des études locales au système global de rides médio-océaniques va inévitablement contribuer à de larges incertitudes sur l'estimation globale entre les auteurs. La force de notre approche est la couverture globale des rides médio-océaniques et l'inutilité d'une détermination, *a priori*, des teneurs en carbone du manteau.

Certaines études (*e.g.* Saal *et al.* 2002; Cartigny *et al.* 2008) reposent sur la reconstruction de la teneur en CO_2 dans le manteau, pour pouvoir estimer les flux de CO_2 émis à l'aplomb des dorsales médio-océaniques, connaissant le taux de fusion partielle moyen des MORBs (10%) et leur masse volumique (2,8 g/cm^3) ainsi que la productivité magmatique (21 km^3/an, Crisp 1984) (cf. 4.6.1). Cela a conduit à

des estimations de flux de CO_2 émis compris entre $9,3\pm2,8.10^{11}$ (Saal *et al.* 2002) et $23^{+27}_{-13}.10^{11}$ mol/an (Cartigny *et al.* 2008) (cf. 4.6.1). La valeur moyenne obtenue dans cette étude est plus faible, soit $5,8\pm1,6.10^{11}$ mol/an. Une des raisons de cette différence provient en partie du volume de croûte utilisée (18,6 km^3 dans cette étude contre 21 km^3 pour les autres estimations). Le flux obtenu dans cette étude ($5,8.10^{11}$ mol/an) recalculé avec un flux de croûte océanique de 21 km^3/an contribue à augmenter l'évaluation des flux d'environ 15% ($6,5\pm1,8.10^{11}$ mol/an), similaire à la gamme basse de Saal *et al.* (2002) étant de $6,5.10^{11}$ mol/an (Tableau 4-3 et figure 4-23).

Le flux total émis par les magmas des dorsales médio-océaniques calculé dans cette étude apparaît donc être faible par rapport aux valeurs de la littérature (Figure 4-23). La question se pose donc de savoir si le flux calculé dans notre étude est effectivement sous-estimé. Ce cas est probable si les MORBs subissent un ou plusieurs stades de dégazage en système ouvert contribuant à une perte de bulles, ce que les études basées sur les isotopes du carbone (Des Marais et Moore 1984; Bottinga et Javoy 1989, 1990a, 1991; Cartigny *et al.* 2008) et des gaz rares suggèrent (Marty et Tolstikhin 1998; Burnard 1999a; Marty et Zimmermann 1999; Burnard 2001; Burnard *et al.* 2002; Burnard *et al.* 2003). D'après notre modèle, il faudrait rajouter 1% de vésicularité pour obtenir un flux de $\sim1.10^{12}$ mol/an et 2,5% de vésicules pour obtenir un flux de $\sim2,2.10^{12}$ mol/an. Dans la partie 4.3.3, nous avons suggéré que nous nous étions affranchis de phénomènes de perte et de gain de bulles affectant certains échantillons, et de plus ou moins grande ampleur. Cependant, en plus de ces phénomènes, il est également possible que tous les échantillons aient été affectés par une même quantité de perte de bulles (permettant ainsi d'observer les relations entre vésicularité, profondeur, taux d'accrétion, et enrichissement de la source). D'après Sarda et Moreira (2002), tous les MORBs auraient perdu entre 95% et 99% de leur vésicularité, à partir de la systématique des gaz rares He-Ar-Ne. Si on considère une vésicularité moyenne des échantillons de 1% (moyenne de la vésicularité des magmas des 438 segments de dorsale), leur vésicularité initiale était donc en moyenne proche de 20%. Cela conduit à augmenter drastiquement l'estimation des flux totaux émis à $1.6.10^{13}$ mol/an, correspondant à la valeur la plus haute de la littérature ($13\text{-}17.10^{12}$ mol/an, Javoy et Pineau 1991, 4.6.1). Notons que cette interprétation implique que les teneurs initiales en gaz rares soient celles de la popping-rock, échantillon ayant préservé sa teneur initiale en volatils et contenant une très grande quantité de CO_2 (12600±1800 ppm, synthèse de Cartigny *et al.* 2008, cf. 1.4.5.4 p. 68), et l'utilisation de coefficients de solubilités différents des valeurs expérimentales généralement admises (*e.g.* le rapport de solubilité S_{He}/S_{Ar} est augmenté d'un facteur de 14).

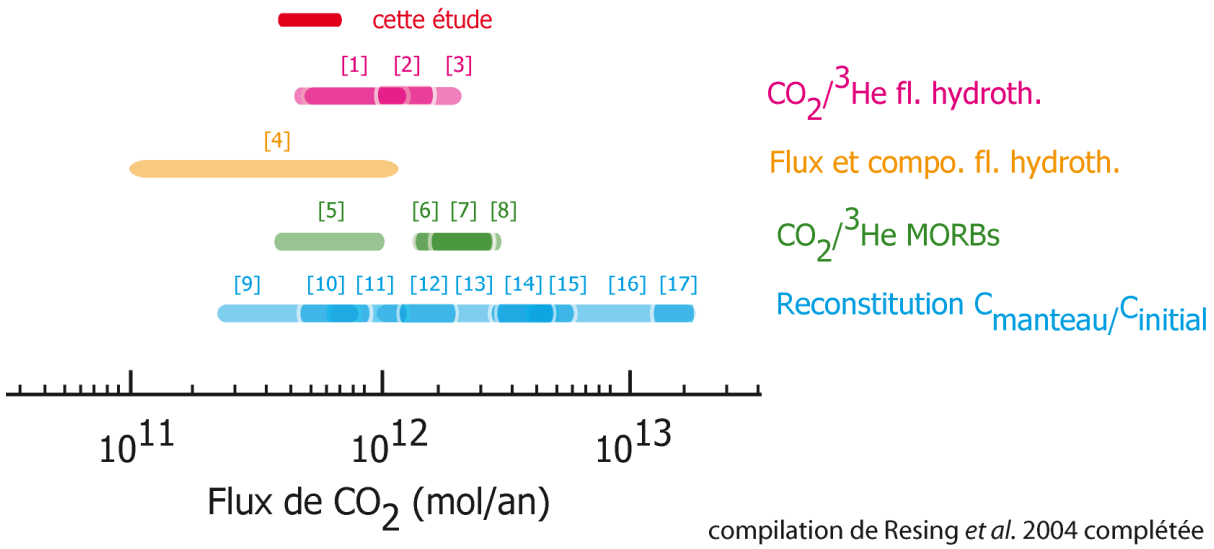


Figure 4-23 : Schéma synthétisant les différentes estimations du flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques présentées précédemment (cf. 4.6.1 et compilation dans le tableau 4-3), fl. hydroth. = fluides hydrothermaux, compo. = composition, $C_{manteau}$ = teneur en CO_2 du manteau, $C_{initial}$: teneur initiale en CO_2 dans le magma (i.e. pré-dégazage) – schéma élaboré et complété à partir de la compilation de Resing et al. 2004 – en rose : méthode basée sur le rapport $CO_2/^3He$ dans les fluides hydrothermaux ([1]Des Marais et Moore 1984, [2]Corliss et al. 1979, [3]Resing et al. 2004), en jaune : étude des compositions chimiques des évents hydrothermaux associée aux flux massiques de fluides hydrothermaux ([4]Elderfield et Schultz 1996) en vert : $CO_2/^3He$ dans les MORBs ([8]Marty et Jambon 1987 et Marty et Tolstikhin 1998, [7]Marty et Zimmermann 1999, [6]Sarda et Graham 1990, [5]Graham et Sarda 1991), en bleu : reconstitution de la teneur en CO_2 du manteau ([9]Gerlach 1989, [10]Gerlach 1991b, [11]Saal et al. 2002, [12]Shaw et al. 2010, [13]Cartigny et al. 2008, [14]Aubaud et al. 2004, [15]Holloway 1998, [16]Cartigny et al. 2001, [17]Javoy et Pineau 1991).

Les plus faibles estimations des flux de CO_2 de cette étude par rapport aux estimations antérieures, pourraient être la conséquence de pertes de bulles ayant affecté les magmas des rides médio-océaniques. La vésicularité observée et mesurée dans les MORBs de cette étude pourrait donc être un minimum, conduisant à des estimations de flux de CO_2 sous-estimées. Dans ce cas, la somme $\left[CO_{2bulles} + CO_{2dissous}\right]$ ne reflèterait pas la teneur initiale des MORBs, mais correspondrait à une valeur minimum, puisque la vésicularité que l'on mesurerait serait sous-estimée. Afin de mieux évaluer cette hypothèse, nous avons donc comparé les valeurs de CO_2 total que nous avons calculées par rapport aux valeurs des teneurs initiales en CO_2 (pré-dégazage) de la littérature. Nous avons pu aussi grâce à ces valeurs établir une carte des teneurs en CO_2 du manteau.

4.7. CO_2 dans le manteau

4.7.1. Méthodologie

Comme nous l'avons mentionné précédemment, de nombreuses études visent à reconstruire la teneur en CO_2 du manteau afin de pouvoir estimer les flux de CO_2 émis à l'axe des dorsales médio-océaniques (cf. 4.6.1). Dans notre cas, nous avons pu aboutir aux valeurs de flux de CO_2 par une autre approche. Par conséquent, nous pouvons donc, à partir de nos calculs, remonter à la teneur en CO_2 du manteau (en ppm), à l'aplomb de chaque segment selon l'équation 4-21, à partir de l'équation de fusion partielle à l'équilibre (Shaw 1970), et en considérant le CO_2 parfaitement incompatible ($D_{CO_2} = 0$) lors de la fusion partielle (*e.g.* Saal *et al.* 2002, Cartigny *et al.* 2008) :

$$\left[CO_2\right]_0 = \left[CO_{2\,initial}\right] \times F \text{ , avec } \left[CO_{2\,initial}\right] = \left[CO_{2\,bulles}\right] + \left[CO_{2\,dissous}\right] \qquad 4\text{-}21$$

$\left[CO_{2\,initial}\right]$ *est la teneur initiale en* CO_2 *du magma, pré-dégazage,*

F *est le taux de fusion partielle,*

$\Phi_{CO_2 total}$ *est le flux de* CO_2 *total émis calculé d'après l'équation 4-13,*

Φ_{magma} *est le flux de magma émis (cf. 4.6.3.1).*

Cette méthode implique que la teneur totale en CO_2 ($\left[CO_{2\,bulles}\right] + \left[CO_{2\,dissous}\right]$) corresponde à la teneur initiale en CO_2.

Le taux de fusion partielle (F) est estimé à partir de sa relation avec le Na_8 déterminée avec des liquides de fusion partielle calculés par Bézos (2003), à partir du modèle de Langmuir *et al.* (1992), comme nous l'avons vu dans la partie 4.3.3 (Equation 1-9).

Les incertitudes sur les estimations des teneurs en CO_2 du manteau sont proportionnelles à l'incertitude sur la teneur en CO_2, qui est établie à partir de l'incertitude sur le calcul de la vésicularité. Plus la teneur en CO_2 totale (considérée ici comme étant la teneur initiale en CO_2 $\left[CO_{2\,initial}\right]$) est élevée, plus l'incertitude sur l'estimation de la teneur en CO_2 du manteau est grande. En moyenne, l'incertitude obtenue sur la teneur en CO_2 totale et sur la teneur en CO_2 du manteau pour chaque segment est estimée à 34%.

4.7.2. Résultats

4.7.2.1. Carte des teneurs en CO_2 du manteau source des MORBs sous les dorsales médio-océaniques

Les résultats (calculés en utilisant les valeurs de CO_2 dissous déterminées par la méthode de la régression linéaire, cf. 4.6.3.3) reportés sur la carte de la figure 4-24 montrent une distribution logarithmique des teneurs en CO_2 mantellique à l'aplomb de chaque segment de dorsale. Les valeurs s'échelonnent entre 21(±3) ppm (EPR 1,3-1,9°N) et 207(±91) ppm (MAR 69-70,6°N) (les valeurs entre parenthèses correspondent aux incertitudes). Seulement 3% des concentrations sont supérieures à 100 ppm. Celles-ci se localisent pour la plupart dans les zones proches de point chaud (Islande, Açores, Bouvet, Afar et Marion). A l'inverse, les points chauds de l'île de Pâques (Océan Pacifique) et de Saint Paul-Amsterdam (Océan Indien) ne montrent pas de valeur de CO_2 significativement plus élevées que celles des dorsales éloignées des points chauds. Des concentrations sont légèrement plus élevées au niveau de la ride de Juan de Fuca. La moyenne logarithmique des concentrations en CO_2 mantellique à l'aplomb de chaque segment de dorsale est de 66^{+35}_{-23} ppm.

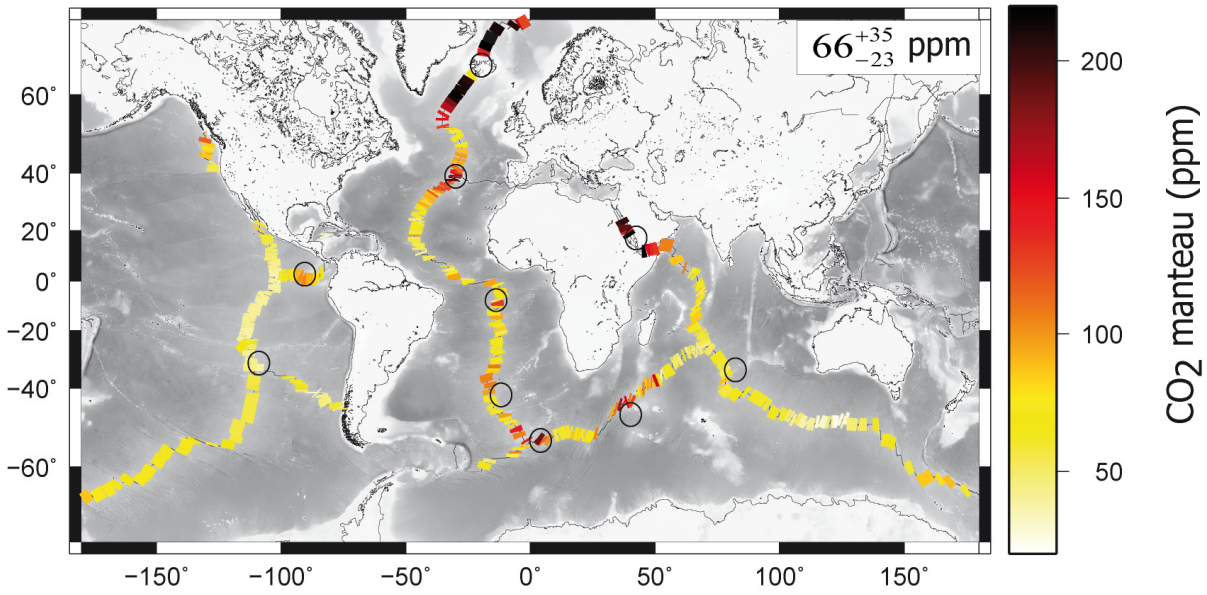


Figure 4-24 : Carte des concentrations en CO_2 du manteau pour chaque segment de dorsale.les ronds représentent les points chauds situés à proximité des dorsales (voir légende figure 4-12 p. 234).

4.7.2.2. Influence de la méthode de détermination des teneurs en CO_2 dissous

Quelle que soit la méthode utilisée pour déterminer les teneurs en CO_2 dissous des échantillons, à l'aplomb de chaque segment, les teneurs en CO_2 mantellique globales sont similaires (Tableau 4-6) et distribuées identiquement entre les segments (Figure 4-25), hormis pour les deux segments très peu profonds de l'Islande. Si la teneur en CO_2 mantellique est réellement sous-estimée, alors cela ne semble pas être lié à la méthode de détermination du CO_2 dissous, dont la valeur moyenne varie entre 62 et 66 ppm (Figure 4-25). La majeure partie du CO_2 est sous forme gazeuse, et d'après nos estimations, la teneur en CO_2 dissous représente environ un tiers de la teneur en CO_2 totale en moyenne. Son influence est donc moindre dans la reconstruction des teneurs en CO_2 dans le manteau.

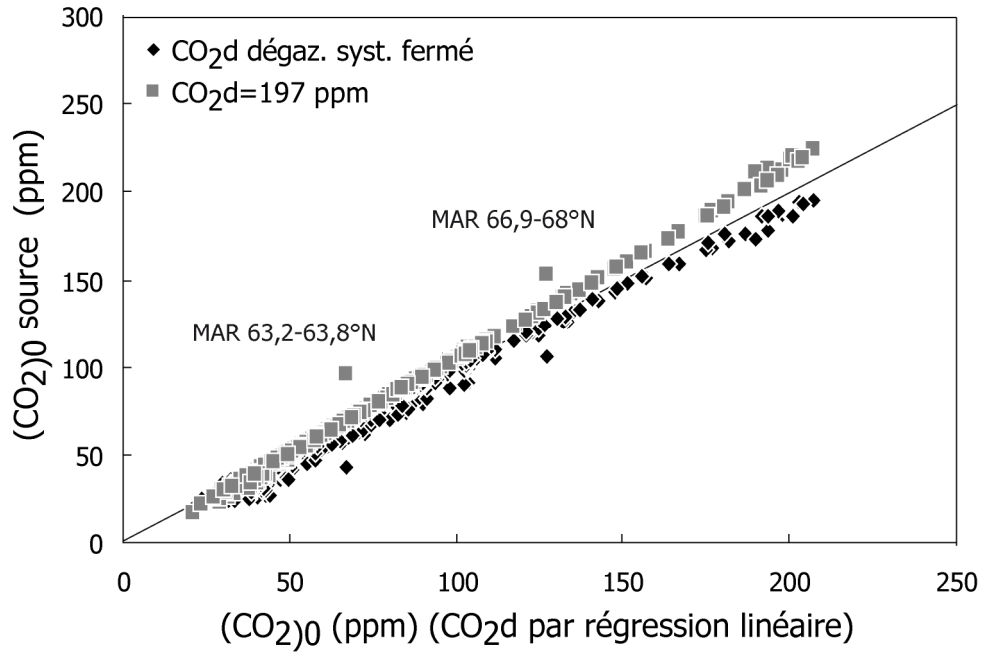


Figure 4-25 : Variations des teneurs en CO_2 de la source selon la méthode d'estimation du CO_2 dissous (CO_2d) (cf. 4.6.3.3) : en abscisses : CO_2d déterminé par la régression linéaire, en ordonnées : carrés gris : CO_2d=197 ppm, losanges noirs : CO_2d déterminé par les courbes de dégazage en système fermé, les données qui sortent sont les deux segments peu profonds proches de l'Islande : MAR 63,2-63,8°N et MAR 66,9-68°N. La droite 1:1 est représentée en trait plein.

Tableau 4-6 : Estimations des teneurs en CO_2 du manteau moyennes selon la méthode de détermination du CO_2 dissous et la variabilité sur les 438 segments.

méthode	CO_2d moyen	Régression linéaire	Dégazage système fermé
CO_2 manteau (ppm)	68^{+40}_{-25}	66^{+35}_{-23}	62^{+37}_{-23}

4.7.2.3. Influence du K_2O/TiO_2

L'étude de la carte de la figure 4-24 indique que les valeurs élevées de CO_2 du manteau se situent à proximité des points chauds, zones où la profondeur bathymétrique est plus faible et où l'enrichissement de la source en éléments incompatibles est plus élevé. Néanmoins, en comparant les valeurs de CO_2 mantellique à proximité des points chauds, les valeurs ne semblent pas être exactement celles auxquelles on s'attendrait. Par exemple, la zone d'interaction avec le point chaud des Açores présente des rapports $(La/Sm)_N$ supérieurs à ceux de l'Islande (*e.g.* Schilling *et al.* 1983). Il serait donc plus compréhensible d'observer une teneur en CO_2 mantellique plus importante à proximité des zones plus enrichies en éléments incompatibles (forts $(La/Sm)_N$ et K_2O/TiO_2) telles que les Açores plutôt que vers l'Islande qui présente une source moins enrichie. Nous avons vu précédemment (Figure 4-3) qu'il y a une sous-estimation de la vésicularité des magmas très enrichis en éléments incompatibles puisque nous avons négligé le paramètre K_2O/TiO_2 dans la détermination de la vésicularité. Donc, pour les zones à forts rapports K_2O/TiO_2, la teneur en CO_2 total des magmas est sous-estimée, et par conséquent la teneur en CO_2 du manteau est aussi sous-estimée. La figure 4-26 montre les différentes valeurs de CO_2 mantellique obtenues selon que l'on considère le rapport K_2O/TiO_2 ou non le long de la partie Nord de la MAR, mettant en évidence l'interaction avec le point chaud des Açores et de l'Islande. Dans le cas où le rapport K_2O/TiO_2 est négligé dans la détermination de la vésicularité, les teneurs en CO_2 du manteau sous la zone très enrichie des Açores sont plus faibles que celles de l'Islande. En revanche, lorsque le rapport K_2O/TiO_2 est pris en compte, les vésicularités plus importantes conduisent à des teneurs initiales en CO_2 plus importantes, et les teneurs en CO_2 mantellique sont globalement supérieures à celles de l'Islande (allant jusqu'à la valeur très élevée de 821 ppm, correspondant à un rapport K_2O/TiO_2=0,53).

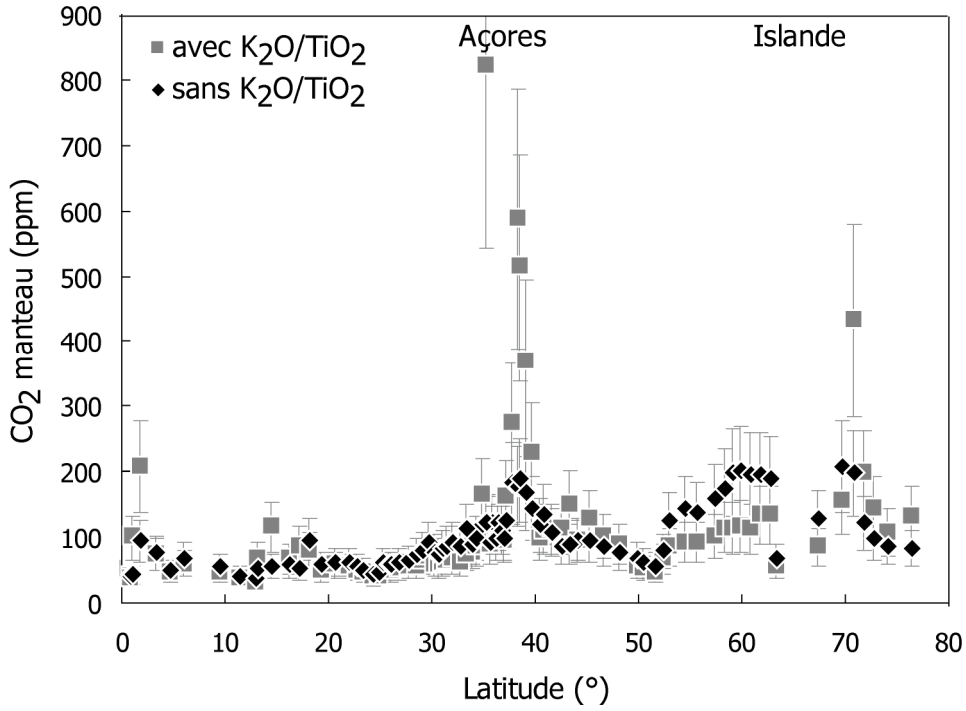


Figure 4-26 : Profil des teneurs en CO_2 mantellique le long de la MAR selon la prise en compte ou non du rapport K_2O/TiO_2 dans l'estimation de la vésicularité – Les teneurs en CO_2 du manteau à proximité du point chaud des Açores paraissent être sous-estimées lorsque le rapport K_2O/TiO_2 est négligé (fort K_2O/TiO_2), les barres d'erreurs correspondent à l'incertitude moyenne de 34% calculée par propagation d'erreur à partir de l'incertitude sur le logarithme de la vésicularité calculé estimé à 0,2 (cf. 4.3.2).

4.7.2.4. Comparaison avec une méthode basée sur le rapport $(La/Sm)_N$

Les flux des magmas de chaque segment de dorsale médio-océanique ont été estimés grâce à la relation empirique (Equation 4-5) reliant la vésicularité au taux d'accrétion et la profondeur (que l'on peut qualifier d'approche « géophysique »).

Une autre approche basée uniquement sur la géochimie peut être utilisée (approche « géochimique »). En effet, d'après des études antérieures, le CO_2 est moins concentré dans les échantillons appauvris (Saal *et al.* 2002), et plus concentré dans les échantillons enrichis (Cartigny *et al.* 2008, Javoy et Pineau 1991). Il est donc attendu d'observer une vésicularité plus forte pour les échantillons enrichis (cas de la popping-rock ayant une vésicularité de 17% (Sarda et Graham 1990, Javoy et Pineau 1991, Cartigny *et al.* 2008), et plus faible pour les échantillons appauvris (cas des échantillons de Siqueiros, Saal *et al.* 2002). Cette observation a aussi été faite pour nos échantillons sur la figure 3-8 (p. 167), montrant une relation positive entre le rapport $(La/Sm)_N$ et le logarithme de la vésicularité. Pour cette raison, nous pouvons faire l'hypothèse que la vésicularité est uniquement fonction du rapport $(La/Sm)_N$. Pour estimer les flux de CO_2 de chaque segment de dorsale médio-océanique, nous pouvons donc procéder à la même méthodologie que celle qui a été décrite au cours de ce chapitre, à la différence que l'équation empirique de paramétrisation de la vésicularité (Equations 4-3 et 4-5)

correspond à la droite de régression linéaire reliant le logarithme de la vésicularité en fonction du rapport $(La/Sm)_N$ (Figure 3-8 p. 167):

$$\log(ves.) = 0{,}976017.\left(\frac{La}{Sm}\right)_N - 0{,}984349 \text{ , r=0,66} \qquad 4\text{-}22$$

Afin de pouvoir déterminer la vésicularité des échantillons, il faut donc connaître le rapport $(La/Sm)_N$ caractérisant chaque segment de dorsale océanique. Pour cela, nous nous sommes référés à la base de données des segments de Su (Su 2002), dont le rapport $(La/Sm)_N$ est disponible sur 151 segments. Des flux pour chacun de ces 151 segments ont pu être déterminés (sur une longueur totale de 15613 km de dorsales). Pour ensuite avoir une approximation du flux de CO_2 global, nous avons recalculé les résultats obtenus pour la longueur totale du système de dorsale que l'on a estimé dans cette étude (45369 km). Les résultats sont reportés dans le tableau 4-7.

Tableau 4-7 : Résultats des flux obtenus à partir des vésicularités estimées avec l'équation 4-22 sur les 15613 km de dorsales dont le rapport $(La/Sm)_N$ est connu, et recalculé à la longueur totale de dorsales estimée dans cette étude (soit 45369 km) ainsi qu'à la productivité magmatique de 21 km^3 utilisée généralement dans la littérature.

longueur dorsales	15613 km	45369 km	
volume croûte		18,6 km^3	21 km^3
flux de CO_2 libéré	$2{,}6.10^{11}$ mol/an	$7{,}6.10^{11}$ mol/an	$8{,}6.10^{11}$ mol/an
flux de CO_2 total	$3{,}3.10^{11}$ mol/an	$9{,}6.10^{11}$ mol/an	$10{,}8.10^{11}$ mol/an

Les flux pour chaque segment montrent des variations très grandes. Cependant les flux très forts ne sont pas abondants et correspondent aux segments les plus enrichis (*e.g.* à proximité du point chaud des Açores). Néanmoins, les flux totaux par segment (normalisés au kilomètre de dorsale) varient des mêmes ordres de grandeurs entre la méthode « géochimique » (entre $2{,}74.10^6$ et $6{,}51.10^8$ mol/an/km) et la méthode « géophysique » (entre $9{,}22.10^5$ et $2{,}89.10^7$ mol/an/km).

Le flux global obtenu avec la méthode « géochimique » ($9{,}6\pm4{,}6.10^{11}$ mol/an) est supérieur à celui obtenu par la méthode « géophysique » ($5{,}8\pm1{,}6.10^{11}$ mol/an, cf. 4.6.5). Cette valeur de $9{,}6\pm4{,}6.10^{11}$ mol/an est similaire à l'estimation de Saal *et al.* (2002), mais reste inférieure aux estimations de Javoy et Pineau (1991) et Cartigny *et al.* (2008) utilisant entre autres la popping-rock, et à celles de Marty et Jambon (1987) et Marty et Tolstikhin (1998) basées sur le rapport $CO_2/^3He$ des MORBs (Tableau 4-3). Si l'on supprime les 6 segments dont le rapport $(La/Sm)_N$ est supérieur à 2,28, alors le flux de $9{,}6.10^{11}$ mol/an diminue à $6{,}4.10^{11}$ mol/an, et devient similaire à notre estimation antérieure de $5{,}8.10^{11}$ mol/an (cf. 4.6.5).

Le résultat des teneurs en CO_2 dans le manteau à partir de cette méthode donne de la même manière que précédemment une distribution logarithmique (75^{+115}_{-46} ppm), mais avec une gamme de variabilité beaucoup plus grande : les valeurs d'échelonnent entre 34 et ~6100 ppm pour les segments avec respectivement le rapport $(La/Sm)_N$ le plus faible et le plus fort. Pour les 6 segments dont le rapport $(La/Sm)_N$ est supérieur à 2,28, le CO_2 dans le manteau est supérieur à 1400 ppm, correspondant à des valeurs extrêmement hautes, si l'on se réfère aux valeurs de la littérature.

Globalement, l'estimation du flux de CO_2 avec la méthode « géochimique » n'est pas très éloignée de celle de la méthode « géophysique ». En effet, la forte augmentation du flux est causée principalement par 6 segments proches du point chaud des Açores, et dont le rapport $(La/Sm)_N$ moyen est très élevé (<2,2). Cela confirme que la méthode « géophysique » sous-estime les flux et les concentrations en CO_2 du manteau des zones enrichies (*i.e.* à proximité des points chauds), comme nous l'avons énoncé précédemment. Cependant, cette méthode « géophysique » semble plus rigoureuse car elle prend en compte l'exsolution des gaz durant la décompression, qui est un phénomène reconnu. De plus, elle peut être appliquée directement sur tous les segments de dorsale. Ce n'est pas le cas de l'approche géochimique, puisque le rapport $(La/Sm)_N$ n'est disponible que sur 35% des segments.

4.7.3. Comparaison avec les données de la littérature :

Dans notre étude, le $\left[CO_{2\,initial}\right]$ dans l'équation 4-21 est la somme $\left[CO_{2\,bulles} + CO_{2\,dissous}\right]$. Nous faisons donc l'hypothèse que la teneur en CO_2 totale du magma représente la teneur en CO_2 initiale. Par conséquent, nous considérons que les magmas ne perdent pas de bulles au cours de leur histoire. L'hypothèse de la perte de bulles n'est pas à écarter, et est importante à évaluer dans la mesure où une perte d'une partie de la vésicularité conduirait à sous-estimer les teneurs en CO_2 des bulles, et par conséquent les teneurs en CO_2 total des magmas. Afin de discuter cette hypothèse, nous avons comparé nos résultats à ceux de quelques études donnant des informations sur les teneurs initiales en CO_2 des magmas (pré-dégazage) ou de la source, à l'échelle globale et régionale (tout en restant conscients que nos résultats sont régionaux, *i.e.* à l'échelle de segments de dorsale, alors que les études de la littérature sont ponctuelles, *i.e.* effectuées sur des jeux d'échantillons).

4.7.3.1. A l'échelle globale

Selon la carte montrant les teneurs en CO_2 du manteau à chaque segment de dorsale médio-océanique (Figure 4-24), les teneurs en CO_2 dans le manteau à l'aplomb des rides médio-océaniques sont assez homogènes, avec des teneurs plus élevées localement, généralement à proximité des points chauds.

Ces hétérogénéités peuvent causer des variabilités importantes dans les estimations de flux de CO_2 émis par l'activité volcanique des dorsales médio-océaniques lorsque que l'on extrapole les estimations d'une zone locale au système global de rides médio-océaniques. En effet, cela peut expliquer les variabilités entre les estimations des différents auteurs. Ainsi, Saal *et al.* (2002) ont estimé une valeur moyenne globale de la concentration en CO_2 du manteau de 72±19 ppm à partir de leur étude sur les échantillons appauvris en éléments incompatibles de Siqueiros (K_2O/TiO_2=0,05 en moyenne) dans l'océan Pacifique. En revanche, en utilisant la teneur initiale en CO_2 des MORBs de Cartigny *et al.* (2008) de ~1800 ppm (qu'ils ont calculée avec une teneur en Nb moyenne des MORBs de 3,3 ppm), la concentration en CO_2 du manteau correspondante est de ~180 ppm (pour un taux de fusion partielle de 10%), soit 2,5 supérieure à l'estimation de Saal *et al.* (2002). Leur étude est basée sur des N-MORBs et E-MORBs localisés dans deux zones de la MAR entre 12,4 et 16,4°N ($0,02 \leq K_2O/TiO_2 \leq 0,32$, incluant la popping-rock) et 34°N ($0,07 \leq K_2O/TiO_2 \leq 0,53$). Cette variabilité est donc susceptible de provenir de l'hétérogénéité des teneurs en CO_2 mantellique suivant les zones étudiées (comme le montre la figure 4-24). D'après ces études ainsi que celle de Shaw *et al.* 2010, les teneurs en CO_2 mantellique seraient reliées à l'enrichissement de la source en éléments incompatibles (la teneur en CO_2 dans le manteau est d'autant plus grande que le rapport K_2O/TiO_2 est élevé).

La moyenne logarithmique des concentrations en CO_2 mantellique à l'aplomb de chaque segment de dorsale est de 66^{+35}_{-23} ppm. Les estimations antérieures s'échelonnent entre 53 et 300 ppm (Figure 4-27, tableau 3-5). La valeur moyenne estimée de concentration en CO_2 dans le manteau de cette étude est contenue dans la gamme de variation déterminée par Marty et Jambon (1987) et Marty et Tolstikhin (1998) dont la valeur minimum estimée est de ~50 ppm. Finalement, notre gamme d'estimation des teneurs en CO_2 dans le manteau recouvre quasiment toutes les estimations antérieures. La moyenne logarithmique se situe dans les valeurs les plus basses, mais notre valeur maximum atteint les valeurs les plus élevées.

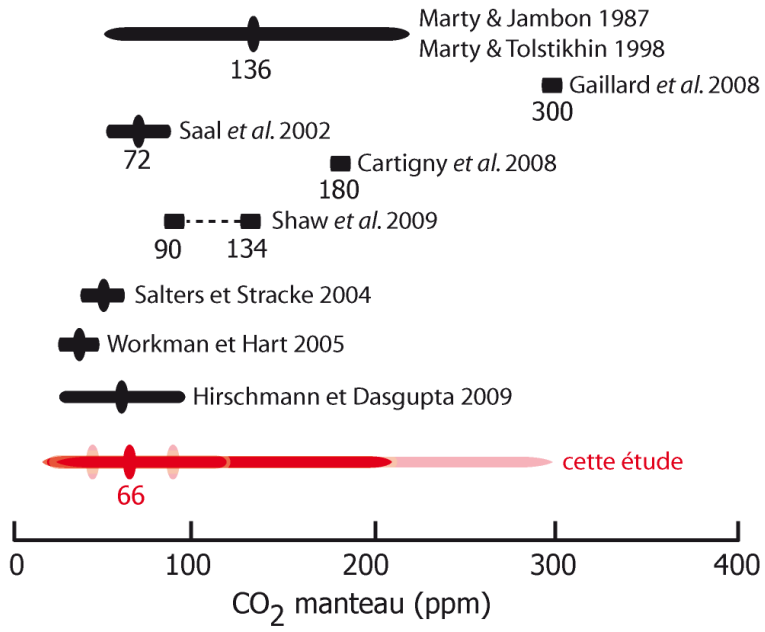


Figure 4-27 : Compilation des estimations des teneurs en CO_2 du manteau. La bande rouge indique la gamme de variations dans cette étude délimitée par la valeur minimum et la valeur maximum obtenue. Les mêmes bandes représentées avec une faible opacité indiquent les estimations minimum et maximum en prenant en compte l'incertitude moyenne de 34% (valeurs dans le tableau 3-5).

Il est toutefois important de noter que la détermination du manteau par la méthode CO_2/Nb est très dépendante de la teneur en Nb du manteau. Or, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent (Tableau 3-4 p. 185), il existe des variabilités dans les estimations de la teneur en Nb du manteau source des MORBs. En conséquence, à partir de leur rapport CO_2/Nb de 239, Saal et al. (2002) ont obtenu une valeur de CO_2 de 72 ppm à partir d'une teneur en Nb de la source de 0,3 ppm (Hofmann 1988). Cependant, d'après leur estimation de Nb (0,1485 ppm, tableau 2-20), Workman et Hart (2005) ont ré-estimé la valeur de CO_2 du manteau à 36 ppm.

Dans le chapitre précédent, à partir de nos rapports $(CO_2)_{total}$/Nb (cf. 3.3.2 p. 181), nous avons calculé des valeurs de CO_2 dans le manteau cohérentes avec les différentes estimations existant actuellement. Mais selon la valeur de Nb prise en compte, il y a des variabilités de 50 ppm pour les MORBs en général (Tableau 3-4 p. 185). Entre les N-MORBs et les E-MORBs, la variabilité est de ~0 (respectivement 27 et 31 ppm avec les valeurs de Workman et Hart 2005) et ~ 100 ppm (respectivement 63 et 169 ppm en utilisant Donnelly *et al.* 2004).

Dans ce chapitre, nous avons estimé les teneurs en CO_2 du manteau indépendamment des teneurs en Nb, et nous avons obtenu une valeur de 66^{+35}_{-23} ppm pour l'ensemble des segments de dorsale médio-océanique (438 segments, cf. 4.4.2). Cette valeur est probablement sous-estimée compte-tenu du fait que l'on néglige l'enrichissement en éléments incompatibles de la source (les teneurs en CO_2 sont sous-estimées pour les segments enrichis, cf. 4.7.2.3). Néanmoins, notre estimation est comprise dans la gamme des estimations obtenues les rapports $(CO_2)_{total}$/Nb des verres de cette étude, en utilisant différentes valeurs de Nb de la littérature (Tableau 3-4 p.185).

Plus en détail, en considérant le rapport K_2O/TiO_2 dans le calcul de la vésicularité (concernant les 268 segments dont le rapport K_2O/TiO_2 est connu, cf. 4.6.4.3), la teneur en CO_2 du manteau est de 68^{+48}_{-28} ppm. Nous avons obtenu une moyenne de 160±142 ppm pour les segments dont les magmas sont enrichis (K_2O/TiO_2>0,15) et de 62±24 ppm pour les segments dominés par les N-MORBs (rapport K_2O/TiO_2<0,15). Ces estimations sont cohérentes avec nos estimations basées sur le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb, à partir des valeurs de Nb de Donnelly *et al.* (2004) (Tableau 3-4 p. 185).

4.7.3.2. A l'échelle régionale

Nous avons comparé nos résultats obtenus sur des segments à ceux des études faites sur les mêmes zones (mais effectuées sur des données ponctuelles) :

- les inclusions vitreuses de la zone transformante de Siqueiros à 8°N de latitude sur l'EPR (non dégazés car n'ont pas atteint la saturation du fait de leur composition chimique très appauvrie en éléments incompatibles, Saal *et al.* 2002, cf. 1.4.5.4 p. 68),
- la popping-rock (dégazée mais ayant conservé tout son CO_2) (Javoy et Pineau 1991; Cartigny *et al.* 2008, cf. 1.4.5.4 p. 68) et les échantillons de Cartigny *et al.* (2008) (MAR 14°N et MAR 34°N) dont la teneur initiale a été reconstruite.
- des inclusions vitreuses d'Islande (Hauri *et al.* 2002),
- des inclusions vitreuses dans des échantillons provenant du segment de Lucky Strike (MAR 37,1-37,5°N) (Bézos, comm. pers.),
- des inclusions vitreuses provenant du segment à 85°E de la ride de Gakkel dans le bassin arctique (Shaw *et al.* 2010, cf. 1.4.5.4 p. 68),

Nous avons aussi comparé nos résultats à l'étude de Kingsley et Schilling (1995), qui est une étude régionale sur la MAR entre 28°N et 63°N et qui discute des teneurs en carbone de la source du point chaud des Açores.

Dans notre étude, nous avons estimé la teneur en CO_2 mantellique moyenne pour les trois segments de Siqueiros à 39±10 ppm correspondant aux valeurs faibles de cette étude (8% des segments ont des valeurs inférieures), avec une teneur en CO_2 total entre 335(±55) et 342(±75) ppm. En comparaison, les estimations de Saal *et al.* (2002) contiennent entre 44 et 244 ppm de CO_2 initial dans le magma. Des différences peuvent exister du fait que notre étude donne une moyenne globale sur les magmas des trois segments de Siqueiros, alors que l'étude de Saal *et al.* (2002) est très localisée puisqu'elle a été effectuée sur 158 inclusions vitreuses réparties dans 7 échantillons. A l'échelle des segments de Siqueiros, nos résultats semblent être cohérents avec l'étude de Saal *et al.* (2002).

Si l'on compare les résultats obtenus et ceux de Cartigny *et al.* (2008) sur des échantillons de la MAR à 14°N et 34°N de latitude, nos valeurs de teneurs initiales en CO_2 pour les segments correspondants sont beaucoup plus faibles (de 648(±230) et 841(±333) ppm respectivement pour les 2 segments). Notons que la méthode de reconstitution des teneurs initiales en CO_2 des magmas (pré-dégazage) de Cartigny *et al.* (2008) est différente de la nôtre et résulte en une grande gamme de variations, entre 660 et 57563 ppm (valeur largement supérieure à la teneur de 12600±1800 ppm de la popping-rock, Cartigny *et al.* 2008). De plus, certains échantillons sont très enrichis, paramètre que nous avons négligé dans notre étude (cf. 4.3.2). Mais en considérant les échantillons avec un K_2O/TiO_2 inférieur à 0,3, les teneurs en CO_2 dans les échantillons à 14°N sont de 1 à 6 fois plus grandes que nos estimations, et de 1,5 à 3 fois supérieures pour la zone à 34°N. Nos estimations des teneurs de CO_2 dans le manteau sont donc largement sous-estimées dans notre étude par rapport à celle de Cartigny *et al.* (2008).

Les inclusions vitreuses du segment Theistareykir dans le Nord de l'Islande (Hauri *et al.* 2002) contiennent entre 100-1000 ppm de CO_2 et sont non-dégazées car elles n'ont pas atteint la pression de saturation en CO_2. Pour les segments de dorsale influencés par le point chaud de l'Islande (16 segments entre 54°N et 74°N), les teneurs en CO_2 total varient de 240±89 à 1080±469 ppm, dont les deux valeurs les plus basses (240 et 481 ppm) (MAR 63,2-63,8°N et MAR-66,9-68°N) sont certainement sous-estimées du fait de l'expansion du CO_2 par décompression suivant une loi exponentielle (cf. 3.2.3 p. 157) (pour les segments à des profondeurs inférieures à 1000 m, la vésicularité calculée devient largement sous-estimée, cf. discussion en 4.3.5 et 4.6.4.2). Dans le cas des dorsales en interaction avec le point chaud de l'Islande, nos estimations sont cohérentes avec des magmas n'ayant pas subi de perte de bulles, si les teneurs en CO_2 des inclusions vitreuses sont bien représentatives des teneurs initiales en CO_2 dans le magma.
A partir du rapport CO_2/Nb, les teneurs en CO_2 du manteau sous l'Islande ont été estimées entre 128 et 270 ppm. Dans notre étude, les estimations pour les segments influencés par le point chaud de l'Islande vont de 98±39 à 207±91 ppm (en négligeant les deux segments dont la vésicularité a été fortement sous-estimée). Les estimations sont donc du même ordre de grandeur, laissant penser qu'au niveau de l'Islande les magmas n'auraient pas perdu de bulles, et donc les teneurs en CO_2 total calculées dans cette étude pourraient refléter les teneurs initiales des magmas (rappelons que nos estimations du CO_2 du manteau sous l'Islande sont des minimums pour les 7 segments inférieurs à 1000 m du fait de leur vésicularité sous-estimée).

Kingsley et Schilling (1995) ont calculé avec un modèle physique que le panache des Açores serait enrichi en CO_2 d'un facteur 6 par rapport au manteau appauvri adjacent. Des concentrations de 50 ppm dans le manteau appauvri et de 300 ppm dans la source du point chaud des Açores ont été proposées.

Si l'on considère les 7 segments de dorsale entre 37,1°N et 40,6°N à proximité immédiate des Açores (~39,4°N), la teneur moyenne en CO_2 du manteau que l'on a estimée est de 157±28 ppm (entre 117 et 187 ppm), avec une incertitude moyenne de 66 ppm. Lorsque l'on prend en compte le rapport K_2O/TiO_2 dans les calculs, la valeur moyenne augmente à 291±184 ppm (98 et 587 ppm). Ces résultats sont donc en accord avec ceux de Kingsley et Schilling (1995).
Finalement, si les valeurs de CO_2 mantellique (et donc des teneurs initiales en CO_2 des magmas) calculées pour les segments en interaction avec un point chaud tel que celui des Açores sont sous-estimées, cela serait donc préférentiellement la conséquence de la négligence de l'enrichissement en éléments incompatibles de la source dans le contrôle de la vésicularité. Il est donc moins probable que la raison soit la sous-estimation des teneurs initiales en CO_2 à cause des vésicularités sous-estimées du fait de pertes de bulles subies par les magmas.

Les minéraux hôtes des inclusions vitreuses de Lucky Strike (MAR 37°N) sont des olivines (Fo_{90}) dont la pression de cristallisation a été estimée à 2,8 kbar (Bézos, comm. pers.), provenant de l'échantillon GRA N17-4 (campagne GRAVILUCK, 2006). Ces inclusions contiennent respectivement 3620 et 4238 ppm d'H_2O pour 407 et 800 ppm de CO_2 (après correction de la cristallisation d'olivine hôte (Bézos, comm. pers.) avec des rapports K_2O/TiO_2 respectifs de 0,14 et 0,21. Les pressions de saturation correspondantes sont respectivement de 879 et 1668 bars (déterminées avec VolatilCalc, pour une teneur en SiO_2 de 49% et une température de 1200°C, Newman et Lowenstern 2002, cf. 1.4.5.1), suggérant donc que le CO_2 n'a pas atteint la saturation et laissent donc supposer que ces teneurs sont représentatives des teneurs en CO_2 pré-dégazage, d'autant plus que leurs rapports CO_2/K_2O respectifs sont de 0,41 et 0,48, entre la valeur de 0,58 pour la popping-rock et de 0,46 pour les inclusions de Siqueiros. Dans notre étude, nous avons calculé une valeur moyenne de CO_2 total ($\left[CO_{2bulles} + CO_{2dissous}\right]$) des magmas du segment de Lucky Strike à 904±369 ppm. Cette dernière valeur est du même ordre que celles des inclusions vitreuses non dégazées.
Shaw *et al.* (2010) ont étudié les variations du rapport CO_2/Nb dans des inclusions vitreuses d'échantillons provenant d'un segment de la ride de Gakkel à 85°E (Océan Arctique). Les teneurs en CO_2 dans les inclusions vont de 167 à 1596 ppm, plus fortes que les verres ayant des teneurs entre 187 et 227 ppm. La teneur la plus élevée en CO_2 est considérée comme la teneur la plus primitive, celle qui serait le plus représentative des magmas non-dégazés. En comparaison, la teneur en CO_2 total des magmas de ce segment de la ride de Gakkel que nous avons calculée est de 706±258 ppm, soit deux fois inférieur à la valeur maximale des analyses des inclusions vitreuses de l'étude de Shaw *et al.* (2010).

Finalement, les valeurs de teneurs mantelliques en CO_2 que nous avons obtenues ne semblent pas être incohérentes, bien que la moyenne logarithmique donne une valeur de CO_2 mantellique dans la gamme basse des estimations de la littérature (Figure 4-27), et ne semblent pas être le résultat d'une sous-estimation des teneurs initiales en CO_2 des magmas. Cependant, les valeurs semblent être sous-estimées à proximité des points chauds, où les teneurs en K_2O/TiO_2 sont fortes (supérieures à 0,3). Cela sous-entend donc que pour ces zones, le paramètre compositionnel n'est pas négligeable dans le calcul de la prédiction de la vésicularité des magmas des segments de dorsales médio-océaniques.

Nous avons vu en 4.3.3 qu'il était possible que certains échantillons aient perdu ou gagné des bulles, en déterminant un Δves. En fixant une teneur de CO_2 du manteau à 60 ppm, il semble que les vésicularités prédites par l'équation fonction de la profondeur, du taux d'accrétion (± le rapport K_2O/TiO_2 (Equations 4-3 et 4-5) soient des vésicularités affranchies de ces phénomènes. Nous pouvons aussi émettre l'hypothèse que tous les échantillons ont été affectés par une même quantité de perte de bulles. Si nous augmentons la teneur en CO_2 dans le manteau, les Δves. augmentent en conséquence proportionnellement (augmenter la teneur en CO_2 de la source contribue à augmenter la vésicularité réelle des magmas, figure 4-4). En considérant une concentration en CO_2 de la source de plus du double, soit 130 ppm (Marty et Jambon 1987; Marty et Tolstikhin 1998), la vésicularité moyenne réelle des 50 échantillons utilisés dans cette étude augmente de 1,0% à 2,1%, ce qui signifierait une perte de vésicularité de 1,1% (ce qui est inférieur à l'estimation de l'ordre de 95% de perte de bulles de Sarda et Moreira 2002). En rajoutant cette quantité de bulles de 1,1% aux magmas de chaque segment, les flux totaux émis sont ré-estimés à $1{,}3.10^{12}$ mol/an, soit toujours inférieure aux estimations de Marty et Jambon (1987), et Marty et Tolstikhin (1998).

4.8. Flux d'^{3}He

Certaines études se sont basées sur le rapport $CO_2/^3He$ constant dans les MORBs, ainsi que sur les estimations du flux d'^{3}He libéré à l'aplomb des rides médio-océaniques pour reconstruire ainsi le flux de CO_2 libéré (cf. 4.6.1). Ayant calculé les flux de CO_2 libéré à chaque segment dans cette étude, il est donc possible de remonter aux valeurs de flux d'^{3}He libéré par chaque segment de dorsale océanique. Considérant un rapport $CO_2/^3He \approx 2{,}2.10^9$ mol/an (*e.g.* Marty et Jambon 1987; Marty et Tolstikhin 1998), nous aboutissons donc à des flux d'^{3}He à l'aplomb de chaque segment de dorsale océanique. La somme des flux d'^{3}He donne une valeur de ~160 mol/an, correspondant donc à la quantité d'^{3}He libéré par les magmas.

Mais le flux d'^{3}He libéré par l'activité hydrothermale à chaque segment de dorsale (${}^3He_{fl.hydroth.}$) peut aussi être estimé, en utilisant la relation linéaire entre le flux d'^{3}He et le taux d'accrétion (Equation 4-23) et connaissant la longueur de chaque segment (calculée d'après l'équation 4-14) :

$$ {}^3He_{fl.hydroth.} = 0{,}33 \times \tau \times L \qquad 4\text{-}23$$

τ est le taux d'accrétion (en mm/an)
L est la longueur du segment (km)
0,33 est en mmol/an par km de ride et par mm/an (Jean-Baptiste et Fourré 2004).

La somme totale du flux d'^{3}He libéré par l'activité hydrothermale est de ~800 mol/an. En ajoutant le flux d'^{3}He de 160 mol/an, le flux total d'^{3}He libéré est de 960 mol/an. Cette valeur est similaire à l'estimation de 1000±250 mol/an de Craig *et al.* (1975), mais est supérieure à celle de Jean-Baptiste (1992) (400-660 mol/an).

4.9. Variations temporelles des flux de CO_2 à l'aplomb des rides médio-océaniques

Les estimations des flux de CO_2 sont des valeurs représentatives de l'instant présent, établies à partir de paramètres et de mesures actuelles, par exemple à partir de la quantité de croûte océanique produites par an, actuellement (soit 21 km^3, Crisp 1984, Cogné et Humler 2006). Les études visant à reconstituer l'évolution du climat au cours des derniers 150 Ma font donc l'hypothèse que le flux de CO_2 a varié proportionnellement selon l'intensité de la productivité magmatique à l'aplomb des dorsales médio-océaniques pour estimer les variations temporelles des flux de CO_2. L'hypothèse est donc que le flux de CO_2 est proportionnel au taux d'accrétion (Caldeira et Rampino 1991, Berner 1991, Berner 1994, Tajika 1998), ayant lui-même varié au cours du temps (Kominz 1984; Larson 1991, Cogné et Humler 2004, 2006). En effet, plus le taux d'accrétion est élevé, plus il y a production de croûte océanique, donc une quantité plus importante de CO_2 serait libérée, lorsque l'épaisseur de croûte océanique est considérée constante au cours du temps. Des études (Kominz 1984; Larson 1991) ont estimé l'évolution des taux d'accrétion au cours des 120 derniers Ma et ont mis en évidence un fort pic du taux d'accrétion aux alentours de 100 Ma (estimé entre 80 et 130 mm/an) (courbes verte et bleue de la figure 4-28a). Aujourd'hui, le taux d'accrétion moyen est inférieur, d'environ 60 mm/an et est parmi les plus faibles reportés depuis 120 Ma. L'évolution de la production de magma au cours du temps est donc similaire à celle du taux d'accrétion, présentant aussi un pic vers 100 Ma (Figure

4-28b). Cependant, une étude plus récente (Cogné et Humler 2006) a revu les estimations des variations temporelles des taux d'accrétion aux dorsales médio-océaniques (Figure 4-28a) : les taux d'accrétion suivraient une évolution inverse, avec un taux d'accrétion moyen actuel de 65 mm/an diminuant jusque 51 mm/an à 50 Ma pour augmenter jusqu'à environ 55 mm/an au milieu du crétacé vers 100 Ma. Au premier ordre, les estimations des taux d'accrétion de Kominz (1984) et Cogné et Humler (2006) montrent des évolutions inverses au cours des 120 derniers Ma, se répercutant sur les taux de production de croûte océanique, étant beaucoup plus faibles au crétacé moyen selon Cogné et Humler (2006) que pour ceux basés sur les résultats de Kominz (1984) (Figure 4-28b).

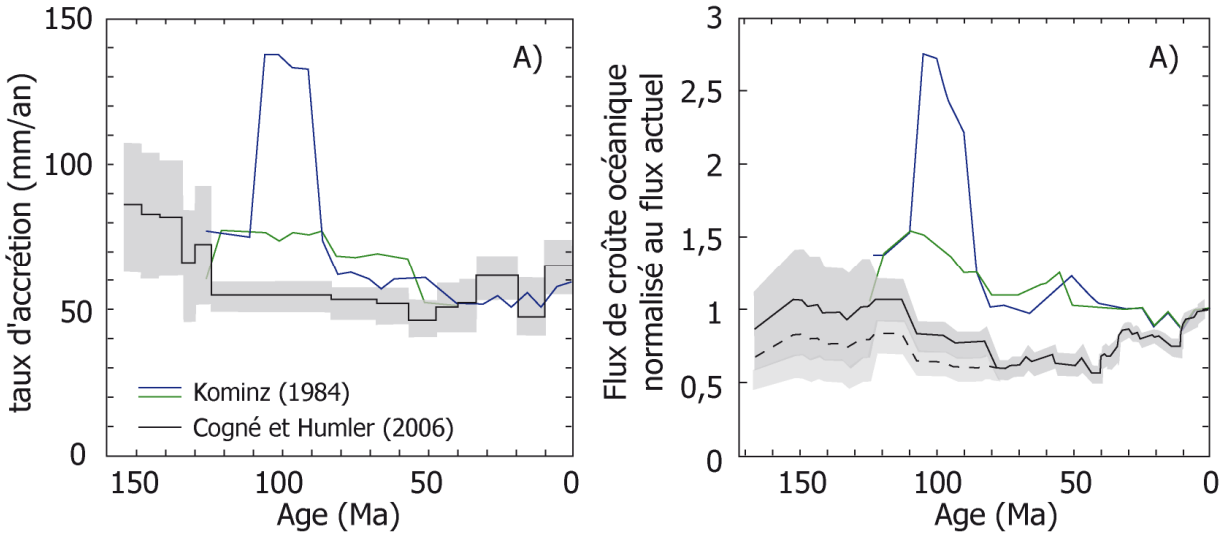


Figure 4-28 : A) Evolution des taux d'accrétion au cours des 150 derniers Ma, en noir : Cogné et Humler (2006) et région d'incertitude à 2σ en grisé, en bleu et vert : respectivement estimations maximum et minimum de Kominz (1984), B) évolution du flux de croûte océanique normalisé au flux actuel, les courbes en trait plein noir et en pointillés et leurs champ gris associés représentent les estimations respectivement maximum et minimum de Cogné et Humler(2006).

Lorsque le modèle de Kominz (1984) est considéré, les résultats pour la reconstitution des niveaux de CO_2 atmosphérique (Figure 4-29) montrent une évolution similaire à celles de la figure 4-28. Un pic de CO_2 atmosphérique est bien observé à 100 Ma pour diminuer jusqu'à la période actuelle, correspondant bien à une période de réchauffement climatique enregistrée par des indicateurs géologiques tels que les isotopes de l'oxygène, les fossiles de faune et flore, et les facies sédimentaires (Frakes *et al.* 1992).

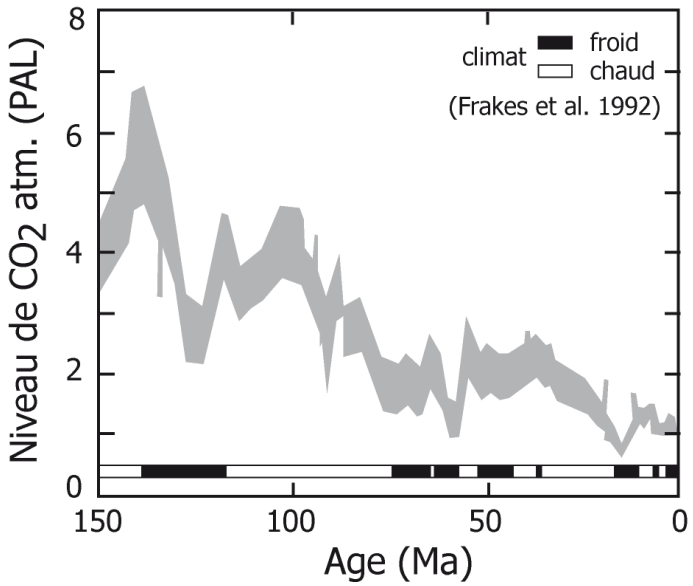


Figure 4-29 : Résultats de la variation temporelle du niveau de CO_2 atmosphérique (PAL= present atmospheric level) de Tajika (1998) basés notamment sur la relation entre le flux de CO_2 libéré par le manteau terrestre et le taux d'accrétion. Globalement les pics en niveaux de CO_2 atmosphérique coïncident avec les périodes de réchauffement climatiques, les périodes de réchauffement et de refroidissement sont celles définies par Frakes et al. (1992).

Si l'estimation plus récente de Cogné et Humler (2006) est fiable, alors il n'est pas possible de retracer les variations temporelles des niveaux de CO_2 atmosphérique obtenues par Tajika (1998), à partir de l'hypothèse que les flux de CO_2 émis aux dorsales océaniques sont proportionnels aux taux d'accrétions des rides médio-océaniques. Dans ce cas l'origine du problème pourrait provenir de l'invalidité de l'hypothèse de la relation taux d'accrétion et flux de CO_2 libéré. Il n'y aurait pas qu'une simple relation linéaire entre ces deux paramètres.

Dans ce chapitre, nous avons vu que le taux d'accrétion n'a pas seulement une influence sur la productivité magmatique (plus le taux d'accrétion est fort, plus il y a production de croûte océanique), mais est aussi un paramètre intervenant dans la vésicularité des magmas des dorsales médio-océaniques. En revanche, ces deux paramètres sont reliés par une corrélation négative, et considérant une profondeur d'éruption constante, une augmentation du taux d'accrétion contribue à diminuer la vésicularité dans les MORBs. Le taux d'accrétion aurait donc deux effets opposés agissant sur le flux de CO_2 libéré aux dorsales médio-océaniques : son augmentation a un effet positif sur le flux de CO_2, par sa contribution sur la productivité magmatique, à l'inverse il contribue à diminuer les flux si l'on regarde son effet négatif sur la vésicularité. L'influence globale de la variation du taux d'accrétion sur les flux est montrée sur la figure 4-30, lorsque l'on considère la profondeur d'éruption constante. La relation n'est clairement pas linéaire et présente un pic à 55 mm/an. Pour un taux d'accrétion inférieur à 55 mm/an, le flux augmente avec le taux d'accrétion. En revanche, lorsqu'une valeur seuil est passée, l'augmentation du taux d'accrétion contribue à diminuer le flux de CO_2.

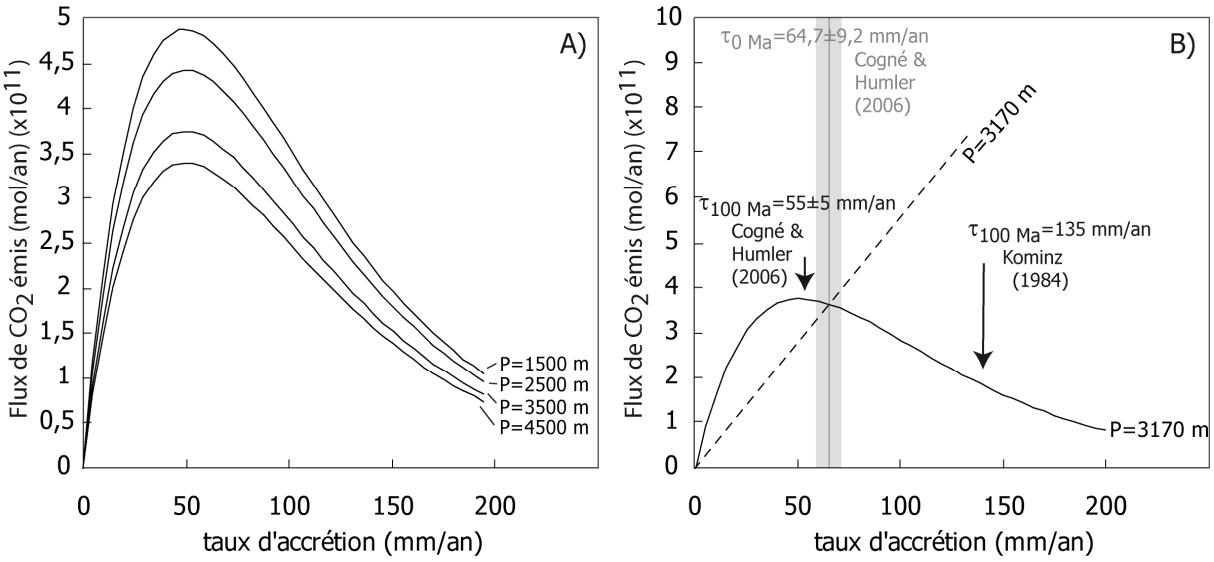


Figure 4-30: Evolution des flux de CO_2 libéré avec la variation du taux d'accrétion : A) en fonction de différentes profondeurs pour la totalité de la longueur de dorsales estimées dans cette étude (45369 km) et en fonction du Na_8 moyen, soit 2,64 en ne prenant pas en compte le rapport K_2O/TiO_2 dans le calcul de la vésicularité (Equation 4-3), B) Evolution des flux de CO_2 libéré en fonction du taux d'accrétion avec la profondeur égale à la profondeur moyenne des 438 segments (3170 m), la droite verticale en gris représente la moyenne du taux d'accrétion actuel ($\tau_{0\ Ma}$) (±2σ, bande gris clair) déterminée par Cogné et Humler (2006) et incluant la valeur de Kominz (1984) (la moyenne du taux d'accrétion des 438 segments de cette étude est plus faible, de 48 mm/an), la droite en pointillés représente l'évolution du flux de CO_2 en considérant un flux de CO_2 proportionnel au taux d'accrétion, $\tau_{100\ Ma}$ est le taux d'accrétion estimé à 100 Ma.

En conséquence, du fait de l'influence du taux d'accrétion sur la vésicularité des magmas des dorsales médio-océaniques, la relation entre flux de CO_2 émis et taux d'accrétion n'est pas linéaire. En particulier, lorsque le taux d'accrétion augmente de 50 à 150 mm/an entre l'actuel et 100 Ma comme le suggère le modèle de modèle de Kominz (1984), le flux de CO_2 doit diminuer de moitié, et non augmenter d'après les hypothèses sur l'évolution du climat. En ce qui concerne le modèle de Cogné et Humler (2006) prédisant une très légère diminution du taux d'accrétion de 60 à 50 mm/an d'aujourd'hui à 100 Ma, d'après la figure 4-30, il n'y aurait quasiment pas d'évolution du flux de CO_2 dans le temps. La variation d'autres paramètres couplés aux variations du taux d'accrétion au cours du temps pourraient avoir des effets sur l'évolution flux de CO_2 émis aux dorsales médio-océaniques. Il a été proposé un manteau plus chaud à partir des périodes plus âgées que 80 Ma (Humler *et al.* 1999). Ainsi une variation de la profondeur bathymétrique des dorsales, traduisant une variation du taux de fusion partielle du manteau (causée par une variation des températures du manteau) contribuant donc à faire varier l'épaisseur de croûte océanique, et la vésicularité des magmas pourrait jouer un rôle non négligeable dans l'évolution des flux de CO_2 au cours du temps.

4.10. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons élaboré une nouvelle méthode permettant l'estimation des flux de CO_2 émis par les magmas du système global des rides médio-océaniques. Cette méthode empirique est basée sur la vésicularité des échantillons et ne nécessite pas de connaître la teneur en CO_2 du manteau.

- Dans un premier temps, nous avons déterminé les degrés d'influence les paramètres ayant un contrôle sur la vésicularité des MORBs. Le taux d'accrétion est le paramètre prépondérant à 50%, suivi de la profondeur et de l'enrichissement de la source en éléments incompatibles avec un poids de 25% chacun. Cela a permis la détermination d'une équation par une régression multiple linéaire reliant la vésicularité à ces trois paramètres. Les vésicularités calculées à partir de cette équation semblent être des vésicularités affranchies des pertes ou gains de bulles que certains échantillons ont pu subir.

- Grâce à la base de données des segments de dorsales océaniques de Su (2002) que nous avons complétée, la vésicularité des magmas de chaque segment de dorsale océanique a pu être estimée, connaissant leur profondeur bathymétrique et leur taux d'accrétion.

- Pour la première fois, nous avons déterminé des paramètres du dégazage pour le système global de rides médio-océanique, à l'aplomb de chaque segment, reportés dans des cartes :
    - La carte de dégazage de chaque segment de dorsale a mis en évidence une répartition géographique avec les MORBs du Pacifique significativement moins dégazés (57±17%) que les MORBs des Océans Atlantique (78±9%) et Indien (71±10%), les plus dégazés sont les segments proches des points chauds.
    - Les calculs du flux de CO_2 libéré sous forme gazeuse (~ $3,5\pm1,6\times10^{11}$ mol/an) et du flux total émis (~ $5,8\pm1,6\times10^{11}$ mol/an) ont montré qu'environ 2/3 du CO_2 était dégazé.
    - Les cartes de flux de CO_2 montrent des flux globalement plus élevés à proximité des points chauds. Le flux de CO_2 total émis est de ~ $5,8\pm1,6\times10^{11}$ mol/an. Du fait de l'influence du taux d'accrétion à la fois sur la vésicularité et sur la productivité magmatique et de la longueur de dorsale plus grande, le flux de CO_2 total émis est plus élevé dans le Pacifique ($3,3\pm0,7.10^7$ mol/an) que pour les océans Atlantique ($1,3\pm0,5.10^7$ mol/an) et Indien ($1,2\pm0,4.10^7$ mol/an).
    - La négligence du paramètre compositionnel n'a pas d'incidence sur le flux global mais a une influence sur le flux par segment.

- La teneur en CO_2 du manteau est de 66^{+35}_{-23} ppm. Ces valeurs sont basses, mais cohérentes avec les estimations antérieures. Elles sont aussi cohérentes avec nos estimations du CO_2 du manteau basées sur le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb (en utilisant les valeurs de Nb de Donnelly *et al.* 2004, cf. 3.3.2 p. 181). Cependant, à proximité des zones très enrichies, les valeurs sont sous-estimées.
- La comparaison de nos résultats avec certains échantillons non-dégazés d'un même segment laissent penser que nos estimations pour les segments de dorsale non affectés par des points chauds ne sont pas sous-estimées. En revanche, à proximité de la plupart des points chauds, les teneurs en CO_2 mantellique sont sensiblement plus élevées. Les valeurs sont sous-estimées pour les points chauds les plus enrichis.

- Nous avons montré que le contrôle du taux d'accrétion sur la vésicularité des magmas, en plus de sa contribution sur la productivité magmatique introduit une contrainte sur la variation temporelle des flux de CO_2 émis par les dorsales médio-océaniques, qui ne semble donc pas être seulement proportionnelle à la variation temporelle du taux d'accrétion.

Conclusion générale

L'objectif de ce travail était d'étudier le dégazage des basaltes de ride médio-océanique, à l'échelle globale. Cela a été réalisé par une approche pétrologique par le biais de mesures précises de caractéristiques de la vésicularité dans des échantillons vitreux. Les résultats ont permis de ré-estimer les flux de CO_2 libérés aux dorsales et d'obtenir, pour la première fois, une cartographie de ces flux le long des quelque 50000 km de ride médio-océaniques.

La première partie de ce travail a consisté en une caractérisation géochimique de verres de basaltes de dorsale médio-océanique la plus complète possible dans le but de disposer d'une banque de données contenant les traceurs de différents processus affectant ces échantillons. Les analyses des volatils H_2O et CO_2 dissous ont été réalisées par spectroscopie infrarouge au laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'Université de Nantes. La comparaison avec des analyses effectuées dans d'autres laboratoires confirme la fiabilité des analyses en H_2O avec une incertitude moyenne de 3% (2σ). La comparaison de nos analyses de carbone avec d'autres laboratoires sont sous-estimées en moyenne de 16 ppm, pour une reproductibilité en moyenne de 15% (2σ).

Dans un premier temps, il a fallu élaborer une méthode permettant de mesurer précisément les caractéristiques de la vésicularité (vésicularité en %, densité de bulles, taille de bulles …) dans les MORBs, ce qui a été effectué par traitement d'image, résultant en des mesures de surface. Nous avons pu estimer des surfaces critiques à partir desquelles les caractéristiques de la vésicularité sont représentatives de l'échantillon. Seulement 4 échantillons ont une surface d'analyse inférieure à la surface critique. Les résultats montrent de grandes variabilités entre les échantillons, avec notamment des vésicularités comprises entre 0 et 51,5%, avec une moyenne logarithmique à 0,69% (58% ont une vésicularité inférieure à 1%, et 88% ont une vésicularité inférieure à 3%). Les densités de bulles sont comprises entre 0 et 1767/cm², et sont de 54/cm² en moyenne. Les diamètres moyens sont compris entre 7 et 886 µm. Les MORBs du Pacifique présentent des vésicularités très différentes avec des vésicularités en moyenne 6 fois plus faibles, des diamètres moyens 5 fois plus faibles, et des densités de bulles 3 fois plus importantes que pour les échantillons des océans Atlantique et Indien.

La distribution de taille des bulles (VSD) permet de combiner dans un graphe la densité de bulles, le diamètre moyen et la vésicularité (en volume). Nous les avons classées en 4 groupes : 27% des échantillons présentent des VSD de type I se traduisant par des VSD linéaires avec un r^2 supérieur à 0,9. Dans ce cas, le logarithme de la densité de bulles diminue linéairement avec leur diamètre. Le type II concerne 20% des échantillons ayant des VSD présentant un r^2 inférieur à 0,9 et regroupe des

VSD linéaires ou présentant une cassure. Le type III est caractéristique des échantillons ayant subi de l'«annealing » signifiant que les grandes bulles croissent aux dépens des plus petites, ce qui est mis en évidence par des VSD concaves (12% des échantillons). Enfin, le type IV correspond aux VSD où il manque des classes et comprend 40% des échantillons. Cette dernière classe n'avait pas été décrite dans l'étude de Sarda et Graham (1990). Néanmoins, pour 80% des échantillons, les VSD peuvent être considérées linéaires (le r^2 le plus petit est de 0,62), les autres ne présentant pas assez de bulles pour établir une droite de VSD.

Pour une même vésicularité, il peut y avoir des différences significatives des densités de bulles et des diamètres moyens. Ces paramètres sont très importants dans la définition de la vésicularité et ne doivent donc pas être négligés : en effet, ils peuvent informer sur la fiabilité d'une mesure et être porteurs d'informations telles que la vitesse de remontée des magmas et le temps de croissance des bulles. Ainsi, nous avons suggéré que les magmas des dorsales Pacifique, associés à des temps de résidence des bulles faibles, remontaient plus vite que ceux des autres océans. Ces temps de résidence des bulles ont été estimés entre ~0 et 55h et sont compris entre 12 et 618 h pour les bulles les plus grandes.

Il existe des variabilités des VSD, mais qui ne sont pas aléatoires : la variabilité intra-échantillon de 42% est plus faible que la variabilité d'échantillons appartenant à un même segment de dorsale (étant de 73%). Cette dernière est plus faible que la variabilité au sein d'une région de 93%, qui est inférieure à la variabilité entre les océans de 178%. Il y a donc une systématique globale des caractéristiques de la vésicularité dans les MORBs.

Nous avons comparé la vésicularité en fonction d'une gamme importante de paramètres chimiques traceurs de processus (MgO, Na_8, H_2O_8), de source (rapports K_2O/TiO_2, $(La/Sm)_N$), d'assimilation (rapport Cl/K) et physiques (profondeur, taux d'accrétion, viscosité). Il apparaît que la profondeur joue un rôle sur la vésicularité par la loi d'expansion des gaz avec la décompression, ce qui a déjà proposé antérieurement. En revanche, nous avons aussi mis en évidence une relation entre la vésicularité et le taux d'accrétion. La vésicularité chute d'un ordre de grandeur lorsque la vitesse d'expansion augmente de 25 à 150 mm/an. L'enrichissement en éléments incompatibles du manteau joue aussi un rôle non négligeable suggérant qu'un magma enrichi contient plus de CO_2 et crée donc plus de bulles. Une augmentation du rapport $(La/Sm)_N$ de 0,5 à 1,5 contribue à augmenter la vésicularité de plus d'un ordre de grandeur. Par le biais de relations linéaires empiriques reliant la vésicularité à ces trois paramètres, nous avons estimé que la vésicularité des magmas de ride médio-océanique était contrôlée à ~50% par le taux d'accrétion, et dans une moindre mesure par la profondeur et l'enrichissement de la source en éléments incompatibles (~25% chacun). Aucune relation n'a été mise en évidence avec le

MgO, le Na_8 et le rapport Cl/K suggérant que la cristallisation fractionnée, la fusion partielle et l'assimilation n'influencent pas la vésicularité des MORBs. La forte vésicularité de la popping-rock (17%, Sarda et Graham 1990) se rapproche de la systématique de la vésicularité que nous avons mise en évidence. En effet, sa forte vésicularité peut être reliée à son fort enrichissement en éléments incompatibles, et n'est donc pas représentative de l'ensemble des MORBs. Il n'est peut être pas convenable de la considérer comme la référence en terme de volatils pour tous les MORBs.

Le problème de pertes de bulles pouvant affecter les magmas des dorsales du Pacifique s'est posé. Afin de tester le rôle possible des chambres magmatiques sur la vésicularité des basaltes, nous avons sélectionné deux échantillons provenant du segment Lucky Strike sur la ride médio-atlantique où un réflecteur sismique a été mis en évidence. L'hypothèse selon laquelle les magmas du Pacifique perdent des bulles lors de la cristallisation fractionnée dans des chambres magmatiques superficielles n'a pas pu être vérifiée, puisque les 2 échantillons de Lucky Strike (Atlantique) ont des vésicularités significativement supérieures (2,8±0,02%) à celles des MORBs du Pacifique. En revanche, les grandes densités des MORBs du Pacifique et leur plus grande sursaturation en CO_2 par rapport aux échantillons des autres océans peut en partie expliquer les faibles vésicularités. Elles semblent principalement dues à une remontée plus rapide des magmas par rapport aux MORBs des autres océans, et à une distance parcourue plus faible entre le début de la nucléation des bulles et l'éruption, en accord avec les faibles temps de résidence des bulles. En revanche, d'après un modèle de dégazage en système fermé, nous suggérons que certains échantillons sans particularité spécifique présenteraient des vésicularités plus faibles ou plus fortes que celles qu'ils devraient avoir et ont pu être affectées par des pertes (*e.g.* ED DR68 tube, ED DR22-1-1) ou gain de bulles (2πD43).

Les vésicularités ont permis de calculer pour chaque échantillon la teneur en CO_2 des bulles qui a été rajoutée à la teneur en CO_2 dissous. Les bulles dans les MORBs contiennent des quantités non négligeables de CO_2 et représentent en moyenne 4 fois le CO_2 dissous. Par conséquent, les rapports CO_2/Nb sont fortement rehaussés, de près du triple, aboutissant une valeur moyenne de 247±153. Cette valeur est similaire au rapport moyen proposé par Saal *et al.* (2002), obtenu sur des inclusions vitreuses non dégazées. Certains rapports $(CO_2)_{total}$/Nb élevés dans les MORBs du Pacifique ne sont pas en faveur de pertes de bulles qui auraient pu les affecter. En revanche, dans le détail, le rapport est plus faible pour les E-MORBs que pour les N-MORBs, et il n'y a pas de simple corrélation entre le rapport $(CO_2)_{total}$/Nb et d'autres éléments chimiques. Selon les estimations de Nb de la littérature, les rapports $(CO_2)_{total}$/Nb permettent d'estimer différentes teneurs en CO_2 dans le manteau. Ces dernières sont soit constantes pour tous les types de source (~30 ppm), soit plus enrichies pour la source des E-MORBs (105 à 169 ppm) que celle des N-MORBs (63 à 73 ppm). Afin d'avoir plus de contraintes sur les teneurs en CO_2 du manteau, nous avons modélisé le dégazage en système fermé et ouvert à partir

de différentes teneurs en CO_2 dans le manteau. Au premier ordre, une concentration en CO_2 dans le manteau de 60 ppm semble être la plus plausible pour expliquer la relation entre le CO_2 dissous et la vésicularité observée dans nos échantillons.

Grâce à la systématique de la vésicularité à l'échelle globale, la vésicularité des magmas de tous les segments dorsale médio-océanique a pu être calculée à l'aide d'un modèle empirique de régression linéaire multiple entre la vésicularité étant le paramètre dépendant et les trois paramètres la contrôlant (profondeur, taux d'accrétion et enrichissement de la source en éléments incompatibles). Connaissant le volume de magmas émis à chaque segment de dorsale, les flux de CO_2 ont pu être calculés. Les cartes ont permis de mettre en évidence des flux de CO_2 plus forts à proximité des points chauds, que l'on prenne en compte ou non le facteur d'enrichissement. Les flux à l'échelle du segment de dorsale sont affectés lorsque le paramètre d'enrichissement est négligé, en revanche, cela n'affecte pas le flux global. Le flux de CO_2 total émis est cohérent avec les estimations de la littérature, mais dans la gamme basse, avec une valeur de $5{,}8.10^{11}$ mol/an. Les dorsales du Pacifique émettent plus de la moitié du CO_2 global émis, alors que les dorsales de l'Atlantique et de l'Indien émettent une quantité moindre et similaire (~20% chacune). Environ 2/3 du CO_2 émis par les magmas aux dorsales médio-océaniques est dégazé ($3{,}5.10^{11}$ mol/an de CO_2 libéré vers l'hydrosphère et l'atmosphère).
Le CO_2 dans le manteau est hétérogène et varie entre ~20 et ~210 ppm. Les valeurs les plus élevées sont situées à proximité des points chauds, zones enrichies en éléments incompatibles et sont cohérentes avec nos résultats obtenus à partir des rapports $(CO_2)_{total}$/Nb en utilisant les valeurs de Nb de Donnelly *et al.* (2004) . La moyenne logarithmique de 66^{+35}_{-23} ppm est parmi les plus faibles de la littérature, mais la gamme de variabilité inclut quasiment toutes les estimations antérieures. Cela peut expliquer la grande hétérogénéité des estimations des flux de CO_2 libérés à l'aplomb des dorsales médio-océaniques, reposant pour la plupart sur des études locales ou régionales. Afin de mieux contraindre les teneurs initiales en CO_2 des magmas, il serait intéressant d'étudier les teneurs en CO_2 des inclusions vitreuses formées précocement dans l'histoire des magmas.

Une suite intéressante à cette étude serait d'appliquer notre méthode aux centres d'accrétion constituant les bassins arrière arc, dont la source est connue pour être riche en éléments volatils. L'ajout des flux de CO_2 libérés par les bassins arrière arc permettrait d'établir un bilan global des flux émis par tous les centres d'accrétion.

Une autre question qui reste en suspens est la relation entre le taux d'accrétion et la vésicularité. Si, comme nous le proposons, le taux d'accrétion des dorsales est un moteur de la vésicularité, une étude expérimentale et une modélisation du processus doivent être tentées, afin de vérifier cette relation et de la quantifier.

Enfin, il faut souligner que l'apport de carbone mantellique dans l'eau de mer (via le dégazage magmatique) va avoir pour effet d'augmenter la quantité de $\delta^{12}C$ et d'^{3}He des eaux profondes. Si l'activité hydrothermale est prise en compte dans les modèles globaux de circulation des masses d'eau océaniques, la contribution du dégazage des magmas ne l'est pas. L'apport d'un carbone isotopique « léger » pourrait avoir un impact sur la détermination des âges des masses d'eau océaniques ($\Delta^{14}C$) et donc sur les modèles de ventilation océaniques

Annexe 1

Base de données

Tableau 1-A : Eléments majeurs

Tableau 1-B : Eléments traces

Tableau 1-C : H_2O, CO_2 dissous, Cl, F et leurs incertitudes à ±2σ.

Tableau 1-D : Conditions de saturation en H_2O et CO_2.

Tableau I-A : Localisation des échantillons suivant leur région et leur segment de provenance, ainsi que le taux d'accrétion les affectant, leur profondeur, et leur composition en éléments majeurs (en wt%).

Ech.	Région	Segment	τ (mm/an)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (m)	Prof. max. (m)	Prof. min. (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Océan Atlantique																			
R.R.D145 D1	éch. isolé	MAR-60.5N-61.5N	19	61.34	-27.43	600			50.94	1.35	13.9	11.98	0.21	7.12	11.89	2.1	0.08	0.09	99.66
R.R.D97 D6	éch. isolé	MAR-59.5N-60.5N	18	59.51	-30.09	1000			50.58	1.26	14.10	11.89	0.22	7.43	11.75	2.22	0.06	0.07	99.58
R.R.D70 D5	éch. isolé	MAR-57.9N-58.8N	19	58.76	-31.18	1450			50.38	1.19	14.40	11.18	0.21	7.99	12.07	2.18	0.06	0.02	99.67
R.R.D13 D1	éch. isolé	MAR-56.8N-57.9N	19	57.51	-33.01	1805			50.92	1.17	14.27	10.93	0.19	7.88	12.19	2.07	0.03	0.08	99.73
DV15-4	éch. isolé	MAR-37.5N-38.1N	22	37.84	-31.53	999			51.40	1.32	14.46	10.76	0.20	7.16	11.35	2.40	0.26	0.17	99.48
DV19-6	MAR37-38.1°N	MAR-37.1N-37.5N	22	37.29	-32.28	1722				1.06							0.20		
GRA N4-1-1	MAR37-38.1°N	MAR-37.1N-37.5N	22	37.29	-32.28	1743			50.85	1.09	14.94	10.06	0.19	8.15	12.13	2.26	0.17	0.13	99.97
OT01-2	MAR-34.5N-35.3N	MAR-34.5N-35.3N	21	34.90	-36.43	2223			50.27	1.23	14.65	10.35	0.20	7.95	12.02	2.49	0.13	0.10	99.39
OT02-6	MAR-34.5N-35.3N	MAR-34.5N-35.3N	21	34.90	-36.43	2252			50.40	1.22	14.56	10.03	0.17	7.94	12.09	2.48	0.11	0.10	99.10
OT03-10	MAR-34.5N-35.3N	MAR-34.5N-35.3N	21	34.90	-36.43	1594			48.73	1.79	16.03	8.67	0.17	7.28	12.16	2.84	0.96	0.38	99.01
CH98 DR 07	éch. isolé	MAR-31.7N-32.3N	23	32.28	-40.18	3190	3380	3000	50.49	1.42	15.20	10.03	0.16	8.43	11.30	2.69	0.06	0.14	99.92
CH98 DR 11	MAR30-35.3°N	MAR-30.5N-30.9N	23	30.70	-41.83	3570	3640	3500	50.56	1.51	14.79	10.18	0.20	8.65	11.31	2.48	0.06	0.17	99.91
CH98 DR 12	MAR30-35.3°N	MAR-30.1N-30.5N	23	30.25	-41.70	2400	2500	2300	50.37	1.69	15.27	10.61	0.16	8.16	11.17	2.86	0.14	0.19	100.62
G104#25-3	éch. isolé	MAR-23.2N-23.7N	25	23.53	-44.96	4430	4560	4300	50.18	1.95	14.88	10.86		7.02	10.60	3.12	0.12	0.20	98.93
C05	MAR-21.5N-23.2N	MAR-22.4N-23.2N	25	22.40	-45.12	3400													
C06	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	22.36	-45.07	3870			50.30	1.53	15.33	9.59	0.19	8.15	11.78	2.79	0.11	0.18	99.93
C07	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	22.29	-45.08	3730			50.33	1.78	15.19	10.32	0.20	7.69	11.04	3.08	0.13	0.20	99.95
C11	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	22.02	-45.17	2641													
C13	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	21.84	-45.22	2950			50.84	1.26	15.64	8.70	0.12	8.30	12.23	2.60	0.08	0.14	99.91
C14	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	21.76	-45.23	2955			49.91	1.47	16.30	9.03	0.15	8.41	11.49	3.07	0.26	0.21	100.30
C15	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	21.70	-45.25	3000			51.30	1.19	15.08	8.70	0.15	8.17	12.37	2.67	0.11	0.16	99.90
C16	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	21.61	-45.27	3150			50.12	1.55	15.68	9.54	0.18	8.13	11.38	2.97	0.14	0.19	99.87
C17	MAR-21.5N-23.2N	MAR-21.5N-22.4N	25	21.56	-45.30	3255			50.49	1.23	15.73	8.60	0.16	8.23	12.61	2.78	0.14	0.18	100.15
C18	MAR-21.5N-22.4N	MAR-21.5N-22.4N	25	21.48	-45.31	3500			50.40	1.69	14.91	10.39	0.15	7.47	11.72	2.82	0.16	0.20	99.91
C19	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	21.42	-45.32	3550			50.39	2.06	14.94	10.92	0.20	7.11	10.71	3.14	0.18	0.23	99.88
C23	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	21.25	-45.76	3709			49.97	1.67	16.05	9.11	0.18	8.29	10.94	3.14	0.28	0.28	99.90
C27	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	20.93	-45.71	3695			50.28	1.42	16.07	8.93	0.17	8.54	11.64	2.66	0.16	0.16	100.03
C30A	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	20.72	-45.69	3225			49.98	1.60	15.93	9.31	0.18	8.03	11.41	3.06	0.20	0.21	99.94
C30B	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	20.70	-45.65	3320			50.90	1.90	14.34	10.83	0.18	6.87	11.36	3.12	0.18	0.18	99.86
C35	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	20.34	-45.64	3630			50.02	1.95	15.35	10.48	0.21	7.17	10.94	3.07	0.30	0.21	99.70

Ech.	Région	Segment	τ (mm/an)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (m)	Prof. max. (m)	Prof. min. (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Océan Atlantique (suite)																			
C36	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	20.27	-45.64	3580			50.03	1.73	15.65	9.68	0.15	8.31	11.14	2.94	0.17	0.16	99.96
C40	MAR-20N-21.4N	MAR-20N-21.4N	25	20.02	-45.70	4030			50.47	1.68	15.37	9.73	0.19	8.17	11.15	2.93	0.14	0.20	100.02
Ride lente DR21	éch. isolé	MAR-18.5N-18.9N	25	18.80	-46.27	3740			51.03	1.55	14.82	9.51	0.18	7.77	11.84	2.87	0.09	0.20	99.85
Ride lente DR10	MAR-15.3N-16.5N	MAR-15.3N-16.5N	25	16.16	-46.66	3650			50.18	1.46	14.84	9.36	0.19	8.64	11.20	2.54	0.32	0.16	98.89
2πD47-1	MAR-15.3N-16.5N	MAR-15.3N-16.5N	25	15.90	-46.60	3760			51.09	1.57	15.20	9.48	0.17	7.87	10.68	3.07	0.29	0.21	99.63
Ride lente DR09	MAR-15.3N-16.5N	MAR-15.3N-16.5N	25	15.74	-46.59	3600			50.72	1.57	15.37	9.60	0.18	8.30	10.76	2.86	0.28	0.25	99.90
2πD43	éch. isolé	MAR-12.6N-13.5N	25	13.50	-45.00	3510	3620	3400	50.33	1.84	14.82	9.96	0.19	7.71	10.80	2.89	0.73	0.31	99.58
EW9309 25D GlSt°	MAR-48.3S-47.3S	MAR-48.3S-47.3S	32	-47.35	-10.32	2032			51.36	1.75	15.33	10.00	0.19	6.58	9.97	3.90	0.155	0.235	99.46
EW9309 2D GlSt°	MAR-48.3S-47.3S	MAR-48.3S-47.3S	32	-47.55	-10.19	2494			50.96	1.06	16.22	10.35	0.17	7.62	9.58	3.07	0.047	0.064	99.14
EW9309 10D3g	MAR50.8-49.2°N	MAR-50S-49.2S	32	-49.25	-8.14	3860			50.69	1.50	15.34	9.68	0.15	7.89	11.12	2.96	0.07	0.11	99.51
EW9309 13D1g	MAR50.8-49.2°N	MAR-50S-49.2S	32	-49.99	-7.88	3555			51.02	1.13	15.41	8.63	0.16	8.76	12.58	2.43	0.04	0.08	100.24
EW9309 15D	MAR50.8-49.2°N	MAR-50.8S-50.1S	30	-50.53	-6.43	2980	3021	2939	50.55	1.640	14.73	10.72	0.193	7.84	11.39	2.52	0.156	0.174	99.91
Océan Indien																			
CIR	éch. isolé																		
MD57 D12-5	éch. isolé	n.d.	32	2.50	66.53	3270			50.43	1.28	16.01	8.82	0.17	7.81	11.61	2.90	0.20	0.16	99.38
MD57 D14-2	éch. isolé	n.d.	32	-1.73	67.95	3800			50.87	1.49	15.46	10.08	0.19	7.53	11.29	2.87	0.09	0.15	100.02
MD57 D13-7	éch. isolé	n.d.	32	-2.47	67.64	3240	3280	3200	51.22	1.74	14.63	10.37	0.19	7.08	11.16	2.93	0.18	0.20	99.72
MD57 D11-1	éch. isolé	n.d.	36	-4.16	68.34	4700			50.62	1.60	15.15	9.74	0.17	7.59	11.45	3.12	0.13	0.16	99.73
MD57 D'10-1	CIR-07S-05S	CIR-07S-05S	34	-6.22	68.24	2713	2741	2685	51.64	1.72	14.66	10.03	0.20	6.77	10.97	3.22	0.29	0.20	99.70
MD57 D'10-3*	CIR-07S-05S	CIR-07S-05S	36	-6.22	68.24	2713	2741	2685	51.73	1.26	15.15	9.00	0.16	7.9	11.84	2.84	0.231	0.17	100.29
MD57 D'10-4	CIR-07S-05S	CIR-07S-05S	36	-6.22	68.24	2713	2741	2685	50.96	1.27	15.14	9.07	0.17	8.26	11.83	2.94	0.24	0.17	100.04
MD57 D09-1	CIR8°S	n.d.	36	-8.01	68.07	3700			52.60	1.06	16.13	8.80	0.13	8.71	10.02	2.72	0.03	0.07	100.27
MD57 D09-10	CIR8°S	n.d.	36	-8.01	68.07	3700			52.51	1.03	16.16	8.75	0.15	8.81	10.28	2.79	0.04	0.13	100.64
MD57 D09-9	CIR8°S	n.d.	36	-8.01	68.07	3700			51.97	1.04	16.23	8.90	0.14	8.64	10.00	2.75	0.03	0.05	99.75
MD57 08-1	éch. isolé	CIR-11S-10S	37	-10.81	66.62	3710			51.24	1.15	15.89	8.53	0.17	8.51	12.07	2.71	0.09	0.14	100.50
MD57 D07-12	éch. isolé	CIR-13.5S-12S	37	-12.85	66.42	3700			51.90	1.36	15.86	8.72	0.16	8.21	11.50	2.88	0.12	0.16	100.87
MD57 D03-8	éch. isolé	n.d.	44	-20.93	66.50	3800			50.97	1.29	15.60	9.09	0.16	8.42	12.11	2.42	0.09	0.16	100.30
MD57 D01-9	éch. isolé	n.d.	45	-21.75	69.21	2420			50.61	1.24	16.06	8.81	0.17	8.35	11.69	3.00	0.16	0.15	100.24
RTJ																			
JC 03 07 03 D1 (2)	RTJ	RTJ	56	-25.57	70.03	3470	3840	3100	51.81	1.440	15.73	8.86	0.16	7.75	11.22	3.08	0.14	0.19	100.38
JC 030 703 D1 (1)	RTJ	RTJ	50	-25.57	70.03	3470	3840	3100	51.86	1.35	15.64	8.80	0.16	8.04	11.05	3.05	0.14	0.17	100.26
JC 217 D1 (1)	RTJ	RTJ	56	-25.66	70.05	2810	2920	2700	51.94	1.470	14.83	8.77	0.07	7.83	11.67	2.97	0.14	0.17	99.86

Ech.	Région	Segment	τ (mm/an)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (m)	Prof. max. (m)	Prof. min. (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Océan Indien (suite)																			
JC 28 D1 (1)	RTJ	RTJ	56	-25.60	70.04	3700			51.16	1.17	15.28	8.64	0.17	8.24	12.33	2.44	0.096	0.16	99.69
MD23 site 4 (5)	RTJ	RTJ	56	-25.57	70.00	4150	4300	4000	50.85	1.310	16.65	7.98	0.139	9.38	10.42	3.58	0.091	0.188	100.59
MD23 site 4 (7)	RTJ	RTJ	56	-25.57	70.00	4150	4300	4000	50.91	1.410	16.63	7.94	0.13	8.63	10.44	3.56	0.12	0.19	99.96
SEIR																			
MD23 site 2 (1)	SEIR-71E-73E	SEIR-71E-73E	58	-26.00	72.00	3710	3780	3640	51.02	1.260	16.29	8.38	0.17	8.53	11.32	2.74	0.12	0.16	99.99
MD37 03 01 D1 (2)	SEIR-71E-73E	SEIR-71E-73E	63	-26.90	72.23	3612.5	3625	3600	51.08	1.470	15.75	8.91	0.17	7.93	11.13	2.92	0.21	0.21	99.78
MD37 07 04 D1 (1)*	éch. isolé	SEIR-76E-78E	63	-32.66	77.61	2700			50.47	1.180	17.88	9.05	0.155	7.09	12.11	3.06	0.188	0.179	101.36
PLU DR04 tube 2g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams axe	67	-37.87	78.05	1850	1900	1800	51.21	2.37	14.08	11.97	0.23	5.36	9.43	3.14	0.60	0.33	98.71
PLU DR06-1-1g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams	67	-38.07	78.22	1772.5	1795	1750	56.747	1.93	14.11	11.14	0.21	2.76	6.33	3.89	1.21	0.51	98.83
PLU DR06-1-2g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams axe	67	-38.07	78.22	1772.5	1795	1750	56.99	1.86	14.14	11.11	0.21	2.79	6.35	3.80	1.21	0.55	99.01
PLU DR06-1-3g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams axe	67	-38.07	78.22	1772.5	1795	1750	57.391	1.93	14.28	11.18	0.19	2.80	6.40	3.88	1.24	0.56	99.86
PLU DR06-1-4g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams axe	67	-38.07	78.22	1772.5	1795	1750	57.145	1.94	14.07	11.11	0.22	2.80	6.35	3.86	1.20	0.53	99.24
PLU DR06-2-1g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams axe	67	-38.07	78.22	1772.5	1795	1750	55.293	2.05	13.99	11.18	0.18	3.22	6.65	3.68	1.08	0.42	97.74
PLU DR06-2-2g	SEIR-St Paul Ams	St Paul-Ams axe	67	-38.07	78.22	1772.5	1795	1750	56.435	2.06	14.26	11.30	0.18	3.32	6.94	3.67	1.12	0.45	99.72
SWIR																			
ED DR01-1-5	SWIR11	3	12	-26.50	68.73	4775	4850	4700	50.62	1.351	16.887	8.1	0.16	8.13	10.36	3.77	0.198	0.184	99.76
ED DR01-1-8	SWIR11	3	12	-26.50	68.73	4775	4850	4700	50.69	1.608	16.44	8.81	0.168	8.03	9.672	4.01	0.219	0.228	99.88
ED DR06-5-3	SWIR11	4	12	-26.90	67.22	4700	4900	4500	50.65	1.290	17.45	8.24	0.16	7.68	10.25	3.83	0.21	0.2	99.96
ED RC01	SWIR11	6	16	-27.33	66.78	5153			50.91	1.59	16.66	8.80	0.17	6.92	10.03	4.12	0.26	0.20	99.66
ED DR08-type2	SWIR11	6	16	-27.45	66.34	4375	4550	4200	50.10	1.37	17.03	8.07	0.14	7.77	10.10	3.86	0.23	0.19	98.86
ED DR10-1-4	SWIR10	7	12	-27.52	65.98	4310	4320	4300	50.77	1.22	17.76	7.43	0.21	8.05	10.40	3.66	0.19	0.18	99.88
ED DR12-1-2	SWIR10	8	12	-27.73	65.36	5375	5550	5200	50.07	1.180	17.37	8.87	0.11	8.12	10.43	3.676	0.26	0.12	100.21
ED DR12-2	SWIR10	8	16	-27.73	65.36	5375	5550	5200	50.06	1.25	17.57	8.85	0.21	7.98	10.62	3.54	0.17	0.12	100.37
ED DR12-GlSt°	SWIR10	8	16	-27.73	65.36	5375	5550	5200	50.07	1.18	17.37	8.87	0.11	8.12	10.43	3.67	0.26	0.12	100.20
ED DR16-2-1*	SWIR10	11	13	-27.91	63.91	2750	2800	2700	51.88	1.380	16.78	7.73	0.144	7.54	10.64	4.03	0.243	0.224	100.59
ED454 R0G	SWIR10	11	13	-27.99	63.91	4860			51.9	1.470	16.03	8.37	0.16	6.8	10.74	4.24	0.27	0.2	100.18
ED DR19-1-3	SWIR10	11	13	-27.86	63.76	4475	4550	4400	51.57	1.330	17.06	7.37	0.14	7.63	10.68	3.92	0.259	0.213	100.17
ED DR20-1-1	SWIR10	11	13	-27.96	63.66	4675	4900	4450	49.54	0.920	18.19	9.48	0.16	8.4	10.27	3.42	0.06	0.07	100.51
ED DR20-2-1*	SWIR10	11	13	-27.98	63.66	4675	4900	4450	49.79	1.030	18	9.48	0.176	8.28	10.2	3.51	0.086	0.07	100.62
ED DR22-1-1	SWIR9	12	16	-27.99	63.34	4550	4800	4300	49.20	0.90	17.84	9.86	0.19	8.24	10.30	3.26	0.10	0.10	99.99
ED DR26-type 1	SWIR9	14	12	-28.70	61.93	4520	4600	4440	48.82	0.909	17.582	9.52	0.174	9.52	10.27	3.234	0.058	0.15	100.24
ED DR27-1-1	SWIR9	14	12	-28.80	61.65	4375	4550	4200	50.57	1.270	17.67	7.68	0.14	7.38	10.26	4.36	0.24	0.22	99.79

Ech.	Région	Segment	τ (mm/an)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (m)	Prof. max. (m)	Prof. min. (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Océan Indien (suite)																			
ED DR29-3-2	SWIR9	14	12	-28.95	61.32	3550	3600	3500	50.90	1.33	17.48	7.18	0.18	8.1	10.22	3.9	0.27	0.18	99.74
ED DR29-1-2	SWIR9	14	16	-28.95	61.32	3550	3600	3500	50.32	1.33	17.84	7.43	0.14	8.22	10.13	4.01	0.30	0.21	99.93
ED DR29-3-3	SWIR9	14	12	-28.95	61.32	3550	3600	3500	50.17	1.32	17.46	7.17	0.19	8.09	10.41	3.83	0.29	0.19	99.12
ED DR34-1-1	SWIR8	15	12	-30.43	60.16	4450	4500	4400	50.33	1.46	16.32	9.00	0.19	8.4	10.82	3.51	0.23	0.13	100.39
ED DR34-1-2	SWIR8	15	12	-30.43	60.16	4450	4500	4400	50.31	1.49	16.54	8.89	0.13	8.49	10.71	3.53	0.16	0.13	100.38
ED DR34-1-3	SWIR8	15	16	-30.43	60.16	4450	4500	4400	50.15	1.51	16.57	8.91	0.18	8.38	10.76	3.51	0.18	0.13	100.28
ED DR34-2-1	SWIR8	15	12	-30.43	60.16	4450	4500	4400	50.31	1.49	16.54	8.89	0.13	8.49	10.71	3.53	0.16	0.13	100.39
ED DR41-1-2	SWIR8	16	13	-30.91	59.16	4275	4300	4250	49.56	2.29	15.36	10.67	0.2	7.01	10.07	3.894	0.27	0.28	99.61
ED DR46-2-2	SWIR8	17	13	-31.180	58.48	4050			50.53	1.48	16.43	8.76	0.15	8.13	11.26	3.31	0.14	0.12	100.31
ED DR49-type1	SWIR8	18	14.5	-31.80	57.74	3975	4050	3900	50.48	1.80	15.57	9.51	0.18	7.87	10.75	3.154	0.23	0.24	99.78
ED DR53-2-2	SWIR7	20	14.5	-33.80	56.03	3150	3400	2900	48.65	1.46	17.15	9.06	0.17	8.64	11.34	3.13	0.08	0.16	99.83
ED DR53-2-3	SWIR7	20	16	-33.80	56.03	3150	3400	2900	48.95	1.45	16.97	9.07	0.19	8.55	11.28	3.10	0.08	0.16	99.80
ED DR57-1-1	SWIR7	20	14.5	-34.15	55.63	4100	4300	3900	48.46	1.08	16.82	9.09	0.15	8.92	11.78	2.74	0.02	0.10	99.16
ED DR60-GlSt°	SWIR7	21	14.5	-34.37	55.27	3650	3700	3600	50.33	2.06	15.09	11.24	0.2	6.9	10.02	3.66	0.19	0.16	99.85
ED DR63-type1	SWIR7	22	16	-34.75	54.90	3800			49.99	2.13	15.12	11.23	0.20	6.81	10.04	3.65	0.18		99.35
ED DR65-1-1	SWIR7	22	16	-34.72	54.50	3800	3900	3700	49.94	2.03	15.49	11.01	0.21	6.96	10.16	3.57	0.17	0.25	99.79
ED DR66-2-6	SWIR7	22	16	-34.75	54.37	3725	3800	3650	48.48	1.12	16.40	10.15	0.19	9.55	10.99	2.76	0.10	0.11	99.85
ED DR68-1-7	SWIR6	23	16	-35.30	53.89	4050	4100	4000	50.77	1.65	16.15	9.24	0.17	7.02	10.34	3.79	0.33	0.26	99.71
ED DR68-tube	SWIR6	23	16	-35.30	53.89	4050	4100	4000	50.02	1.71	15.65	10.24	0.18	7.03	10.60	3.89	0.23	0.26	99.81
ED DR72-1-2	SWIR5	26	14.5	-37.40	51.16	2825	2850	2800	50.51	1.590	15.29	11.22	0.21	7.61	11.01	2.46	0.08	0.29	100.27
ED DR76-3-1	SWIR5	28	16	-37.50	49.77	2300	2800	1800	50.24	1.27	15.08	10.26	0.17	7.90	11.58	2.28	0.02	0.29	99.09
ED DR76-2-3*	SWIR5	28	14.5	-37.50	49.77	2300	2800	1800	50.14	1.40	14.99	10.5	0.16	7.37	11.4	2.4	0.03	0.28	98.67
SWF DR29-2-1g	SWIR5	32	16	-38.75	47.37	2960	3040	2880	51.13	1.57	14.99	10.56	0.20	7.24	10.59	2.94	0.34	0.19	99.75
SWF DR28-1-1g	SWIR5	32	16	-38.77	47.09	2900	3000	2800	52.12	2.40	14.08	12.37	0.23	4.96	9.01	3.40	0.72	0.25	99.53
SWF DR26-GlSt° (mcx1)	SWIR4	35	16	-40.98	44.2	3120	3170	3070	50.26	1.31	16.31	9.05	0.17	7.97	11.44	3.00	0.23	0.19	99.91
MD34 D4*	SWIR4	36	16	-40.98	43.70	3700			50.95	1.72	14.91	10.62	0.19	7.04	10.77	3.16	0.22	0.19	99.77
SWF DR20-1-1g	SWIR3	39	16	-43.92	40.94	2650	2700	2600	50.20	1.92	15.13	10.95	0.20	6.89	10.82	3.07	0.28	0.28	99.74
SWF DR17-1-3g	SWIR3	39	16	-43.89	40.70	2475	2550	2400	49.08	1.46	16.30	10.25	0.18	8.30	11.32	2.71	0.17	0.23	99.99
SWF DR14-1-4g	SWIR3	40	16	-43.4	40.1	2670	2700	2640	50.45	1.54	15.56	9.73	0.18	7.71	11.29	2.87	0.36	0.21	99.89
SWF DR14-3-1g	SWIR3	40	16	-43.40	40.10	2670	2700	2640	50.86	1.84	14.88	10.58	0.20	7.23	10.70	2.88	0.48	0.23	99.88
SWF DR13-1-2g	SWIR3	40	16	-43.41	39.98	2835	2880	2790	50.90	0.95	16.65	8.99	0.15	8.48	10.14	3.40	0.09	0.13	99.88
SWF DR10-2-2a+b	SWIR3	40	16	-43.36	39.69	3090	3120	3060	49.78	1.19	16.59	9.16	0.16	8.49	11.52	2.54	0.27	0.13	99.83

Ech.	Région	Segment	τ (mm/an)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (m)	Prof. max. (m)	Prof. min. (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Océan Indien (suite)																			
SWF RC10-2	SWIR3	41	16	-44.22	38.88	2070			51.94	1.93	15.63	9.51	0.16	5.96	9.76	3.35	1.23	0.30	99.78
SWF RC06 #1	SWIR3	41	16	-44.16	38.37	2450			51.17	1.71	15.82	8.88	0.16	7.18	11.02	2.75	0.82	0.26	99.77
SWF DR06-1-1g	SWIR3	43	15	-44.90	36.47	2335	2400	2270	50.60	1.90	14.61	10.60	0.19	6.70	11.09	3.33	0.39	0.23	99.65
SWF DR05-1-2g	SWIR3	43	15	-44.86	36.18	1270	1320	1220	49.87	1.95	15.18	10.10	0.18	6.68	11.02	3.15	0.63	0.27	99.03
SWF DR05-GlSt°	SWIR3	43	15	-44.86	36.18	1270	1320	1220	50.35	1.89	15.18	10.31	0.18	6.63	11.09	3.19	0.55	0.36	99.73
SWF RC01g #1	éch. isolé	44	15	-46.06	34.23	1980			48.51	1.27	16.94	9.29	0.17	8.60	12.03	2.56	0.22	0.19	99.78
SWF DR01-1-1g	éch. isolé	45	15	-47.13	32.55	3737.5	3850	3625	50.12	1.88	14.16	11.70	0.23	6.75	11.22	3.16	0.13	0.20	99.55
Mer Rouge																			
KS 04 B	éch. isolé	n.d.	11	25.30	36.00	1420			51.06	1.510	14.69	10.29	0.197	6.85	11.21	3.12	0.374	0.174	99.48
1011 (Ogive)	Red Sea-19.1N-20.2N	RedSea-19.1N-20.2N	14	19.62	38.75	2746			50.36	1.46	13.80	12.92	0.20	7.51	10.98	2.26	0.13	0.10	99.72
1012 (Ogive Suakin*)	Red Sea-19.1N-20.2N	RedSea-19.1N-20.2N	14	19.60	38.73	2777			50.24	1.270	14.18	11.78	0.21	7.74	11.45	2.26	0.144	0.129	99.40
Océan Pacifique																			
CYP 78 04 06	éch. isolé	EPR-20.5N-21.3N	50	20.92	-109.06	2645	2655	2635	50.66	1.52	15.07	10.44	0.188	7.88	11.8	2.66	0.1	0.169	100.49
VE 32*	éch. isolé	EPR-15.3N-16.3N	83	15.52	-105.38	2325			51.08	1.93	14.25	11.37	0.18	6.48	10.6	2.94	0.31		99.14
Searise 1 DR04	éch. isolé	EPR-05.5N-07N	120	6.71	-102.60	2900			50.67	2.10	13.97	11.42		7.55	10.83	2.71	0.12	0.21	99.58
Searise 1 DR05 102	éch. isolé	EPR-02N-02.7N	134	2.28	-102.50	3350			50.9	2.04	13.81	11.68	0.2	6.93	11.11	2.79	0.18	0.21	99.85
NZ 19-03	CNR-101.5W-101W	CNR-101.5W-101W	125	2.24	-101.37	4130			49.21	1.57	15.78	10.22	0.19	8.56	11.41	2.61	0.05	0.15	99.76
NZ 19-07	CNR-101.5W-101W	CNR-101.5W-101W	125	2.24	-101.37	4150			49.88	1.47	15.31	9.84	0.19	8.85	11.86	2.26	0.07	0.16	99.89
AHA D11E	éch. isolé	EPR-02N-02.7N	125	1.70	-102.30	2900			50.09	1.47	16.56	8.37	0.15	8.10	11.29	3.00	0.41	0.20	99.64
GN12-08	EPR Garrett	EPR-Intra-Garrett FZ-α	150	-13.42	-111.96	3524			49.92	1.10	15.43	9.14	0.18	9.05	12.58	2.33	0.04	0.11	99.89
GN12-11	EPR Garrett	EPR-Intra-Garrett FZ- α	150	-13.42	-111.96	3524			50.91	1.56	14.46	10.58	0.20	7.71	11.73	2.48	0.06	0.12	99.82
GN02-04	EPR Garrett	EPR-Intra-Garrett FZ-γ	150	-13.47	-111.36	3307			50.39	1.28	14.59	10.01	0.19	8.24	12.57	2.39	0.05	0.13	99.84
GN02-07	EPR Garrett	EPR-Intra-Garrett FZ- γ	150	-13.47	-111.37	3192			50.66	1.27	14.57	9.89	0.19	8.37	12.33	2.42	0.05	0.10	99.84
GN02-08	EPR Garrett	EPR-Intra-Garrett FZ- γ	150	-13.47	-111.37	3200			50.55	1.24	14.49	9.64	0.18	7.86	12.31	2.42	0.04	0.06	98.80
GN02-02	EPR Garrett	EPR-Intra-Garrett FZ- γ	150	-13.48	-111.36	3257			50.37	1.25	14.63	9.61	0.16	7.93	12.31	2.39	0.05	0.08	98.78
ND 20-02	EPR16.5-19°S	EPR-18S-16.5S	155	-17.44	-113.21	2564			50.62	1.73	14.56	10.36	0.20	7.55	11.70	2.79	0.12	0.18	99.80
ND 07-04	EPR16.5-19°S	EPR-19.1S-18S	155	-18.36	-113.38	2665			50.46	1.60	14.81	10.15	0.19	7.57	11.77	3.03	0.09	0.18	99.84
Searise 2 DR07	EPR19.1-21.8°S	EPR-20.7S-19.1S	155	-20.12	-113.71	2915			51.19	2.56	13.13	13.49	0.24	5.93	9.82	3.05	0.13	0.21	99.74
Searise 2 DR03	EPR19.1-21.8°S	EPR-21.8S-20.7S	155	-21.41	-114.28	2806			51.19	1.80	14.30	10.60	0.20	7.33	11.24	2.91	0.07	0.18	99.82
PITO 07-02	EPR-Easter-East-24S-23.3S	EPR-Easter-East-24S-23.3S	44	-23.31	-111.67	2457			50.38	1.41	15.69	8.76	0.15	8.22	11.79	3.18	0.09	0.18	99.85
PITO 07-03	EPR-Easter-East-24S-23.3S	EPR-Easter-East-24S-23.3S	44	-23.31	-111.67	2457			50.50	1.46	15.51	8.94	0.17	7.83	11.93	3.22	0.09	0.18	99.83

Ech.	Région	Segment	τ (mm/an)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (m)	Prof. max. (m)	Prof. min. (m)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total
Océan Pacifique (suite)																			
PC DR07-1 V	PAR-155W-152W	PAR-155W-152W	76	-60.00	-152.08	2362			50.68	2.06	14.49	11.15	0.21	6.67	10.88	3.14	0.21	0.24	99.74
PC DR05-1	PAR-155W-152W	PAR-155W-152W	78	-62.00	-154.54	2344			50.68	1.31	15.36	8.66	0.16	8.19	12.26	2.87	0.11	0.13	99.73
PC DR03 V	éch. isolé	PAR-157W-156W	62	-62.32	-156.08	2219			51.06	1.68	14.59	10.15	0.19	7.11	11.47	3.14	0.16	0.18	99.73
PC CV04	éch. isolé	PAR-170.3W-167W	62	-64.40	-169.40	2340			50.12	1.13	15.41	8.93	0.18	8.81	12.51	2.51	0.05	0.09	99.76
Point chaud St Paul-Ams.																			
PLU DR34-1-1g	St Paul-Ams			-37.40	80.01	2950	3050	2850	50.863	2.79	13.74	12.85	0.23	4.90	9.08	3.47	0.52	0.37	98.81
PLU DR02-1-1g	St Paul-Ams			-37.60	78.02	1020	1030	1010	50.677	2.03	14.00	11.95	0.21	5.94	9.97	3.03	0.40	0.23	98.45
PLU DR02-1-2g	St Paul-Ams			-37.60	78.02	1020	1030	1010	51.8	2.04	14.09	11.96	0.22	5.96	10.09	3.01	0.41	0.24	99.83
PLU DR01-2-2g	St Paul-Ams			-37.68	77.90	830	910	750	51.14	2.88	13.30	13.68	0.25	4.64	8.91	3.38	0.61	0.33	99.14
PLU DR01-2-3g	St Paul-Ams			-37.68	77.90	830	910	750	51.374	2.86	13.37	13.73	0.25	4.69	8.94	3.32	0.60	0.30	99.45
PLU DR24-1-4g	St Paul-Ams			-37.91	78.90	1165	1310	1020											
PLU DR10-1-1g	St Paul-Ams			-38.07	79.72	1660	1800	1520											
PLU DR22-3-1g	St Paul-Ams			-39.03	77.72	920	980	860	51.168	2.84	13.82	12.71	0.23	4.84	9.08	3.55	0.67	0.37	99.29
PLU DR22-7-1g	St Paul-Ams			-39.03	77.72	920	980	860	51.552	2.77	14.08	12.50	0.20	4.97	9.20	3.54	0.68	0.39	99.88

Tableau I-B : Compositions en terres-rares et autres éléments traces (en ppm).

Ech.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn
Océan Atlantique																													
R.R.D145 D1	2.2	6.8	1.1	6.4	2.3	0.89	3.6	0.62	4.4	0.97	2.8	0.44	3.1	0.52	1.0	12	0.10		2.31	0.15	68	1.69	63	172	79	51	111	393	102
R.R.D97 D6	1.8	5.9	1.1	5.9	2.5	1.00	3.7	0.68	4.7	1.06	3.0	0.44	3.3	0.50		9			1.67	0.12	66	1.76	62	268	96	51	101	379	104
R.R.D70 D5	1.9	5.9	1.1	6.2	2.4	0.93	3.5	0.63	4.1	0.97	2.7	0.43	3.1	0.47		10			1.64	0.11	75	1.67	59	260	91	50	96	344	97
R.R.D13 D1	1.3	5.0	0.9	5.7	2.4	0.86	3.3	0.61	4.2	0.95	2.7	0.46	2.7	0.47	0.3	4	0.02	0.01	0.79	0.06	63	1.58	55	392	96	48	87	357	101
DV15-4	8.1	18.0	2.3	10.9	3.1	1.13	3.7	0.66	4.3	0.90	2.6	0.40	2.7	0.43	6.2	74	0.85	0.25	12.31	0.79	131	2.03	70	62	47	43	69	294	96
DV19-6	5.4	11.7	1.5	7.7	2.4	0.88	2.9	0.53	3.5	0.76	2.2	0.34	2.3	0.36	5.1	67	0.60	0.17	9.00	0.61	111	1.53	49	123	70	44	79	256	85
GRA N4-1-1	5.0	11.0	1.5	7.3	2.3	0.87	2.9	0.54	3.7	0.79	2.2	0.34	2.3	0.36	4.7	56	0.52	0.16	8.07	0.51	104	1.52	48	79	66	47	78	267	95
OT01-2	3.7	9.3	1.4	7.5	2.5	0.98	3.4	0.61	4.2	0.89	2.6	0.40	2.7	0.42	2.5	29	0.31	0.08	5.00	0.31	107	1.70	56	127	57	46	91	269	86
OT02-6	3.8	9.4	1.5	7.7	2.6	1.00	3.3	0.64	4.3	0.92	2.7	0.41	2.7	0.43	3.4	30	0.31	0.10	4.98	0.32	111	1.79	58	119	54	47	95	265	133
OT3-10	19.3	37.0	4.4	17.9	4.2	1.41	4.3	0.72	4.5	0.91	2.5	0.38	2.5	0.39	23.9	249	2.41	0.72	38.37	2.39	321	3.03	118	338	109	39	55	233	81
CH98 DR 07	2.1	6.8	1.1	6.6	2.4	0.96	3.1	0.58	3.7	0.86	2.4	0.36	2.4	0.38		5			1.16	0.09	105	1.78	65	476	111	46	89	276	84
CH98 DR 11	2.7	9.2	1.6	8.6	3.4	1.23	4.7	0.79	5.3	1.17	3.2	0.52	3.3	0.52	0.6	7	0.07	0.01	1.68	0.12	91	2.52	94	377	144	46	62	296	99
CH98 DR 12	2.8	10.1	1.8	10.0	4.0	1.42	5.3	0.89	6.0	1.35	3.7	0.61	3.7	0.61	0.9	8	0.10	0.03	1.94	0.14	94	2.76	103	284	117	46	59	309	108
G104#25-3	4.7	15.2	2.6	14.3	4.9	1.70	6.0	1.12	7.3	1.53	4.4	0.64	4.3	0.67	1.1	7	0.17	0.07	3.01	0.23	136	3.74	143	172	84	43	67	320	114
C06	3.3	10.2	1.7	9.5	3.4	1.21	4.1	0.72	4.8	1.08	2.9	0.47	3.1	0.48		6	0.11		2.08	0.15	127	2.35	96	384	114	44	76	287	87
C07	3.9	12.0	2.0	11.3	3.8	1.41	4.9	0.84	5.6	1.23	3.3	0.53	3.5	0.54		6	0.12		2.57	0.18	133	2.67	117	253	100	42	64	314	95
C13	2.5	7.7	1.3	7.0	2.8	1.02	3.5	0.60	4.1	0.87	2.4	0.38	2.6	0.39		7	0.08		1.71	0.13	118	1.96	69	409	110	43	85	263	76
C14	3.1	8.9	1.4	8.2	2.7	1.08	3.8	0.62	4.1	0.89	1.4	0.38	2.5	0.41	1.1	11	0.14		2.56	0.17	135	2.05	79	388	120	42	76	255	76
C15	3.0	9.9	1.5	7.8	2.4	1.04	3.7	0.61	4.2	0.90	2.5	0.38	2.4	0.37		9	0.11		2.18	0.15	137	1.93	77	393	87	42	83	266	77
C16	4.3	13.3	2.0	11.4	3.6	1.36	4.9	0.82	5.2	1.24	3.2	0.50	3.3	0.51	1.2	13	0.18		3.38	0.24	141	2.80	113	307	102	42	74	285	89
C19	5.2	15.9	2.7	14.9	4.8	1.68	6.3	1.08	7.0	1.56	4.3	0.70	4.1	0.68	1.3	14	0.24	0.14	4.10	0.30	130	3.73	139	224	90	43	63	305	109
C27	3.7	11.0	1.8	9.7	3.4	1.17	4.3	0.72	4.7	1.01	2.8	0.48	2.8	0.43	1.5	17	0.19		3.59	0.25	130	2.43	93	373	137	42	72	265	81
C30A	4.8	14.2	2.2	11.8	3.8	1.40	5.2	0.83	5.4	1.13	3.0	0.48	3.1	0.52	1.6	21	0.22	0.10	4.41	0.29	153	2.79	116	366	137	42	72	274	91
C35	5.7	16.1	2.5	13.9	4.4	1.55	6.1	0.94	6.2	1.32	3.5	0.59	3.6	0.60	2.5	30	0.33	0.14	6.01	0.41	153	3.34	126	243	98	42	63	309	96
C36	4.3	12.9	2.2	12.2	4.0	1.48	5.2	0.83	5.5	1.22	3.3	0.54	3.2	0.54	1.4	16	0.18		3.65	0.25	140	2.89	113	334	148	44	64	284	88
C40	3.7	12.2	2.1	10.8	3.9	1.44	5.0	0.82	5.5	1.16	3.2	0.52	3.3	0.50	1.1	12	0.15	0.05	3.06	0.23	123	2.85	109	324	136	43	60	284	88
Ride lente DR21	3.2	10.2	1.8	9.9	3.2	1.25	4.1	0.76	4.9	1.08	3.0	0.44	2.9	0.45		6	0.09		1.76	0.13	139	2.59	97	266	77	41	76	274	83
Ride lente DR10	6.5	15.9	2.2	10.5	3.2	1.18	4.1	0.67	4.6	1.03	2.8	0.39	2.7	0.45	4.7	58	0.55	0.17	9.74	0.57	132	2.38	99	353	158	45	70	290	92
2πD47-1	6.8	16.6	2.5	12.3	3.7	1.41	4.8	0.83	5.2	1.08	3.1	0.47	3.1	0.46	4.6	52	0.59	0.20	9.26	0.58	140	2.75	105	226	110	38	57	244	77
Ride lente DR09	4.1	12.1	2.0	10.1	3.4	1.20	4.3	0.69	4.6	1.01	2.8	0.42	2.9	0.45	1.3	17	0.23		3.62	0.26	146	2.46	95	364	96	42	74	285	84
2πD43	13.7	29.4	3.9	17.8	4.4	1.41	4.8	0.79	4.9	1.03	2.6	0.43	2.7	0.44	12.6	165	1.41	0.45	25.03	1.47	257	3.24	131	276	137	42	61	268	96
EW9309 10D3g	3.0	9.1		9.6	3.2	1.30	5.2		5.8		3.5		3.8		0.7	9	0.14	0.03	1.64	0.15	104		93		106				

Ech.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn
Océan Atlantique (suite)																													
EW9309 13D1g	1.8	6.1		6.5	2.2	1.06	3.8		4.1		2.3		2.5		0.3	4	0.06		0.93		88		61		111				
Océan Indien																													
CIR																													
MD57 D12-5	5.0	13.2	1.9	9.6	3.1	1.13	3.8	0.65	4.2	0.92	2.4	0.37	2.6	0.41	3.0	35	0.35	0.11	5.38	0.35	159	2.17	89	384	126	43	77	258	84
MD57 D14-2	2.9	9.5	1.6	8.4	3.2	1.13	4.3	0.78	4.9	1.12	3.1	0.49	3.5	0.51		7	0.13		1.76	0.13	109	2.44	92	305	116	45	76	288	92
MD57 D13-7	5.3	15.5	2.5	12.5	4.3	1.49	5.7	0.95	6.4	1.34	3.7	0.63	4.0	0.61	2.0	19	0.40	0.13	4.26	0.29	112	3.45	136	267	77	41	77	320	103
MD57 D11-1	3.9	12.2	2.0	10.7	3.5	1.25	4.5	0.78	5.4	1.09	3.1	0.49	3.3	0.51	1.2	12	0.21		2.46	0.18	130	2.76	109	325	94	39	75	273	92
MD57 D'10-1	6.7	17.9	2.6	12.7	4.0	1.42	5.1	0.84	5.8	1.20	3.4	0.54	3.5	0.54	5.6	49	0.71	0.18	7.47	0.50	142	2.90	112	211	82	39	62	309	95
MD57 D'10-4	4.8	12.5	1.8	9.4	2.8	1.11	3.4	0.64	4.1	0.95	2.5	0.40	2.5	0.38	3.7	38	0.46	0.13	5.32	0.37	139	2.24	79	183	70	40	74	259	78
MD57 D09-1	1.0	3.5	0.7	4.3	1.9	0.88	3.0	0.52	3.4	0.71	1.9	0.29	1.9	0.29		3			0.66	0.05	91	1.37	43	394	210	42	76	133	74
MD57 D09-10	1.0	3.8	0.7	3.9	1.7	0.82	2.7	0.49	3.0	0.66	1.7	0.27	1.8	0.26					0.55	0.04	100	1.37	46	433	235	48	83	149	82
MD57 D07-12	3.2	10.0	1.7	8.8	3.0	1.13	4.0	0.72	4.5	0.96	2.6	0.39	2.8	0.42	1.3	13	0.17		2.44	0.18	119	2.33	89	350	128	40	67	263	78
MD57 D03-8	2.8	9.7	1.7	8.9	3.2	1.25	4.0	0.71	4.7	0.95	2.7	0.41	2.6	0.40	0.6	7	0.12		1.87	0.15	137	2.27	84	374	85	41	67	246	78
MD57 D01-9	3.7	10.6	1.7	8.7	2.9	1.14	3.8	0.64	4.4	0.95	2.5	0.37	2.6	0.38	3.2	35	0.28		3.72	0.24	136	2.18	81	362	104	42	88	241	77
RTJ																													
JC 03 07 03 D1 (2)	4.2	13.0	2.0	10.3	3.3	1.27	4.7	0.74	4.9	1.20	3.0	0.45	3.0	0.47	3.3	21	0.27		2.85	0.19	148	2.37	98	358	135	35		252	
JC 030 703 D1 (1)	3.9	12.1	1.9	10.1	3.2	1.26	4.1	0.75	4.8	1.07	2.7	0.47	3.0	0.46	1.7	20	0.22		2.62	0.19	139	2.48	95	340	119	39	59	263	81
JC 217 D1 (1)	3.4	10.5	1.7	9.0	3.1	1.18	4.0	0.71	4.6	0.99	2.8	0.41	2.7	0.46	1.4	16	0.16		2.19	0.15	132	2.22	91	364	120	41	66	255	84
MD23 site 4 (7)	4.0	13.3	2.2	11.5	3.6	1.27	4.3	0.70	4.8	1.01	2.7	0.41	2.8	0.44		7	0.09		2.00	0.15	190	2.74	127	375	189	43	65	225	79
SEIR																													
MD23 site 2 (1)	2.9	9.0	1.5	8.2	3.0	1.11	4.0	0.66	4.5	0.92	2.8	0.41	2.6	0.43		12	0.12		1.85	0.14	113	2.12	77	339	137	39	59	234	76
MD37 03 01 D1 (2)	4.7	13.0	2.1	10.3	3.6	1.20	4.7	0.76	5.1	1.06	3.0	0.46	3.1	0.50	3.3	35	0.36	0.10	4.74	0.31	127	2.70	100	310	121	38	59	271	85
MD37 07 04 D1 (1)*	4.0	10.8	1.6	8.7	2.6	1.05	3.5	0.60	3.9	0.89	2.3	0.36	2.4	0.38	2.1	20	0.49		3.83	0.26	158	2.02	84	331	115	43	87	231	75
PLU DR04 tube 2 gl	20.2	42.3	5.5	23.8	5.9	1.98	6.2	1.05	6.4	1.29	3.5	0.53	3.4	0.53	15.2	155	2.47	0.56	27.70	1.93	246	4.44	175	120	59	40	57	314	126
PLU DR06-1-2g	37.1	76.6	9.8	41.5	9.7	2.80	10.0	1.67	10.3	2.07	5.9	0.89	5.9	0.91	31.2	271	5.06	1.20	44.22	3.01	188	8.89	352	40	20	25	34	140	138
SWIR																													
ED DR01-1-5	4.7	14.2	2.2	11.3	3.3	1.23	4.1	0.68	4.2	0.86	2.5	0.37	2.4	0.38	1.5	17	0.22	0.07	3.66	0.25	202	2.58	113	373	180	42	62	212	74
ED DR01-1-8	5.7	16.3	2.6	13.6	3.9	1.44	4.6	0.76	4.8	1.05	2.9	0.45	3.0	0.45	1.5	17	0.26	0.10	3.76	0.28	194	3.22	134	340	165	38	63	225	81
ED DR06-5-3	4.5	13.0	2.0	10.2	3.2	1.19	3.8	0.63	4.3	0.87	2.5	0.39	2.6	0.40	1.9	21	0.24	0.06	3.83	0.26	171	2.31	112	306	158	40	65	193	70
ED RC01	6.5	17.3	2.7	12.7	3.7	1.33	4.4	0.78	5.2	1.07	3.1	0.47	3.1	0.49	2.9	29	0.38	0.13	5.36	0.40	206	3.04	127	243	92	36	72	203	81
ED DR08-type2	6.6	18.2	2.7	14.5	3.3	1.36	4.6	0.79	5.3	1.13	3.1	0.46	2.8	0.46	3.0	29	0.40		4.65	0.37	209	2.86	132	326	135	37	69	210	79
ED DR10-1-4	5.2	13.9	2.2	10.7	2.9	1.17	3.4	0.67	3.9	0.91	2.7	0.38	2.4	0.38	1.5	18	0.20		2.64	0.25	217	2.32	105	321	139	37	59	192	67
ED DR12-1-2	5.1	13.4	2.0	11.1	2.8	1.31	4.0	0.79	4.6	1.05	3.3	0.48	2.9	0.51	2.3	24	0.31		3.26	0.26	162	2.35	105	286	142	39	69	186	71

Ech.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn
Océan Indien (suite)																													
ED DR12-2	5.5	15.7	2.6	12.6	3.7	1.26	4.7	0.80	5.1	1.00	3.1	0.48	3.1	0.47	1.9	22	0.30	0.10	4.33	0.31	196	3.01	127	258	49	33	74	213	70
ED DR12-GlSt°	4.3	13.0	2.0	9.6	3.0	1.17	3.9	0.70	4.7	0.99	3.0	0.45	3.1	0.47	2.4	21	0.30	0.10	3.45	0.26	157	2.33	102	296	167	40	58	180	69
ED DR16-2-1*	4.7	13.9	2.3	12.0	3.9	1.48	5.2	0.86	6.0	1.24	3.4	0.55	3.5	0.53	1.1	13	0.18	0.10	4.16	0.29	146	3.19	126	298	111	41	64	301	90
ED454 R0G	4.2	12.4	1.9	9.8	3.0	1.08	3.8	0.68	4.7	1.02	2.9	0.45	3.0	0.48	2.1	21	0.29	0.08	3.60	0.26	158	2.30	98	284	148	39	66	176	65
ED DR19-1-3	5.1	14.5	2.3	11.6	3.0	1.21	4.1	0.68	4.3	0.98	2.8	0.39	2.6	0.43	2.5	28	0.32		3.70	0.30	237	2.23	120	321	115	38	71	211	67
ED DR20-1-1	1.8	6.0	1.0	5.7	1.9	0.82	2.9	0.54	3.8	0.89	2.6	0.41	2.9	0.44	0.6	5			1.02	0.07	131	1.42	62	258	143	47	80	138	64
ED DR20-2-1*	1.9	6.6	1.2	6.3	2.2	0.89	3.0	0.55	3.8	0.92	2.6	0.44	3.0	0.45	0.5	7	0.07	0.02	1.31	0.10	131	1.67	65	266	151	45	82	140	64
ED DR22-1-1	2.5	7.2	1.1	6.0	2.3	0.96	3.3	0.66	4.6	1.07	3.2	0.56	3.5	0.58	0.9	9	0.12		1.84	0.13	125	1.68	69	291	161	51	87	159	71
ED DR26-type 1	2.7	8.4	1.5	8.4	2.2	1.03	3.8	0.66	4.4	1.01	2.8	0.49	2.9	0.48	0.5	6	0.14		1.06	0.10	144	1.75	72	323	221	51	82	152	70
ED DR27-1-1	2.0	6.3	1.1	6.3	2.2	0.98	3.1	0.55	3.4	0.85	2.4	0.41	2.7	0.41		6			1.09	0.08	125	1.59	61	356	222	51	78	160	65
ED DR29-3-2	5.6	15.5	2.3	11.0	3.0	1.19	3.7	0.65	4.0	0.84	2.4	0.38	2.5	0.36	1.8	22	0.30	0.10	4.31	0.29	231	2.64	119	369	192	41	61	195	68
ED DR29-1-2	6.0	16.5	2.6	12.1	3.2	1.39	4.1	0.74	4.6	0.93	2.7	0.42	2.7	0.41	1.8	25	0.35		4.08	0.30	260	2.72	130	301	164	38	59	188	69
ED DR29-3-3	5.4	15.4	2.4	11.6	3.2	1.25	3.9	0.67	4.3	0.88	2.5	0.40	2.5	0.39	1.6	22	0.33	0.09	4.23	0.30	245	2.63	117	314	165	35	54	172	63
ED DR34-1-2	4.7	15.3	2.4	12.8	4.0	1.49	5.1	0.89	5.8	1.19	3.7	0.53	3.3	0.52	2.0	16	0.22		2.90	0.20	173	3.08	136	392	172	38	55	231	75
ED DR34-1-3	4.5	13.8	2.3	12.3	3.9	1.39	4.5	0.83	5.2	1.10	3.1	0.47	3.1	0.48	1.5	15	0.22	0.08	3.17	0.24	155	3.01	113	361	164	42	59	212	84
ED DR41-1-2	7.3	21.9	3.7	19.2	6.2	2.03	7.3	1.21	8.0	1.60	4.6	0.69	4.4	0.68	1.7	18	0.30	0.10	4.67	0.35	172	4.51	188	222	112	40	53	269	105
ED DR49-type1	5.0	16.6	2.7	14.4	4.6	1.66	5.6	0.98	6.5	1.30	3.8	0.56	3.7	0.56	1.0	11	0.21	0.10	3.16	0.25	152	3.57	143	313	125	38	49	240	87
ED DR53-2-3	3.1	10.2	1.9	10.0	3.5	1.27	4.7	0.84	5.6	1.21	3.5	0.53	3.1	0.52	0.5	5	0.05		1.21	0.11	124	2.70	106	274	151	45	68	256	92
ED DR57-1-1	1.5	5.8	1.0	5.9	2.3	0.94	3.1	0.54	3.6	0.81	2.2	0.34	2.3	0.33					0.45	0.04	108	1.66	62	317	161	45	93	215	85
ED DR60-GlSt°	6.6	19.9	3.3	17.6	4.7	1.83	6.4	1.21	7.1	1.47	4.4	0.67	4.1	0.66	2.1	23	0.31		3.67	0.30	171	4.13	166	289	99	41	66	285	108
ED DR63-type1	5.8	18.4	3.2	16.9	5.4	1.93	7.9	1.14	7.3	1.67	4.9	0.68	4.4	0.63	1.4	16	0.24		2.84	0.26	158	3.89	162	239	105	42	72	286	111
ED DR65-1-1	6.0	18.1	3.1	16.2	5.3	1.79	6.2	1.15	7.4	1.58	4.5	0.67	4.5	0.71	1.3	14	0.22	0.08	3.16	0.25	150	4.08	148	231	116	43	66	263	110
ED DR66-2-6	2.7	8.0	1.3	7.3	2.5	0.96	3.2	0.60	4.1	0.89	2.6	0.40	2.7	0.43	1.0	11	0.13	0.19	1.83	0.14	123	1.89	70	382	217	52	97	207	80
ED DR68-1-7	2.6	8.5	1.4	7.7	2.8	1.09	3.9	0.71	4.7	0.98	2.9	0.43	2.9	0.45	1.1	10	0.15		1.90	0.14	88	2.08	71	458	137	42	64	273	87
ED DR68-tube	7.4	20.7	3.0	15.5	4.3	1.54	5.3	0.99	6.4	1.24	3.7	0.58	3.4	0.55	2.9	40	0.36		5.10	0.38	200	3.22	156	268	102	40	68	245	92
ED DR76-3-1	1.6	5.7	1.0	6.6	2.7	1.05	3.9	0.74	5.1	1.09	3.2	0.50	3.4	0.52	0.6	6	0.06		0.87	0.07	80	1.93	61	252	109	45	115	296	88
ED DR76-2-3*	1.8	6.3	1.3	7.5	3.1	1.17	4.6	0.77	5.5	1.17	3.4	0.54	3.4	0.58	0.6	6	0.08	0.02	0.95	0.07	85	2.07	73	205	102	43	93	277	91
SWF DR29-2-1g	5.8	14.3	2.4	11.2	3.9	1.34	5.0	0.88	5.8	1.21	3.3	0.54	3.5	0.50	6.6	70	0.66	0.19	7.22	0.49	109	2.58	93	156	77	42	57	301	95
SWF DR28-1-1g	11.9	27.1	3.8	18.3	5.6	1.78	7.8	1.29	8.0	1.81	5.0	0.82	5.1	0.78	14.8	136	1.51	0.42	16.19	1.11	119	4.19	151	68	31	40	45	362	116
SWF DR26-GlSt° (mcx1)	4.3	10.9	1.8	8.9	3.0	1.06	4.0	0.71	4.4	0.98	2.7	0.43	2.8	0.38	3.6	60	0.34	0.14	4.72	0.32	131	2.09	77	341	131	41	62	234	75
MD34 D4*	5.3	13.8	2.2	11.9	3.7	1.41	5.0	0.85	5.9	1.30	3.6	0.58	3.6	0.58	3.9	58	0.38		5.01	0.32	124	2.74	112	248	91	40	64	277	96
SWF DR20-1-1g	12.6	29.6	3.9	18.5	5.1	1.74	6.3	1.07	7.0	1.47	4.2	0.63	4.2	0.64	4.7	94	1.45	0.35	15.03	0.88	146	3.54	135	225	93	42	61	330	110
SWF DR17-1-3g	7.9	19.2	2.6	12.4	3.8	1.32	4.8	0.86	5.6	1.19	3.5	0.52	3.6	0.56	3.1	56	0.87	0.22	9.02	0.54	117	2.64	98	434	191	46	74	258	97

Ech.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn
Océan Indien (suite)																													
SWF DR14-3-1g	8.5	19.9	2.7	14.3	4.2	1.45	5.1	0.91	6.0	1.25	3.6	0.54	3.7	0.56	7.3	156	0.63	0.13	8.45	0.53	159	3.13	111	212	86	40	62	310	96
SWF DR13-1-2g	1.9	5.2	0.9	5.6	2.1	0.88	2.6	0.39	2.4	0.51	1.3	0.19	1.3	0.19	1.3	32	0.14	0.05	1.51	0.10	275	1.20	37	447	203	49	73	180	83
SWF DR10-2-2agb	4.5	12.0	1.7	8.6	2.8	1.07	3.6	0.63	4.0	0.87	2.5	0.37	2.6	0.38	3.9	86	0.35	0.09	4.16	0.28	153	1.92	69	458	164	44	63	232	80
SWF DR06-1-1g	9.8	22.4	3.2	14.6	4.4	1.53	5.0	0.88	5.5	1.15	3.2	0.48	3.2	0.48	7.8	81	1.01	0.27	12.50	0.78	190	3.21	121	133	73	43	94	286	105
SWF DR05-1-2g	14.4	31.3	4.2	18.4	5.2	1.81	5.9	0.98	6.1	1.24	3.4	0.50	3.2	0.52	11.8	124	1.50	0.38	18.89	1.21	220	3.70	147	238	69	37	53	261	97
SWF DR05-GlSt°	14.8	32.2	3.9	19.2	5.2	1.76	5.8	0.98	6.2	1.25	3.4	0.52	3.4	0.51	12.1	128	1.48	0.38	19.64	1.21	230	3.77	138	241	66	39	78	281	102
SWF RC01g #1	3.9	10.8	1.6	8.3	2.6	1.01	3.3	0.58	3.6	0.75	2.1	0.31	2.1	0.31	2.3	43	0.29	0.10	4.09	0.28	180	1.80	68	414	184	47	82	235	93
SWF DR01-1-1g	4.3	13.4	2.3	12.7	4.3	1.62	5.8	1.10	7.1	1.52	4.3	0.66	4.2	0.66	1.5	126	0.19	0.06	2.85	0.20	134	3.29	129	268	78	51	76	344	122
Mer Rouge																													
1011 (Ogive)	3.7	9.8	1.6	8.5	3.5	1.16	5.0	0.83	5.9	1.35	3.8	0.60	3.9	0.65	2.4	25	0.39	0.12	5.32	0.37	60	2.82	96	256	111	50	102	368	127
1012 (Ogive Suakin*)	3.9	9.8	1.5	7.6	2.8	1.07	4.0	0.69	4.8	1.08	3.1	0.53	3.3	0.53	2.8	29	0.44	0.11	5.84	0.40	67	1.88	63	267	118	51	103	365	105
Océan Pacifique																													
VE 32*	6.0	17.3	2.7	12.6	4.1	1.51	5.0	0.81	5.3	1.18	3.3	0.50	3.1	0.50	3.0	50	0.33	0.11	6.12	0.40	160	2.97	125	140	51	44	64	344	119
Searise 1 DR04	4.8	14.4	2.3	13.1	4.5	1.53	5.6	1.01	6.7	1.43	4.1	0.64	4.3	0.65	1.6	14	0.23	0.08	3.99	0.29	113	3.30	121	146	60	43	64	381	110
Searise 1 DR05 102	4.3	14.0	2.4	13.8	4.9	1.53	5.9	1.05	7.1	1.57	4.1	0.66	4.2	0.73	1.0	9	0.22		3.12	0.24	98	3.55	136	272	137	45	60	368	107
NZ 19-03	2.6	9.2	1.7	9.5	3.5	1.20	4.8	0.81	5.4	1.22	3.2	0.52	3.3	0.54		3			1.30	0.10	98	2.56	97	408	171	47	69	287	90
NZ 19-07	2.6	9.3	1.6	9.4	3.4	1.16	4.6	0.76	5.0	1.15	3.2	0.50	3.3	0.50		5	0.09		1.83	0.13	81	2.32	93	406	150	45	71	300	92
AHA D11E	7.3	17.1	2.3	11.1	3.3	1.25	4.1	0.69	4.4	0.90	2.6	0.39	2.5	0.37	6.8	66	0.82	0.22	8.81	0.69	187	2.41	94	296	127	37	54	227	71
GN12-08	1.6	5.2	1.0	5.6	2.0	0.80	3.0	0.53	3.6	0.78	2.2	0.32	2.3	0.33					0.73	0.05	88	1.48	57	482	139	47	81	276	74
GN12-11	2.3	8.0	1.4	8.9	3.3	1.21	4.5	0.79	5.3	1.16	3.3	0.48	3.4	0.53			0.07	0.03	1.13	0.10	92	2.32	86	226	76	43	66	329	91
GN02-04	1.7	6.0	1.0	6.1	2.4	0.90	3.2	0.62	4.0	0.88	2.5	0.39	2.6	0.40			0.05	0.02	0.91	0.06	80	1.68	65	442	75	49	98	332	83
GN02-07	1.6	5.8	1.1	6.3	2.5	0.96	3.6	0.62	4.2	0.94	2.6	0.41	2.9	0.43			0.05	0.02	0.87	0.08	75	1.90	61	245	58	43	85	289	80
GN02-08	1.5	5.7	1.1	5.8	2.4	0.89	3.4	0.62	4.0	0.87	2.5	0.39	2.6	0.40			0.05	0.02	0.86	0.07	76	1.70	63	326	68	47	94	325	85
GN02-02	1.7	6.0	1.1	6.5	2.6	0.95	3.6	0.62	4.2	0.93	2.6	0.39	2.7	0.44			0.05	0.02	0.94	0.08	80	1.77	64	424	77	47	96	318	83
ND 20-02	3.6	11.3	1.8	10.4	3.5	1.27	4.7	0.84	5.5	1.22	3.3	0.56	3.5	0.55	1.1	9	0.14		2.93	0.20	114	2.65	106	318	93	50	93	420	107
ND 07-04	3.4	11.5	1.8	9.8	3.5	1.26	4.7	0.79	5.1	1.19	3.2	0.53	3.3	0.53		6	0.09		2.07	0.14	138	2.52	108	314	89	50	87	378	103
Searise 2 DR07	5.3	16.6	3.0	16.0	5.8	1.89	7.2	1.35	9.2	1.96	5.6	0.86	5.7	0.87	1.7	12	0.28	0.11	4.10	0.32	91	4.26	161	94	56	44	63	477	140
Searise 2 DR03	3.1	10.3	1.9	10.7	3.9	1.40	5.2	0.97	6.4	1.37	4.0	0.60	4.0	0.63	0.7	6	0.12	0.05	1.81	0.14	95	2.87	98	190	72	42	68	351	111
PITO 07-02	5.9	15.9	2.3	11.5	3.7	1.31	4.5	0.77	5.0	1.05	3.1	0.45	2.9	0.46	3.9	49	0.48	0.16	8.86	0.59	158	2.52	97	319	157	43	68	270	90
PITO 07-03	2.9	9.2	1.7	8.9	3.1	1.19	3.9	0.70	4.6	0.94	2.7	0.40	2.7	0.42	0.7	7	0.12	0.07	2.04	0.14	136	2.26	79	357	78	41	80	235	81
PC DR07-1 V	6.4	18.6	2.9	15.0	5.1	1.63	5.9	0.99	6.3	1.47	3.9	0.63	4.1	0.66	2.1	21	0.38	0.15	6.06	0.42	148	3.79	157	147	65	42	64	348	113
PC DR05-1	3.7	10.4	1.6	8.8	3.0	1.01	3.4	0.61	4.1	0.89	2.5	0.37	2.5	0.37	1.4	17	0.22		3.50	0.24	143	2.14	84	396	94	42	76	272	78

Ech.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn
Océan Pacifique (suite)																													
PC DR03 V	5.4	15.0	2.3	11.9	3.7	1.33	4.6	0.79	5.2	1.16	3.1	0.51	3.2	0.50	1.9	22	0.33	0.10	5.23	0.34	154	2.74	120	151	57	42	66	311	94
PC CV04	1.9	6.3	1.2	6.6	2.3	0.98	3.1	0.56	3.5	0.79	2.2	0.35	2.4	0.37		4			1.22	0.09	107	1.62	65	421	128	45	80	268	78

Tableau 1-C : Compositions en H_2O et CO_2 dissous et en halogènes F et Cl, le nombre d'analyses N pour le CO_2 est en moyenne de 6 et de 3 pour le Cl et F, il est indiqué dans le tableau pour l'H_2O, l'écart-type à 2σ est obtenu selon la formule : $\frac{écart-type \times 2}{\sqrt{N}}$.

Ech.	H_2O wt%	±2σ	Nb de données	CO_2 ppm	±2σ	Cl ppm	±2σ	F ppm	±2σ
Océan Atlantique									
R.R.D145 D1	0.230	0.018	3						
R.R.D97 D6	0.199	0.003	12	40	13	128	5	225	-
R.R.D70 D5	0.174	0.007	6						
R.R.D13 D1	0.164	0.004	6						
DV15-4	0.478	0.015	9	41	8	186	7	307	23
DV19-6	0.339	0.007	6	87	11	162	5	252	34
GRA N4-1-1	0.283	0.009	6	121	22	141	5	246	57
OT01-2	0.244	0.016	6	284	52	86	9	249	87
OT02-6	0.238	0.006	12	142	73	104	4	218	30
OT03-10	0.501	0.025	4	n.d.		511	21	482	57
CH98 DR 07	0.238	0.012	11	200	9				
CH98 DR 11	0.256	0.008	11	128	43	38	5	226	23
CH98 DR 12	0.254	0.005	29	241	44	49	1	249	
G104#25-3	0.344	0.016	6	185	20	29	2	270	18
C05	0.244	0.009	5	310	47	70	11	244	55
C06	0.206	0.004	12						
C07	0.257	0.006	23	288	81	90	63	239	17
C11	0.362	0.003	5	104	16				
C13	0.174	0.008	10	168	38				
C14	0.231	0.025	6						
C15	0.201	0.007	6						
C16	0.275	0.006	16	150	25				
C17	0.184	0.007	5						
C18	0.320	0.013	16	153	81	58	10	286	28
C19	0.376	0.006	29	301	41				
C23	0.365	0.006	6						
C27	0.235	0.009	12	238	70	76	6	289	2
C30A	0.295	0.006	21	213	43	91	8	228	9
C30B	0.303	0.010	5	217	49				
C35	0.372	0.006	17	213	122	80	1	288	50
C36	0.267	0.011	6						
C40	0.245	0.002	85	277	68	44	4	248	49
Ride lente DR21	0.187	0.012	7	271	55	29	1	201	48
Ride lente DR10	0.323	0.003	12	176	22	122	8	290	40
2πD47-1	0.337	0.005	12	166	42	129	6	322	29
Ride lente DR09	0.314	0.013	11	173	20	119	19	303	55
2πD43	0.521	0.012	10	152	40				
EW9309 25D GlSt°	0.158	0.005	6	100	23				
EW9309 2D GlSt°	0.494	0.004	4	58	10				
EW9309 10D3g	0.180	0.004	6	220	31				
EW9309 13D1g	0.098	0.002	6	192	11				
EW9309 15D	0.224	0.003	6						
Océan Indien									
CIR									
MD57 D12-5	0.322	0.008	9	171	31	46	8	235	8
MD57 D14-2	0.221	0.009	6						

Ech.	H_2O wt%	±2σ		CO_2 ppm	±2σ	Cl ppm	±2σ	F ppm	±2σ
Océan Indien (suite)									
MD57 D13-7	0.398	0.012	6						
MD57 D11-1	0.312	0.013	8	209	8				
MD57 D'10-1	0.399	0.009	6	110	13	146	10	308	19
MD57 D'10-3*	0.286	0.012	6			94	6		
MD57 D'10-4	0.268	0.005	22	197	24			254	8
MD57 D09-1	0.148	0.007	12	180	49	51	3		36
MD57 D09-10	0.143	0.003	12						
MD57 D09-9	0.139	0.005	11	123	32	71	9		
MD57 08-1	0.209	0.010	9	298	40		1	269	
MD57 D07-12	0.234	0.019	4	194	8	46	8	231	13
MD57 D03-8	0.206	0.006	10	232	19	46	7	253	
MD57 D01-9	0.191	0.035	2	256	65				
RTJ									
JC 03 07 03 D1 (2)	0.209	0.004	12	177	26	65	7	256	48
JC 030 703 D1 (1)	0.211	0.003	11	213	35	98	7		19
JC 217 D1 (1)	0.191	0.008	6	253	49	56	3		
JC 28 D1 (1)	0.126	0.009	16	149	57		7	234	
MD23 site 4 (5)	0.238	0.005	6						
MD23 site 4 (7)	0.280	0.007	6	257	20				
SEIR									
MD23 Site 2 (1)	0.146	0.006	6	252	44	46			45
MD37 03 01 D1 (2)	0.237	0.004	6						
MD37 07 04 D1 (1)*	0.272	0.008	6	164	42	104	8	196	6
PLU DR04 tube 2g	0.905	0.045	5	n.d.		1071	8	544	32
PLU DR06-1-1g	1.553	0.086	5	n.d.					
PLU DR06-1-2g	1.578	0.033	5	n.d.		2028	21	844	81
PLU DR06-1-3g	1.487	0.060	6	n.d.					
PLU DR06-1-4g	1.464	0.023	6	n.d.					
PLU DR06-2-1g	1.418	0.035	6	n.d.					
PLU DR06-2-2g	1.445	0.044	6	n.d.					
SWIR									
ED DR01-1-5	0.328	0.006	11	323	28	48	3	236	12
ED DR01-1-8	0.456	0.019	6	272	43	63	8	299	29
ED DR06-5-3	0.317	0.004	6						
ED RC01	0.452	0.013	6	179	11	84	4	317	108
ED DR08-type2	0.375	0.008	12	219	28	66	13	287	18
ED DR10-1-4	0.297	0.008	6	271	56	45	3	228	25
ED DR12-1-2	0.320	0.006	18	248	10	56	6	257	34
ED DR12-2	0.325	0.012	12	186	27	94	0	253	51
ED DR12-GlSt°	0.336	0.006	8	293	24	96	44	247	36
ED DR16-2-1*	0.378	0.004	5	208	11	63	1	273	24
ED 454 R0 G	0.406	0.026	5	152	35	105	11	303	38
ED DR19-1-3	0.335	0.006	10	276	53	45	0	229	47
ED DR20-1-1	0.237	0.008	6	341	34				
ED DR20-2-1*	0.269	0.014	23	377	30		2	196	
ED DR22-1-1	0.192	0.005	6	298	26	34	7		38
ED DR26-type 1	0.188	0.002	12	256	14	46	10		
ED DR27-1-1	0.287	0.008	17	195	121				
ED DR29-3-2	0.277	0.006	12	213	34	34	4	295	26
ED DR29-1-2	0.277	0.008	6	152	26	67	5	343	57
ED DR29-3-3	0.293	0.020	7	359	0	62	1	269	26

Ech.	H_2O wt%	±2σ		CO_2 ppm	±2σ	Cl ppm	±2σ	F ppm	±2σ
Océan Indien (suite)									
ED DR34-1-1	0.211	0.004	5						
ED DR34-1-2	0.214	0.005	12	344	45	59	7	273	28
ED DR34-1-3	0.218	0.010	6	301	30	39	4	242	29
ED DR34-2-1	0.212	0.007	5	329	79	41	2	273	19
ED DR41-1-2	0.329	0.012	6	223	13	41	9	365	56
ED DR46-2-2	0.162	0.002	6	298	59		6	286	41
ED DR49-type1	0.257	0.012	8						
ED DR53-2-2	0.166	0.016	3	252	85		10	214	
ED DR53-2-3	0.201	0.003	6	135	12	36	4		25
ED DR57-1-1	0.111	0.002	6	100	17	99	1		
ED DR60-GlSt°	0.348	0.008	11	230	26		8	303	65
ED DR63-type1	0.377	0.009	6	173	47	49	6	355	3
ED DR65-1-1	0.364	0.034	6	196	41	36	10	330	58
ED DR66-2-6	0.150	0.003	6	222	28	32	4		24
ED DR68-1-7	0.421	0.007	6						
ED DR68-tube	0.427	0.006	12	167	21	70	8	364	35
ED DR72-1-2	0.331	0.007	6						
ED DR76-3-1	0.267	0.013	6	184	33	48	8	210	7
ED DR76-2-3*	0.311	0.012	6	231	70	60	17	216	2
SWF DR29-2-1g	0.531	0.009	12	122	16	124	4	290	29
SWF DR28-1-1g	0.959	0.037	7	74	23			418	
SWF DR26-GlSt° (mcx1)	0.253	0.007	12	142	17	94	4	228	21
MD34 D4*	0.360	0.007	12	162	32	74	4	272	18
SWF DR20-1-1g	0.490	0.009	12	92	19	249	6	396	29
SWF DR17-1-3g	0.353	0.007	6	74	11				
SWF DR14-1-4g	0.271	0.003	12	211	53	137	12	304	34
SWF DR14-3-1g	0.309	0.010	6	196	31	95	1		
SWF DR13-1-2g	0.110	0.006	6			50	6	96	
SWF DR10-2-2a+b	0.183	0.008	12	165	76			236	
SWF RC10-2	0.466	0.006	11						
SWF RC06 #1	0.398	0.004	12	198	40	162	10	414	16
SWF DR06-1-1g	0.538	0.024	6	139	18				
SWF DR05-1-2g	0.637	0.009	6	37	10			460	
SWF DR05-GlSt°	0.623	0.006	6	31	11	253	9	464	39
SWF RC01g #1	0.435	0.017	6	76	8	77	3		
SWF DR01-1-1g	0.432	0.011	6	166	26				
Mer Rouge									
KS 04 B	0.379	0.004	6			173	4	446	
1011 (Ogive)	0.298	0.003	12	89	15	192	8	251	21
1012 (Ogive Suakin*)	0.286	0.010	6			171	16	182	
Océan Pacifique									
CYP 78 04 06	0.185	0.010	12	292	31				
VE 32*	0.271	0.007	13	166	18	158	6	288	23
Searise 1 DR04	0.298	0.005	12	224	20	145	9	282	16
Searise 1 DR05 102	0.258	0.010	11						
NZ 19-03	0.153	0.006	6	261	24	44	6	235	3
NZ 19-07	0.152	0.004	6	362	16	47	4	222	
AHA D11E	0.301	0.003	6	115	19	113	4	330	46
GN12-08	0.110	0.005	12	206	24	74	5		
GN12-11	0.164	0.002	12	277	30	88	18	233	2
GN02-04	0.150	0.003	9	279	12	143	5	198	

Ech.	H_2O wt%	±2σ		CO_2 ppm	±2σ	Cl ppm	±2σ	F ppm	±2σ
Océan Pacifique(suite)									
GN02-07	0.163	0.007	10	272	72	218	4		
GN02-08	0.154	0.006	12	226	47	158	11		
GN02-02	0.145	0.003	10	269	23	169	10		
ND 20-02	0.213	0.004	6	269	53	171	2	244	50
ND 07-04	0.241	0.007	6	146	27	55	8	222	74
Searise 2 DR07	0.386	0.008	12	210	26	715	2	345	35
Searise 2 DR03	0.217	0.005	6	264	24	230	5	254	56
PITO 07-02	0.183	0.014	6	254	33	58	12	232	3
PITO 07-03	0.197	0.008	6	113	10	99	12		27
PC DR07-1 V	0.348	0.007	6						
PC DR05-1	0.173	0.002	6						
PC DR03 V	0.285	0.011	6						
PC CV04	0.104	0.001	12	253	12	47	4		16
Point chaud St Paul-Ams.									
PLU DR34-1-1g	1.009	0.008		n.d.					
PLU DR02-1-1g	0.669	0.012	5	n.d.					
PLU DR02-1-2g	0.681	0.012	6	n.d.					
PLU DR01-2-2g	0.798	0.023	6	n.d.					
PLU DR01-2-3g	0.792	0.012	5	n.d.					
PLU DR24-1-4g	0.208	0.007	6	n.d.					
PLU DR10-1-1g	0.568	0.008	6	n.d.					
PLU DR22-3-1g	0.784	0.020	6	n.d.					
PLU DR22-7-1g	0.816	0.023	5	n.d.					

Tableau 1-D : Compositions en volatils H_2O (en wt%) et CO_2 dissous (en ppm) ainsi que les pressions d'équilibration et la fraction d'H_2O et CO_2 vapeurs de la phase gazeuse en équilibre (calculées d'après VolatilCalc, Newman et Lowerstern 2002 avec une teneur en SiO_2 de 49 wt% et une tempéature de 1200°C).

Ech.	H_2O	CO_2	P (bars)	H_2Ov mol%	CO_2v mol%
Océan Atlantique					
R.R.D97 D6	0.20	40	92	5.0	95.0
DV15-4	0.48	41	112	20.6	79.4
DV19-6	0.34	87	201	6.1	93.9
GRA N4-1-1	0.28	121	271	3.3	96.7
OT01-2	0.24	284	617	1.1	98.9
OT02-6	0.24	142	314	2.1	97.9
CH98 DR 07	0.24	200	438	1.5	98.5
CH98 DR 11	0.26	128	285	2.7	97.3
CH98 DR 12	0.25	241	526	1.4	98.6
G104#25-3	0.34	185	412	3.1	96.9
C05	0.24	310	671	1.0	99.0
C07	0.26	288	626	1.3	98.7
C11	0.36	104	239	5.8	94.2
C13	0.17	168	367	1.0	99.0
C16	0.27	150	333	2.5	97.5
C18	0.32	153	342	3.3	96.7
C19	0.38	301	660	2.4	97.6
C27	0.23	238	519	1.2	98.8
C30A	0.30	213	469	2.2	97.8
C30B	0.30	217	478	2.1	97.9
C35	0.37	213	474	3.2	96.8
C40	0.25	277	602	1.2	98.8
Ride lente DR21	0.19	271	587	0.8	99.2
Ride lente DR10	0.32	176	391	2.9	97.1
2πD47-1	0.34	166	371	3.4	96.6
Ride lente DR09	0.31	173	384	2.8	97.2
2πD43	0.52	152	356	7.8	92.2
EW9309 25D GlSt°	0.16	100	220	1.4	98.6
EW9309 2D GlSt°	0.49	58	150	16.2	83.8
EW9309 10D3g	0.18	220	479	0.8	99.2
EW9309 13D1g	0.10	192	417	0.3	99.7
Océan Indien					
CIR					
MD57 D12-5	0.32	171	381	3.0	97.0
MD57 D11-1	0.31	209	461	2.3	97.7
MD57 D'10-1	0.40	110	255	6.6	93.4
MD57 D'10-4	0.27	197	433	1.9	98.1
MD57 D09-1	0.15	180	392	0.7	99.3
MD57 D09-9	0.14	123	269	0.9	99.1
MD57 08-1	0.21	298	645	0.8	99.2
MD57 D07-12	0.23	194	425	1.5	98.5
MD57 D03-8	0.21	232	505	1.0	99.0
MD57 D01-9	0.19	256	555	0.8	99.2
RTJ					
JC 03 07 03 D1 (2)	0.21	177	388	1.3	98.7
JC 030 703 D1 (1)	0.21	213	465	1.1	98.9
JC 28 D1 (1)	0.13	149	325	0.7	99.3
JC 217 D1 (1)	0.19	253	549	0.8	99.2

Ech.	H_2O	CO_2	P (bars)	H_2Ov mol%	CO_2v mol%
Océan Indien (suite)					
MD23 site 4 (7)	0.28	257	561	1.6	98.4
SEIR					
MD23 Site 2 (1)	0.15	252	545	0.5	99.5
MD37 07 04 D1 (1)*	0.27	164	363	2.3	97.7
SWIR					
ED DR01-1-5	0.33	323	703	1.8	98.2
ED DR01-1-8	0.46	272	605	3.8	96.2
ED RC01	0.45	179	407	5.3	94.8
ED DR08-type2	0.37	219	486	3.1	96.9
ED DR10-1-4	0.30	271	592	1.7	98.3
ED DR12-1-2	0.32	248	545	2.1	97.9
ED DR12-2	0.33	186	413	2.9	97.1
ED DR12-GlSt°	0.34	293	641	2.0	98.0
ED DR16-2-1*	0.38	208	464	3.4	96.6
ED 454 R0 G	0.41	152	346	5.2	94.8
ED DR19-1-3	0.33	276	604	2.0	98.0
ED DR20-1-1	0.24	341	736	0.9	99.1
ED DR20-2-1*	0.27	377	812	1.1	98.9
ED DR22-1-1	0.19	298	644	0.7	99.3
ED DR26-type 1	0.19	256	555	0.8	99.2
ED DR27-1-1	0.29	195	430	2.2	97.8
ED DR29-3-2	0.28	213	468	1.9	98.1
ED DR29-1-2	0.28	152	338	2.6	97.4
ED DR29-3-3	0.29	359	776	1.3	98.7
ED DR34-1-2	0.21	344	741	0.7	99.3
ED DR34-1-3	0.22	301	651	0.9	99.1
ED DR34-2-1	0.21	329	709	0.8	99.2
ED DR41-1-2	0.33	223	492	2.5	97.5
ED DR46-2-2	0.16	298	643	0.5	99.5
ED DR53-2-2	0.17	252	546	0.7	99.4
ED DR53-2-3	0.20	135	297	1.6	98.4
ED DR57-1-1	0.11	100	219	0.7	99.3
ED DR60-GlSt°	0.35	230	508	2.7	97.3
ED DR63-type1	0.38	173	389	4.0	96.0
ED DR65-1-1	0.36	196	437	3.2	96.7
ED DR66-2-6	0.15	222	482	0.6	99.4
ED DR68-tube	0.43	167	380	5.2	94.8
ED DR76-3-1	0.27	184	406	2.0	98.0
ED DR76-2-3*	0.31	231	508	2.1	97.9
SWF DR29-2-1g	0.53	122	292	9.8	90.2
SWF DR28-1-1g	0.96	74	249	36.0	64.0
SWF DR26-GlSt° (mcx1)	0.25	142	315	2.3	97.7
MD34 D4*	0.36	162	364	3.9	96.1
SWF DR20-1-1g	0.49	92	224	11.0	89.0
SWF DR17-1-3g	0.35	74	174	7.5	92.5
SWF DR14-1-4g	0.27	211	463	1.8	98.2
SWF DR14-3-1g	0.31	196	433	2.5	97.5
SWF DR10-2-2agb	0.18	165	361	1.1	98.9
SWF RC06 #1	0.40	198	444	3.9	96.1
SWF DR06-1-1g	0.54	139	330	9.0	91.0
SWF DR05-1-2g	0.64	37	118	31.9	68.1

Ech.	H_2O	CO_2	P (bars)	H_2Ov mol%	CO_2v mol%
Océan Indien (suite)					
SWF DR05-GlSt°	0.62	31	102	34.2	65.7
SWF RC01g #1	0.44	76	185	10.8	89.2
SWF DR01-1-1g	0.43	166	378	5.2	94.8
Mer Rouge					
1011 (Ogive)	0.30	89	203	4.9	95.1
Océan Pacifique					
CYP 78 04 06	0.19	292	631	0.7	99.3
VE 32*	0.27	166	367	2.2	97.7
Searise 1 DR04	0.30	224	492	2.1	97.9
NZ 19-03	0.15	261	564	0.5	99.5
NZ 19-07	0.15	362	776	0.4	99.6
AHA D11E	0.30	115	259	3.8	96.2
GN12-08	0.11	206	447	0.4	99.7
GN12-11	0.16	277	599	0.5	99.5
GN02-04	0.15	279	602	0.5	99.5
GN02-07	0.16	272	588	0.5	99.5
GN02-08	0.15	226	490	0.6	99.4
GN02-02	0.14	269	581	0.4	99.6
ND 20-02	0.21	269	583	0.9	99.1
ND 07-04	0.24	146	323	2.0	97.9
Searise 2 DR07	0.39	210	469	3.5	96.5
Searise 2 DR03	0.22	264	573	1.0	99.0
PITO 07-02	0.18	254	551	0.7	99.3
PITO 07-03	0.20	113	250	1.9	98.1
PC CV04	0.10	253	546	0.2	99.8

Annexe 2

Détail des analyses en H_2O et CO_2 dissous par FTIR

Détail des analyses en H_2O et CO_2 dissous réalisées avec le spectromètre infrarouge du laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (indications sur la date d'analyse et sur la séparatrice et le détecteur utilisés) :

Tableau 2-A : H_2O dissous

Tableau 2-B : CO_2 dissous

*Tableau 2-A : Détail des analyses en H_2O dissoute réalisées par spectroscopie infrarouge, 1 à 6 se réfèrent aux zones analysées, abs. est la hauteur du pic d'absorption à 3530 cm-1, d est l'épaisseur en µm de la zone analysée, les vides correspondent à des zones où l'analyse n'a pas pu être obtenue (donnée manquante sur l'épaisseur ou sur la hauteur du pic), seulement 5 zones ont été analysées lorsqu'il n'y avait qu'une pastille représentant l'échantillon (au lieu de 2 en général), *=zone d'analyse supplémentaire.*

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Atlantique																						
R.R.D145 D1	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.146	070	0.213	0.155	065	0.243	0.158	069	0.234										**0.230**	**0.018**
RR D97 D6	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.318	173	0.188	0.324	172	0.192	0.335	171	0.200	0.337	175	0.197	0.355	177	0.205	0.350	176	0.203	**0.197**	**0.005**
RR D97 D6	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.337	175	0.197	0.348	178	0.199	0.334	175	0.195	0.348	174	0.204	0.333	167	0.203	0.342	171	0.204	**0.200**	**0.003**
RR D70 D5	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.238	139	0.175	0.265	148	0.183	0.250	144	0.177	0.288	170	0.173	0.253	163	0.158	0.252	144	0.179	**0.174**	**0.007**
RR D13 D1	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.207	123	0.172	0.200	124	0.165	0.184	120	0.156	0.157	099	0.162	0.164	101	0.166	0.139	087	0.163	**0.164**	**0.004**
DV15-4	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.272	055	0.505	0.278	055	0.516	0.253	055	0.469										**0.497**	**0.028**
DV15-4	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.965	210	0.469	0.991	220	0.460	0.897	195	0.469	0.635	135	0.480	0.701	147	0.487	0.625	143	0.446	**0.468**	**0.012**
DV19-6	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.714	213	0.342	0.662	203	0.333	0.727	209	0.355	0.759	229	0.338	0.756	229	0.337	0.748	231	0.330	**0.339**	**0.007**
GRA N4-1-1	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.494	169	0.298	0.445	160	0.284	0.473	164	0.294	0.579	219	0.270	0.588	219	0.274	0.595	218	0.279	**0.283**	**0.009**
OT1-2	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.316	124	0.260	0.324	122	0.271	0.281	124	0.231	0.291	134	0.222	0.332	136	0.249	0.310	137	0.231	**0.244**	**0.016**
OT02-6	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.393	166	0.242	0.360	151	0.243	0.367	157	0.239	0.416	168	0.253	0.376	154	0.249	0.396	167	0.242	**0.245**	**0.004**
OT02-6	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.411	175	0.240	0.417	176	0.242	0.405	180	0.230	0.252	122	0.211	0.276	123	0.229	0.249	109	0.233	**0.231**	**0.009**
OT03-10	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.818	163	0.512	0.815	173	0.481	0.790	168	0.480	0.831	160	0.530							**0.501**	**0.025**
CH98 DR07	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.245	102	0.245	0.255	097	0.268	0.230	098	0.239	0.191	094	0.207	0.232	086	0.275				**0.247**	**0.024**
CH98 DR07	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.237	102	0.237	0.218	099	0.225	0.232	100	0.237	0.216	095	0.232	0.207	092	0.230	0.196	088	0.227	**0.231**	**0.004**
CH98 DR11	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.216	092	0.240	0.224	091	0.251	0.255	093	0.280	0.209	086	0.248	0.197	079	0.254	0.199	081	0.251	**0.254**	**0.011**
CH98 DR11	15/04/2008	KBr/MCT-B	0.210	090	0.238	0.223	088	0.259	0.224	088	0.260	0.240	092	0.266	0.243	091	0.272				**0.259**	**0.012**
CH98 DR12	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.262	105	0.255	0.288	116	0.253	0.272	107	0.259	0.364	146	0.254	0.388	158	0.251	0.395	162	0.249	**0.254**	**0.003**
CH98 DR12	05/07/2007	CaF_2/InSb	0.378	151	0.255	0.353	147	0.245	0.364	156	0.238	0.271	112	0.247	0.273	119	0.234	0.307	107	0.293	**0.252**	**0.017**
CH98 DR12	24/07/2007	KBr/MCT-B	0.274	108	0.259	0.296	115	0.263	0.271	110	0.251	0.329	141	0.238	0.386	158	0.249	0.407	161	0.258	**0.253**	**0.007**
CH98 DR12	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.271	106	0.261	0.295	117	0.257	0.272	108	0.257	0.344	141	0.249	0.387	155	0.255	0.421	160	0.268	**0.258**	**0.005**
CH98 DR12	12/07/2007	CaF_2/InSb	0.353	151	0.238	0.353	147	0.245				0.274	112	0.250	0.276	119	0.237	0.314	107	0.299	**0.254**	**0.023**
G104#25-3	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.356	099	0.367	0.354	100	0.361	0.309	094	0.335	0.211	069	0.312	0.267	078	0.349	0.250	075	0.340	**0.344**	**0.016**
C5	21/08/2007	KBr/MCT-B	0.271	117	0.236				0.276	118	0.239	0.324	138	0.240	0.337	141	0.244	0.345	135	0.261	**0.244**	**0.009**
C6	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.318	161	0.202	0.321	162	0.202	0.331	157	0.215	0.393	189	0.212	0.410	200	0.209	0.366	196	0.191	**0.205**	**0.007**
C6	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.320	162	0.202	0.321	162	0.202	0.321	162	0.202										**0.202**	**0.000**
C6	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.393	189	0.212	0.385	189	0.208	0.394	189	0.213										**0.211**	**0.003**
C7	27/04/2007	CaF_2/InSb	0.258	099	0.266	0.202	080	0.258	0.257	101	0.260	0.378	145	0.266	0.388	140	0.283				**0.266**	**0.009**
C7	31/07/2007	KBr/MCT-B	0.172	076	0.231	0.191	075	0.260	0.174	074	0.240	0.265	104	0.260	0.247	099	0.255	0.247	101	0.250	**0.249**	**0.010**
C7	04/09/2007	KBr/MCT-B	0.341	131	0.266	0.354	131	0.276	0.349	132	0.270	0.294	114	0.263	0.254	108	0.240	0.279	112	0.254	**0.261**	**0.010**
C7	12/07/2007	CaF_2/InSb	0.380	142	0.273	0.334	144	0.237	0.322	141	0.233	0.244	097	0.257	0.229	084	0.279	0.360	158	0.233	**0.252**	**0.017**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Atlantique (suite)																						
C11	03/09/2007	KBr/MCT-B	0.313	089	0.359	0.306	085	0.367	0.300	085	0.360	0.294	083	0.361	0.278	078	0.364				**0.362**	**0.003**
C13	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.272	155	0.179	0.283	149	0.194	0.253	144	0.179	0.271	144	0.192	0.253	150	0.172				**0.183**	**0.008**
C13	31/07/2007	KBr/MCT-B				0.309	184	0.171	0.295	194	0.155	0.269	160	0.172	0.251	156	0.164	0.272	167	0.166	**0.166**	**0.006**
C14	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.338	166	0.208	0.323	165	0.200	0.324	163	0.203	0.340	135	0.257	0.326	126	0.264	0.313	125	0.256	**0.231**	**0.025**
C15	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.275	147	0.191	0.308	145	0.217	0.287	145	0.202	0.328	168	0.199	0.328	166	0.202	0.316	165	0.195	**0.201**	**0.007**
C16	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.687	272	0.258	0.713	278	0.262	0.686	253	0.277	0.564	207	0.278	0.569	210	0.276	0.518	196	0.270	**0.270**	**0.007**
C16	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.745	272	0.279							0.570	207	0.281	0.589	210	0.286	0.560	196	0.292	**0.285**	**0.005**
C16	21/08/2007	KBr/MCT-B	0.353	144	0.250	0.378	141	0.274	0.496	175	0.289	0.470	174	0.276	0.470	177	0.271	0.476	175	0.278	**0.273**	**0.010**
C17	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.281	162	0.177	0.284	160	0.181	0.324	178	0.186	0.340	176	0.197	0.307	177	0.177				**0.184**	**0.007**
C18	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.319	094	0.346	0.320	089	0.367	0.302	095	0.324	0.333	092	0.369	0.270	086	0.320				**0.345**	**0.021**
C18	06/07/2007	CaF_2/InSb	0.312	100	0.318																**0.318**	
C18	31/07/2007	KBr/MCT-B	0.522	193	0.276	0.574	171	0.343	0.592	181	0.334	0.574	187	0.313							**0.316**	**0.030**
C18	04/09/2007	KBr/MCT-B	0.522	181	0.294	0.518	177	0.299	0.551	192	0.293	0.335	115	0.297	0.335	110	0.311	0.325	106	0.313	**0.301**	**0.007**
C19	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.400	106	0.385	0.397	107	0.379				0.338	090	0.383	0.311	077	0.412	0.332	082	0.413	**0.394**	**0.015**
C19	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.400	114	0.358	0.423	116	0.372	0.406	114	0.363	0.357	096	0.379	0.315	084	0.383	0.331	091	0.371	**0.371**	**0.008**
C19	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.397	108	0.375	0.412	116	0.362	0.416	114	0.372	0.351	098	0.365	0.317	084	0.385	0.351	090	0.398	**0.376**	**0.011**
C19	12/07/2007	CaF_2/InSb	0.408	0.1120	0.037	0.432	116	0.380	0.426	115	0.378	0.357	093	0.392	0.306	084	0.372	0.332	087	0.389	**0.325**	**0.115**
C19	19/07/2007	CaF_2/InSb	0.405	117	0.353	0.439	118	0.379	0.401	118	0.347										**0.360**	**0.020**
C19	11/09/2007	KBr/MCT-B	0.391	117	0.341	0.436	118	0.377	0.413	118	0.357										**0.358**	
C23	27/04/2007	CaF_2/InSb	0.607	169	0.367	0.596	163	0.373	0.553	159	0.355	0.539	147	0.374	0.519	147	0.360	0.529	149	0.362	**0.365**	**0.006**
C27	21/08/2007	KBr/MCT-B	0.316	124	0.260	0.252	103	0.250	0.265	130	0.208	0.330	135	0.249	0.268	130	0.210	0.315	146	0.220	**0.233**	**0.019**
C27	03/09/2007	KBr/MCT-B	0.310	129	0.245	0.298	128	0.238	0.299	129	0.237	0.281	121	0.237	0.282	125	0.230	0.277	121	0.234	**0.237**	**0.004**
C30 A	05/07/2007	CaF_2/InSb				0.469	167	0.287	0.359	127	0.288	0.365	131	0.284	0.376	132	0.291				**0.287**	**0.003**
C30 A	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.359	119	0.308	0.371	122	0.310	0.369	121	0.311	0.467	156	0.305	0.481	161	0.305	0.456	154	0.302	**0.307**	**0.003**
C30 A	12/07/2007	CaF_2/InSb				0.485	167	0.296	0.361	127	0.290	0.368	131	0.287	0.375	132	0.290	0.424	170	0.255	**0.284**	**0.015**
C30 A	11/09/2007	KBr/MCT-B	0.497	171	0.296	0.469	167	0.287	0.375	127	0.302	0.403	131	0.314	0.381	132	0.295	0.490	170	0.294	**0.298**	
C30B	21/08/2007	KBr/MCT-B	0.377	133	0.289	0.279	090	0.316	0.301	102	0.301	0.315	103	0.312	0.294	101	0.297				**0.303**	**0.010**
C35	26/04/2007	CaF_2/InSb	0.466	124	0.383	0.445	120	0.378	0.444	116	0.391	0.436	115	0.387	0.451	118	0.390				**0.386**	**0.005**
C35	31/07/2007	KBr/MCT-B	0.481	128	0.383	0.469	126	0.380	0.437	119	0.375	0.515	145	0.362	0.552	152	0.371	0.553	153	0.369	**0.373**	**0.006**
C35	03/09/2007	KBr/MCT-B	0.312	087	0.366	0.542	156	0.355	0.537	155	0.354	0.305	086	0.362	0.294	083	0.361	0.313	090	0.355	**0.359**	**0.004**
C36	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.316	115	0.280	0.315	118	0.272	0.313	116	0.275	0.297	123	0.246	0.309	124	0.254	0.311	117	0.271	**0.267**	**0.011**
C40	26/04/2007	CaF_2/InSb										0.301	119	0.258	0.322	128	0.257	0.322	122	0.269	**0.261**	**0.008**
C40	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.313	127	0.251	0.314	135	0.237	0.314	129	0.248	0.297	120	0.253	0.317	131	0.247				**0.247**	**0.005**
C40	24/07/2007	KBr/MCT-B	0.323	127	0.260	0.363	135	0.274	0.326	129	0.258	0.291	120	0.247	0.296	131	0.231				**0.254**	**0.015**
C40	03/09/2007	KBr/MCT-B	0.454	194	0.239	0.462	192	0.246	0.430	186	0.236	0.300	132	0.232	0.299	137	0.223	0.296	132	0.229	**0.234**	**0.007**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Atlantique (suite)																						
C40	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.466	195	0.244	0.465	192	0.247	0.432	186	0.237	0.302	131	0.235	0.331	135	0.250	0.304	133	0.233	**0.241**	**0.006**
C40	14/04/2008	KBr/MCT-B	0.462	194	0.243	0.432	192	0.230	0.456	186	0.250	0.315	132	0.244	0.336	137	0.250	0.308	132	0.238	**0.242**	**0.006**
C40	15/04/2008	KBr/MCT-B	0.477	194	0.251	0.453	192	0.241	0.451	186	0.247	0.305	132	0.236	0.307	137	0.229	0.296	132	0.229	**0.239**	**0.008**
C40	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.466	194	0.245	0.454	192	0.241	0.434	186	0.238	0.317	132	0.245	0.327	137	0.244	0.325	132	0.251	**0.244**	**0.004**
C40	17/12/2008	KBr/MCT-B	0.458	195	0.240	0.493	192	0.262	0.465	184	0.258	0.293	128	0.234	0.325	138	0.240	0.302	132	0.233	**0.244**	**0.010**
C40	30/01/2009	KBr/MCT-B	0.468	195	0.245	0.458	192	0.243	0.441	184	0.245	0.319	128	0.254	0.327	138	0.242	0.309	132	0.239	**0.245**	**0.004**
C40	06/09/2007	KBr/MCT-B	0.445	195	0.233	0.440	195	0.230	0.414	186	0.227	0.345	132	0.267	0.338	137	0.252	0.313	133	0.240	**0.242**	
C40	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.470	195	0.246	0.476	192	0.253	0.454	184	0.252	0.306	128	0.244	0.360	138	0.266	0.323	132	0.250	**0.252**	**0.006**
C40	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.467	195	0.244	0.498	192	0.265	0.444	184	0.246	0.323	128	0.257	0.348	138	0.257	0.321	132	0.248	**0.253**	**0.007**
C40	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.470	195	0.246	0.432	192	0.230	0.431	184	0.239	0.315	128	0.251	0.331	138	0.245	0.318	132	0.246	**0.243**	**0.006**
C40	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.464	195	0.243	0.464	192	0.247	0.454	184	0.252	0.332	128	0.265	0.329	138	0.243	0.331	132	0.256	**0.251**	**0.007**
RL DR21	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.099 0.158	059 085	0.171 0.190*	0.097	053	0.187	0.105	053	0.202	0.146	087	0.171	0.182	087	0.213	0.150	087	0.176	**0.187**	**0.012**
RL DR10	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.475	152	0.319	0.529	165	0.327	0.511	162	0.322	0.552	179	0.315	0.545	172	0.323	0.561	177	0.323	**0.322**	**0.004**
RL DR10	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.561	180	0.318	0.569	178	0.326	0.547	174	0.321	0.506	162	0.319	0.480	148	0.331	0.527	164	0.328	**0.324**	**0.004**
2πD47/1	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.357	107	0.340	0.349	109	0.327	0.356	106	0.343	0.353	107	0.337	0.350	105	0.340	0.361	108	0.341	**0.338**	**0.005**
2πD47/1	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.351	107	0.335	0.329	106	0.317	0.340	103	0.337	0.337	100	0.344	0.367	108	0.347	0.342	102	0.342	**0.337**	**0.009**
RL DR09	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.415	136	0.311	0.388	134	0.295	0.394	133	0.302	0.353	131	0.275	0.372	128	0.297				**0.296**	**0.012**
RL DR0	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.433	132	0.335	0.439	134	0.334	0.441	131	0.344	0.428	133	0.328	0.378	127	0.304	0.396	124	0.326	**0.328**	**0.011**
2πD43	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.884	174	0.518	0.912	186	0.500	0.871	178	0.499	0.909	184	0.504	0.901	184	0.500				**0.504**	**0.007**
2πD4	24/07/2007	KBr/MCT-B	0.931	174	0.546	0.986	186	0.541	0.924	178	0.530	0.978	184	0.542	0.956	184	0.530				**0.538**	**0.007**
EW9309 25D Stg	30/01/2009	KBr/MCT-B	0.378	253	0.152	0.414	253	0.167	0.369	248	0.152	0.337	219	0.157	0.323	206	0.160	0.331	214	0.158	**0.158**	**0.005**
EW9309 2D Stglass	30/01/2009	KBr/MCT-B	1.003	205	0.499	0.964	201	0.489	0.986	203	0.496	0.996	206	0.493							**0.494**	**0.004**
EW9309 10D3g	30/01/2009	KBr/MCT-B	0.210	116	0.185	0.218	123	0.181	0.210	118	0.182	0.227	128	0.181	0.194	110	0.180	0.170	102	0.170	**0.180**	**0.004**
EW9309 13D1g	30/01/2009	KBr/MCT-B	0.190	199	0.097	0.186	199	0.095	0.190	202	0.096	0.145	147	0.101	0.146	152	0.098	0.152	154	0.101	**0.098**	**0.002**
EW93-09-15D	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.193	089	0.221	0.189	085	0.227	0.193	086	0.229	0.196	091	0.220	0.205	095	0.220	0.210	094	0.228	**0.224**	**0.003**
Océan Indien																						
CIR																						
MD57 D12-5	06/07/2007	CaF_2/InSb	0.572	185	0.315	0.610	203	0.307	0.611	203	0.307										**0.310**	**0.006**
MD57 D12-5	02/08/2007	KBr/MCT-B	0.602	185	0.332	0.524	155	0.345	0.501	155	0.330	0.492	156	0.322	0.365	119	0.313	0.369	116	0.325	**0.328**	**0.009**
MD57 D14-2	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.230	109	0.215	0.216	108	0.204	0.240	104	0.235	0.242	107	0.231	0.226	105	0.220	0.234	107	0.223	**0.221**	**0.009**
MD57 D13-7	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.408	105	0.397	0.414	108	0.391	0.421	108	0.398	0.313	084	0.380	0.327	084	0.397	0.351	084	0.426	**0.398**	**0.012**
MD57 D11-1	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.536	180	0.304	0.542	185	0.299	0.548	190	0.294	0.568	197	0.294	0.511	172	0.303				**0.299**	**0.004**
MD57 D11-1	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.602	183	0.336	0.621	192	0.330	0.577	177	0.333										**0.333**	**0.003**
MD57 D'10-1	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.842	214	0.401	0.810	213	0.388	0.759	195	0.397	0.799	195	0.418	0.761	193	0.402	0.817	214	0.390	**0.399**	**0.009**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Indien (suite)																						
MD57 D'10-3	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.483	168	0.293	0.449	169	0.271	0.516	168	0.313	0.476	172	0.282	0.458	168	0.278	0.471	173	0.278	**0.286**	**0.012**
MD57 D'10-4	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.409	162	0.258	0.450	167	0.275	0.398	158	0.257	0.366	153	0.244	0.404	155	0.266				**0.260**	**0.010**
MD57 D'10-4	05/07/2007	CaF_2/InSb	0.407	156	0.266	0.419	161	0.266	0.397	162	0.250	0.385	158	0.249	0.414	159	0.266				**0.259**	**0.008**
MD57 D'10-4	06/07/2007	CaF_2/InSb	0.437	158	0.282	0.405	152	0.272													**0.277**	**0.010**
MD57 D'10-4	24/07/2007	KBr/MCT-B	0.435	164	0.271	0.452	166	0.278	0.420	153	0.280	0.414	153	0.276	0.425	155	0.280				**0.277**	**0.003**
MD57 D'10-4	12/07/2007	CaF_2/InSb	0.443	156	0.290	0.435	161	0.276	0.406	162	0.256	0.411	158	0.266	0.414	159	0.266				**0.270**	**0.012**
MD57 D9-1	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.161	117	0.140	0.182	103	0.180	0.177	125	0.144	0.157	105	0.153	0.128	097	0.135	0.165	113	0.149	**0.150**	**0.013**
MD57 D9-1	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.173	125	0.141	0.164	115	0.146	0.140	097	0.147	0.127	094	0.138	0.158	108	0.149	0.173	118	0.150	**0.145**	**0.004**
MD57 D09-10	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.277	205	0.138	0.300	213	0.144	0.294	206	0.146	0.271	195	0.142	0.265	193	0.140	0.268	189	0.145	**0.142**	**0.002**
MD57 D09-10	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.288	206	0.143	0.294	211	0.142	0.300	215	0.142	0.259	195	0.136	0.258	191	0.138	0.298	195	0.156	**0.143**	**0.006**
MD57 D9-9	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.235	181	0.132	0.255	201	0.129	0.282	221	0.130	0.266	201	0.135	0.263	200	0.134				**0.132**	**0.002**
MD57 D9-9	04/09/2007	KBr/MCT-B	0.248	186	0.136	0.243	170	0.146	0.306	221	0.141	0.295	212	0.142	0.324	206	0.160	0.271	193	0.143	**0.145**	**0.007**
MD57 D8-1	30/03/2007	CaF_2/InSb				0.267	148	0.184	0.260	140	0.190							0.266	132	0.206	**0.193**	**0.013**
MD57 D8-1	24/07/2007	KBr/MCT-B	0.239	113	0.216	0.246	119	0.211	0.268	128	0.214	0.292	130	0.229	0.269	131	0.210	0.269	124	0.221	**0.217**	**0.006**
MD57 D7-12 ??	02/08/2007	KBr/MCT-B	0.406	167	0.248	0.474	201	0.241	0.474	200	0.242	0.416	206	0.206							**0.234**	**0.019**
MD57 D3-8	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.194	104	0.190	0.206	110	0.191	0.269	127	0.216	0.229	113	0.207	0.220	115	0.195				**0.200**	**0.010**
MD57 D3-8	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.216	104	0.212	0.236	110	0.219	0.266	130	0.209	0.236	116	0.208	0.238	114	0.213				**0.212**	**0.004**
MD57 D1-9: 1	06/09/2007	KBr/MCT-B	0.374	220	0.173	0.424	208	0.208													**0.191**	
RTJ																						
JC 030703 D1(2)	04/09/2007	KBr/MCT-B	0.335	170	0.201	0.367	168	0.223	0.352	171	0.210	0.425	204	0.213	0.433	207	0.213	0.409	202	0.207	**0.211**	**0.006**
JC 030703 D1(2)	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.354	175	0.206	0.336	171	0.201	0.374	183	0.209	0.412	207	0.203	0.426	204	0.213	0.415	206	0.206	**0.206**	**0.004**
JC30703D1(1)	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.311	149	0.213	0.292	136	0.219	0.312	144	0.221	0.295	143	0.211	0.284	137	0.212	0.285	137	0.212	**0.215**	**0.004**
JC30703D1(1)	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.304	149	0.208	0.270	136	0.203	0.295	143	0.211	0.295	144	0.209	0.278	138	0.206				**0.207**	**0.003**
JC217D1(1)	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.235	125	0.192	0.231	126	0.187	0.244	127	0.196	0.242	141	0.175	0.264	131	0.206	0.260	140	0.190	**0.191**	**0.008**
JC28D1(1)	30/03/2007	CaF_2/InSb	0.088	072	0.125	0.112	098	0.117	0.158	118	0.137	0.177	115	0.157	0.063	060	0.107				**0.128**	**0.017**
JC28D1(1)	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.082	072	0.116	0.111	098	0.116	0.154	118	0.133	0.127	115	0.113	0.102	060	0.173				**0.130**	**0.023**
JC28D1(1)	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.182	160	0.116	0.202	147	0.140	0.184	172	0.109	0.297	260	0.117	0.297	260	0.117	0.301	263	0.117	**0.119**	
MD23 site4(5)	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.295	128	0.235	0.302	130	0.237	0.286	120	0.243	0.339	140	0.247	0.342	149	0.234	0.320	142	0.230	**0.238**	**0.005**
MD23 Site 4(7):1	06/09/2007	KBr/MCT-B	0.447	159	0.287	0.430	160	0.274	0.455	161	0.289	0.469	167	0.287	0.437	163	0.274	0.428	163	0.268	**0.280**	
SEIR																						
MD23 Site 2 (1)	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.134	104	0.131	0.137	096	0.146	0.150	104	0.147	0.190	129	0.150	0.181	126	0.147	0.189	127	0.152	**0.146**	**0.006**
MD37 03 01 D1 (2)	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.354	153	0.236	0.350	151	0.237	0.334	147	0.232	0.358	157	0.233	0.361	154	0.239	0.381	159	0.245	**0.237**	**0.004**
MD37 07 04 D1	02/08/2007	KBr/MCT-B	0.556	211	0.269	0.617	224	0.281	0.605	222	0.278	0.265	096	0.282	0.281	108	0.265	0.261	103	0.259	**0.272**	**0.008**
PLU DR04 tube2 g	16/09/2008	KBr/MCT-B				0.725	077	0.961	0.630	074	0.869	0.682	083	0.838	0.876	095	0.941	0.729	081	0.918	**0.905**	**0.045**
PLU DR06-1-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.642	040	1.638	0.655	042	1.591	0.668	044	1.549	0.586	043	1.391	0.688	044	1.596				**1.553**	**0.086**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Indien (suite)																						
PLU DR06-1-2g	17/12/2008	KBr/MCT-B	0.789	052	1.548	0.844	053	1.625	0.782	052	1.535	0.812	052	1.593	0.747	048	1.588				**1.578**	**0.033**
PLU DR06-1-3g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.953	064	1.519	0.848	055	1.573	0.735	051	1.471	1.156	085	1.388	1.336	088	1.549	1.380	099	1.422	**1.487**	**0.060**
PLU DR06-1-4g	13/07/2009	KBr/MCT-B	1.347	094	1.462	1.322	091	1.482	1.326	096	1.409	1.215	084	1.476	1.226	084	1.489	1.234	086	1.464	**1.464**	**0.023**
PLU DR06-2-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.562	040	1.434	0.534	038	1.434	0.502	038	1.348	0.517	038	1.388	0.545	038	1.463	0.495	035	1.443	**1.418**	**0.035**
PLU DR06-2-2g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.707	052	1.387	0.723	049	1.506	0.635	043	1.507	0.858	061	1.435	0.851	060	1.447	0.801	059	1.385	**1.445**	**0.044**
SWIR																						
ED DR01-1-5	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.342	110	0.317	0.323	101	0.326	0.321	104	0.315	0.414	130	0.325	0.441	136	0.331	0.396	128	0.316	**0.322**	**0.005**
ED DR01-1-5	02/08/2007	KBr/MCT-B	0.408	130	0.320	0.444	135	0.336	0.410	123	0.340	0.383	115	0.340				0.341	101	0.345	**0.336**	**0.008**
ED DR06-5-3	06/07/2007	CaF_2/InSb	0.618	201	0.314	0.623	201	0.316	0.639	201	0.324	0.590	189	0.319	0.557	182	0.312	0.597	191	0.319	**0.317**	**0.004**
ED RC01	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.991	239	0.423	1.120	246	0.465	1.116	253	0.450	1.126	255	0.451	1.117	250	0.456	1.097	238	0.470	**0.452**	**0.013**
ED DR01-1-8	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.538	110	0.499	0.448	104	0.440	0.488	110	0.453	0.586	130	0.460	0.592	133	0.454	0.543	128	0.433	**0.456**	**0.019**
ED DR08 type2	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.650	179	0.371	0.678	174	0.398	0.699	185	0.386	0.675	180	0.383	0.660	178	0.378	0.661	179	0.377	**0.382**	**0.008**
ED DR08 type2	14/04/2008	KBr/MCT-B	0.843	231	0.372	0.837	232	0.368	0.827	219	0.385	0.626	189	0.338	0.836	234	0.365	0.827	223	0.378	**0.368**	**0.013**
ED DR10-1-4	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.292	103	0.289	0.330	111	0.303	0.317	108	0.300	0.131	045	0.298	0.127	042	0.309	0.097	035	0.283	**0.297**	
ED DR12-1-2	26/07/2007	KBr/MCT-B	0.586	186	0.321	0.636	202	0.321	0.606	195	0.317	0.834	268	0.318	0.871	269	0.330	0.876	250	0.358	**0.328**	**0.013**
ED DR12-1-2	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.642	204	0.321	0.619	200	0.316	0.635	206	0.315	0.681	230	0.302	0.701	236	0.303	0.703	235	0.305	**0.310**	**0.006**
ED DR12-1-2	19/07/2007		0.643	203	0.323	0.64	199	0.328	0.728	228	0.326	0.685	225	0.311	0.723	234	0.315	0.636	196	0.331	**0.322**	**0.006**
ED DR12-2	19/07/2007	CaF_2/InSb	0.368	127	0.296	0.451	141	0.326	0.415	117	0.362	0.361	107	0.344	0.391	118	0.338	0.376	119	0.322	**0.331**	**0.018**
ED DR12-2	13/07/2007	CaF_2/InSb	0.522	164	0.324	0.498	162	0.314	0.443	154	0.294	0.536	168	0.326	0.553	164	0.344	0.485	158	0.313	**0.319**	**0.014**
ED DR12 GlSt°	31/07/2007	KBr/MCT-B	0.527	159	0.338	0.531	167	0.324	0.599	172	0.355	0.577	176	0.335	0.572	176	0.332				**0.337**	**0.010**
ED DR12 GlSt°	19/07/2007	CaF_2/InSb	0.531	164	0.330	0.542	164	0.337	0.529	162	0.333										**0.334**	**0.004**
ED DR16-2-1	24/07/2007	KBr/MCT-B				0.500	134	0.381	0.502	138	0.371	0.491	133	0.377	0.492	133	0.377	0.489	130	0.384	**0.378**	**0.004**
ED DR19-1-3	06/09/2007	KBr/MCT-B				0.463	141	0.335	0.448	134	0.341	0.511	154	0.338	0.496	158	0.320	0.552	160	0.352	**0.337**	
ED DR19-1-3	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.890	202	0.449	0.650	198	0.335	0.625	193	0.331	0.612	182	0.343	0.602	190	0.324	0.637	197	0.330	**0.352**	
454ROG	06/09/2007	KBr/MCT-B	0.873	230	0.387				0.876	224	0.399	0.868	220	0.403	0.823	218	0.385	1.038	232	0.456	**0.406**	
EDUL DR20-1-1	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.458	191	0.245	0.439	190	0.236	0.466	210	0.227	0.456	203	0.229	0.433	191	0.231	0.483	195	0.253	**0.237**	
ED DR20-2-1	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.237	087	0.278	0.237	090	0.269	0.202	079	0.261	0.273	099	0.281	0.268	093	0.294	0.225	093	0.247	**0.272**	**0.014**
ED DR20-2-1	26/07/2007	KBr/MCT-B	0.285	102	0.285	0.266	102	0.266	0.234	096	0.249	0.211	084	0.256	0.243	094	0.264	0.250	093	0.274	**0.266**	**0.011**
ED DR20-2-1	19/07/2007	CaF_2/InSb	0.28	091	0.314	0.202	081	0.254	0.248	092	0.275	0.259	101	0.262	0.283	103	0.280				**0.277**	**0.021**
ED DR20-2-1	13/07/2007	CaF_2/InSb	0.652	320	0.208	0.593	302	0.200	0.642	239	0.274	0.615	168	0.374	0.668	268	0.254	0.602	236	0.260	**0.262**	**0.051**
ED DR22-1-1	14/04/2008	KBr/MCT-B	0.524	284	0.188	0.514	268	0.196	0.514	262	0.200	0.430	228	0.192	0.492	264	0.190	0.468	260	0.184	**0.192**	**0.005**
ED DR26 type 1	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.394	216	0.186	0.392	213	0.188	0.374	206	0.185	0.400	215	0.190	0.357	198	0.184	0.368	197	0.191	**0.187**	**0.002**
ED DR26 type 1	11/09/2007	KBr/MCT-B	0.264	142	0.190	0.271	144	0.192	0.261	143	0.186	0.133	075	0.181	0.131	069	0.193	0.132	071	0.190	**0.189**	
ED DR27-1-1	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.622	219	0.290	0.618	218	0.289	0.608	217	0.286	0.491	167	0.300	0.459	160	0.293	0.460	154	0.305	**0.294**	**0.006**
ED DR27-1-1	12/07/2007	CaF_2/InSb	0.483	166	0.297	0.453	160	0.289	0.403	162	0.254	0.441	170	0.265	0.440	170	0.264	0.444	170	0.266	**0.272**	**0.014**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Indien (suite)																						
ED DR27-1-1	19/07/2007	CaF_2/InSb	0.374	125	0.305	0.348	113	0.314				0.282	098	0.294	0.302	106	0.291	0.295	107	0.281	**0.297**	**0.012**
ED DR29-3-2	20/07/2007	CaF_2/InSb	0.249	089	0.285	0.238	089	0.273	0.220	083	0.270	0.258	093	0.283	0.235	085	0.282	0.255	091	0.286	**0.280**	**0.005**
ED DR29-3-2	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.227	087	0.266	0.258	093	0.283	0.257	091	0.288	0.256	093	0.280	0.252	092	0.280	0.228	092	0.253	**0.275**	
ED DR29-1-2	14/04/2008	KBr/MCT-B	0.728	255	0.291	0.681	244	0.285	0.593	221	0.274	0.673	253	0.271	0.670	249	0.275	0.699	271	0.263	**0.277**	**0.008**
ED DR29-3-3	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.204	072	0.289	0.237	083	0.291	0.202	078	0.264	0.337	104	0.331	0.318	102	0.318	0.305	103	0.302	**0.299**	**0.019**
ED DR29-3-3	04/09/2007	KBr/MCT-B	0.192	076	0.258																**0.258**	
ED DR34-1-1	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.236	113	0.213	0.243	116	0.214	0.235	112	0.214	0.186	093	0.204	0.179	087	0.210				**0.211**	
ED DR34-1-2	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.361	157	0.235	0.338	164	0.210	0.354	166	0.218	0.311	156	0.203	0.337	153	0.225	0.331	157	0.215	**0.218**	**0.009**
ED DR34 1-2	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.339	166	0.208	0.385	187	0.210	0.391	183	0.218	0.361	176	0.209	0.359	174	0.211	0.353	172	0.210	**0.211**	
ED DR34-1-3	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.392	183	0.219	0.386	183	0.215	0.363	180	0.206	0.345	148	0.238	0.306	140	0.223	0.317	157	0.206	**0.218**	**0.010**
ED DR34 2-1	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.453	220	0.210	0.446	216	0.211	0.406	186	0.223	0.414	198	0.213	0.415	210	0.202				**0.212**	
ED DR41-1-2	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.489	151	0.330	0.504	153	0.336	0.524	152	0.352	0.509	159	0.327	0.478	159	0.307	0.501	159	0.322	**0.329**	
ED DR46-2-2	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.161	102	0.161	0.204	130	0.160	0.220	136	0.165	0.171	109	0.160	0.173	107	0.165	0.174	109	0.163	**0.162**	
ED DR49 type 1	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.466	178	0.267	0.473	185	0.261	0.434	177	0.250	0.467	178	0.268	0.489	181	0.276				**0.264**	**0.008**
ED DR49 type 1	04/04/2007_IMN	CaF_2/InSb	0.421	189	0.227				0.484	183	0.270	0.412	179	0.235							**0.244**	**0.026**
ED DR53 2-2	07/09/2007	KBr/MCT-B	0.160	108	0.151	0.190	115	0.168	0.205	117	0.178										**0.166**	
ED DR53-2-3	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.275	140	0.200	0.293	145	0.206	0.279	142	0.200	0.320	165	0.198	0.326	169	0.197	0.332	166	0.204	**0.201**	**0.003**
ED DR57-1-1	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.189	168	0.115	0.185	171	0.110	0.182	170	0.109	0.210	193	0.111	0.193	180	0.109	0.199	187	0.109	**0.111**	**0.002**
ED DR60 GlSt°	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.382	110	0.354	0.390	112	0.355	0.367	110	0.340	0.540	158	0.349	0.478	148	0.330	0.514	155	0.338	**0.344**	**0.008**
ED DR60 GlSt°	26/07/2007	KBr/MCT-B	0.411	111	0.378	0.381	111	0.350	0.373	109	0.349	0.543	160	0.346	0.490	150	0.333				**0.351**	**0.015**
ED DR63 type 1	15/04/2008	KBr/MCT-B	0.436	115	0.387	0.394	110	0.365	0.472	131	0.368	0.445	120	0.378	0.491	128	0.391	0.390	107	0.372	**0.377**	**0.009**
ED DR65-1-1	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.568	183	0.317	0.626	175	0.365	0.663	159	0.425	0.637	162	0.401	0.538	167	0.329	0.594	174	0.348	**0.364**	**0.034**
ED DR66-2-6	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.163	111	0.150	0.164	110	0.152	0.159	109	0.149	0.182	122	0.152	0.171	121	0.144	0.182	120	0.155	**0.150**	**0.003**
ED DR 68-1-7	19/07/2007	CaF_2/InSb	0.497	123	0.412	0.496	117	0.433	0.522	127	0.419	0.511	126	0.414	0.379	090	0.430	0.371	090	0.421	**0.421**	**0.007**
ED DR68 tube	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.708	171	0.422	0.710	175	0.414	0.727	179	0.414	0.598	143	0.427	0.612	147	0.425	0.613	148	0.423	**0.421**	**0.004**
ED DR68 tube	15/04/2008	KBr/MCT-B	0.678	155	0.446	0.776	181	0.437	0.632	149	0.433	0.799	187	0.436	0.900	221	0.416	0.770	183	0.429	**0.433**	**0.008**
ED DR72-1-2	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.524	161	0.332	0.554	170	0.333	0.570	172	0.338	0.585	178	0.335	0.519	158	0.335	0.299	097	0.315	**0.331**	**0.007**
ED DR76-3-1	14/04/2008	KBr/MCT-B	0.398	155	0.262	0.396	155	0.261	0.418	159	0.268	0.421	159	0.270	0.311	129	0.246	0.422	147	0.293	**0.267**	**0.013**
ED DR76-2-3	26/07/2007	KBr/MCT-B	0.360	122	0.301	0.341	116	0.300	0.360	109	0.337	0.383	127	0.308	0.396	126	0.321	0.360	122	0.301	**0.311**	**0.012**
SWF DR29-2-1g	27/04/2007	CaF_2/InSb	0.577	112	0.526	0.569	113	0.514	0.644	119	0.552	0.622	119	0.533	0.648	120	0.551	0.616	119	0.528	**0.534**	**0.012**
SWF DR29-2-1g	24/07/2007	KBr/MCT-B	0.567	113	0.512	0.595	112	0.542	0.652	128	0.520	0.631	123	0.523	0.666	122	0.557	0.640	126	0.518	**0.529**	**0.014**
SWF DR28-1-1g	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.831	086	0.986	0.853	090	0.967	0.850	088	0.986	0.875	093	0.960	0.808	082	1.005	0.703	084	0.854	**0.960**	**0.044**
SWF DR28-1-1g	17/09/2008	KBr/MCT-B	1.237	132	0.956																**0.956**	
SWF DR26 Gl St° (mcx 1)	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.396	152	0.266	0.396	156	0.259	0.386	153	0.257	0.678	262	0.264	0.714	287	0.254	0.596	237	0.257	**0.259**	**0.004**

Ech.	date	Config.	1 abs.	1 d µm	1 H_2O wt.%	2 abs.	2 d µm	2 H_2O wt.%	3 abs.	3 d µm	3 H_2O wt.%	4 abs.	4 d µm	4 H_2O wt.%	5 abs.	5 d µm	5 H_2O wt.%	6 abs.	6 d µm	6 H_2O wt.%	H_2O moy. wt%	2σ
Océan Indien (suite)																						
SWF DR26 gSt° (mcx1)	13/04/2007	CaF_2/InSb	0.385	152	0.258	0.376	153	0.251	0.374	150	0.254	0.650	265	0.250	0.646	283	0.233	0.533	238	0.229	**0.246**	**0.010**
MD34 D4	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.421	126	0.341	0.457	126	0.370	0.463	131	0.361	0.542	157	0.352	0.545	154	0.361	0.546	158	0.353	**0.356**	**0.008**
MD34 D4	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.485	128	0.387	0.461	129	0.365	0.441	121	0.372	0.528	155	0.348	0.545	158	0.352	0.537	153	0.358	**0.363**	**0.012**
SWF DR20-1-1g	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.783	170	0.470	0.786	168	0.477	0.765	166	0.470	0.818	174	0.480	0.805	172	0.478	0.776	163	0.486	**0.477**	**0.005**
SWF DR20-1-1g	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.839	172	0.498	0.836	169	0.505	0.811	167	0.496	0.853	174	0.500	0.865	173	0.510	0.812	163	0.508	**0.503**	**0.005**
SWF DR17-1-3g	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.772	228	0.346	0.758	224	0.345	0.781	230	0.346	0.784	218	0.367	0.871	253	0.351	0.751	213	0.360	**0.353**	**0.007**
SWF DR14-1-4g	27/04/2007	CaF_2/InSb	0.383	140	0.279	0.417	153	0.278	0.392	147	0.272	0.493	189	0.266	0.499	187	0.272	0.528	201	0.268	**0.273**	**0.004**
SWF DR14-1-4g	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.369	141	0.267	0.403	158	0.260	0.404	150	0.275	0.518	194	0.272	0.511	191	0.273	0.544	207	0.268	**0.269**	**0.004**
SWF DR14-3-1g	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.345	118	0.298	0.360	118	0.311	0.346	114	0.310	0.199	069	0.294	0.199	062	0.328	0.362	117	0.316	**0.309**	**0.010**
SWF DR13-1-2g	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.257	245	0.107	0.256	252	0.104	0.271	252	0.110	0.208	185	0.115	0.227	190	0.122	0.189	186	0.104	**0.110**	**0.006**
SWF DR10-2-2ag	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.192	118	0.166	0.150	103	0.149	0.223	119	0.191	0.317	178	0.182	0.345	183	0.192	0.336	177	0.194	**0.179**	**0.015**
SWF DR10-2-2b	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.291	157	0.189	0.294	156	0.192	0.312	162	0.197	0.388	217	0.182	0.388	223	0.178	0.394	217	0.185	**0.187**	**0.006**
SWF RC10-2g	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.586	130	0.460	0.532	115	0.472	0.574	123	0.476	0.458	104	0.449	0.497	109	0.465				**0.465**	**0.009**
SWF RC10-2g	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.574	130	0.451	0.541	117	0.472	0.555	123	0.460	0.475	103	0.471	0.497	107	0.474	0.511	110	0.474	**0.467**	**0.008**
SWF RC06#1	27/04/2007	CaF_2/InSb	0.583	147	0.405	0.572	149	0.392	0.582	149	0.399	0.537	136	0.403	0.554	140	0.404	0.550	141	0.398	**0.400**	**0.004**
SWF RC06#1	01/08/2007	KBr/MCT-B	0.599	152	0.402	0.579	153	0.386	0.576	154	0.382	0.552	140	0.402	0.560	145	0.394	0.574	145	0.404	**0.395**	**0.008**
SWF DR06-1-1g	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.547	105	0.532	0.671	141	0.486	0.734	132	0.567	0.756	144	0.536	0.686	125	0.560	0.730	136	0.548	**0.538**	**0.024**
SWF DR05-1-2g	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.917	148	0.632	0.903	144	0.640	0.872	144	0.618	0.824	129	0.652	0.825	132	0.638	0.786	125	0.642	**0.637**	**0.009**
SWF DR05 GlSt°	14/04/2008	KBr/MCT-B	1.115	186	0.612	1.118	180	0.634	1.052	173	0.621	1.010	165	0.625	0.976	160	0.622	1.052	171	0.628	**0.623**	**0.006**
SWF RC01#1g	14/04/2008	KBr/MCT-B	0.574	140	0.418	0.633	145	0.445	0.623	139	0.457	0.483	123	0.401	0.477	109	0.447	0.499	115	0.443	**0.435**	**0.017**
SWF DR01-1-1g	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.474	109	0.444	0.434	105	0.422	0.469	110	0.435	0.638	144	0.452	0.572	139	0.420	0.593	144	0.420	**0.432**	**0.011**
Mer Rouge																						
KS04B	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.505	137	0.376	0.508	135	0.384	0.557	147	0.387	0.683	185	0.377	0.686	187	0.374	0.678	185	0.374	**0.379**	**0.004**
1011 Ogive	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.366	124	0.301	0.371	128	0.296	0.366	125	0.299	0.384	131	0.299	0.390	133	0.299	0.383	132	0.296	**0.298**	**0.002**
1011 Ogive	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.386	132	0.298	0.366	132	0.283	0.399	132	0.308	0.372	125	0.304	0.365	125	0.298	0.358	123	0.297	**0.298**	**0.007**
1012 Ogive Suakin	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.512	184	0.284	0.479	182	0.269	0.491	182	0.275	0.423	144	0.300	0.417	144	0.295	0.397	139	0.291	**0.286**	**0.010**
CYP 78 04 06	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.237	127	0.190	0.230	132	0.178	0.233	136	0.175	0.321	176	0.186	0.313	176	0.181	0.316	176	0.183	**0.182**	**0.005**
CYP 78 04 06	31/07/2007	KBr/MCT-B	0.245	139	0.180	0.242	133	0.186	0.224	139	0.164	0.208	103	0.206	0.148	091	0.166	0.220	100	0.224	**0.188**	**0.019**
VE 32	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.353	132	0.273	0.327	120	0.278	0.333	128	0.265	0.421	162	0.265	0.437	169	0.264	0.426	165	0.263	**0.268**	**0.005**
VE32	04/09/2007	KBr/MCT-B	0.444 0.337	169 131	0.268 0.263	0.455	163	0.285	0.428	164	0.266	0.423	170	0.254	0.358	120	0.304	0.315	117	0.275	**0.273**	**0.013**
Océan Pacifique																						
Searise 1 DR04	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.402	144	0.285	0.430	141	0.311	0.420	144	0.298	0.390	136	0.293	0.405	140	0.295	0.397	139	0.291	**0.295**	**0.007**
Searise 1 DR04	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.417	144	0.295	0.440	141	0.318	0.425	144	0.301	0.395	136	0.296	0.406	140	0.296	0.407	139	0.299	**0.301**	**0.007**
Searise 1 DR05 102	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.220	080	0.281	0.238	085	0.286	0.211	085	0.253	0.196	086	0.233	0.187	083	0.230				**0.256**	**0.023**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Pacifique (suite)																						
Searise 1 DR05 102	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.339	135	0.256	0.343	135	0.259	0.324	133	0.249	0.251	097	0.264	0.254	098	0.264	0.251	099	0.259	**0.259**	**0.005**
NZ19-03	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.190	139	0.139	0.233	154	0.154	0.212	142	0.152	0.288	189	0.155	0.287	186	0.157	0.287	186	0.157	**0.153**	**0.006**
NZ19-07	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.266	175	0.155	0.248	172	0.147	0.249	173	0.147	0.244	163	0.153	0.246	161	0.156	0.235	153	0.157	**0.152**	**0.004**
AHA D11E	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.654	223	0.299	0.658	225	0.298	0.656	217	0.308	0.748	253	0.302	0.746	253	0.301	0.727	249	0.298	**0.301**	**0.003**
GN12-08	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.188	155	0.124	0.146	146	0.102	0.174	142	0.125	0.161	164	0.100	0.184	160	0.117	0.184	163	0.115	**0.114**	**0.009**
GN12-08	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.161	157	0.105	0.147	147	0.102	0.145	145	0.102	0.172	162	0.108	0.184	163	0.115	0.168	159	0.108	**0.107**	**0.004**
GN12-11	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.250	155	0.165	0.258	157	0.168	0.264	154	0.175	0.231	143	0.165	0.235	146	0.164	0.226	143	0.161	**0.166**	**0.004**
GN12-11	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.234	148	0.161	0.239	152	0.160	0.245	155	0.161	0.226	142	0.162	0.229	143	0.163	0.223	142	0.160	**0.162**	**0.001**
GN02-04	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.213	144	0.151	0.245	169	0.148	0.211	138	0.156				0.213	150	0.145				**0.150**	**0.005**
GN02-04	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.216	149	0.148	0.264	180	0.150	0.249	163	0.156	0.249	174	0.146	0.233	157	0.151				**0.150**	**0.003**
GN02-07	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.222	149	0.152	0.235	158	0.152	0.261	167	0.159	0.238	142	0.171	0.223	152	0.150				**0.157**	**0.008**
GN02-07	26/07/2007	KBr/MCT-B	0.250	144	0.177	0.249	154	0.165	0.290	167	0.177	0.242	144	0.171	0.235	150	0.160				**0.170**	**0.007**
GN02-08	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.189	123	0.157	0.186	124	0.153	0.175	127	0.141	0.182	124	0.150	0.187	125	0.153	0.192	127	0.154	**0.151**	**0.005**
GN02-08	14/09/2007	KBr/MCT-B	0.216	130	0.170	0.186	126	0.151	0.205	130	0.161	0.180	122	0.151	0.207	126	0.168	0.168	126	0.136	**0.156**	**0.010**
GN02-02	20/04/2007	CaF_2/InSb	0.231	166	0.142	0.247	182	0.138	0.242	176	0.140	0.252	172	0.150	0.222	160	0.142				**0.142**	**0.004**
GN02-02	27/07/2007	KBr/MCT-B	0.244	170	0.146	0.264	182	0.148	0.251	179	0.143	0.267	177	0.154	0.228	161	0.145				**0.147**	**0.004**
ND07-04	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.303	132	0.234	0.277	123	0.230	0.313	126	0.253	0.329	136	0.247	0.320	135	0.242	0.331	142	0.238	**0.241**	**0.007**
ND20-02	15/05/2008	KBr/MCT-B	0.269	130	0.211	0.242	119	0.208	0.257	118	0.222	0.218	104	0.214	0.204	098	0.212	0.211	102	0.211	**0.213**	**0.004**
Searise 2 DR07	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.468	118	0.405	0.466	119	0.400	0.421	112	0.384	0.355	098	0.370	0.319	080	0.407	0.343	087	0.402	**0.394**	**0.012**
Searise2 DR07	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.342	092	0.379	0.303	082	0.377	0.324	086	0.384	0.420	115	0.373	0.439	119	0.376	0.437	118	0.378	**0.378**	**0.003**
Searise2DR03	17/09/2008	KBr/MCT-B	0.336	153	0.224	0.324	149	0.222	0.306	143	0.218	0.284	138	0.210	0.296	138	0.219	0.281	137	0.209	**0.217**	**0.005**
PITO 07-02	17/12/2008	KBr/MCT-B	0.226	125	0.184	0.231	131	0.180	0.261	125	0.213	0.183	101	0.185	0.206	121	0.174	0.208	130	0.163	**0.183**	**0.014**
PITO 07-03	17/12/2008	KBr/MCT-B	0.422	208	0.207	0.398	203	0.200	0.411	216	0.194	0.402	204	0.201	0.368	209	0.180	0.392	200	0.200	**0.197**	**0.008**
PC DR07-1 V	29/05/2007	CaF_2/InSb	0.242	068	0.363	0.223	065	0.350	0.220	066	0.340	0.285	085	0.342	0.302	088	0.350	0.301	089	0.345	**0.348**	**0.007**
PC DR05-1	11/07/2007	CaF_2/InSb	0.303	179	0.173	0.313	181	0.176	0.300	178	0.172	0.341	203	0.171	0.348	205	0.173	0.346	202	0.175	**0.173**	**0.002**
PC DR03V	05/06/2007	CaF_2/InSb	0.356	130	0.279	0.393	134	0.299	0.342	120	0.291	0.365	143	0.260	0.380	135	0.287	0.420	147	0.292	**0.285**	**0.011**
PC CV 04	21/05/2007	CaF_2/InSb	0.140	139	0.103	0.130	132	0.100	0.144	140	0.105	0.137	136	0.103	0.141	134	0.107	0.132	129	0.104	**0.104**	**0.002**
PC CV 04	16/09/2008	KBr/MCT-B	0.136	137	0.101	0.143	141	0.103	0.141	138	0.104	0.132	129	0.104	0.139	137	0.104	0.139	134	0.106	**0.104**	**0.001**
St Paul-Ams monts sous-marins																						
PLU DR34-1-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.432	044	1.002	0.397	040	1.013	0.460	046	1.020	0.436	044	1.011	0.430	044	0.997				**1.009**	**0.008**
PLU DR02-1-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.632	094	0.686	0.589	091	0.660	0.646	097	0.680	0.681	105	0.662	0.660	104	0.648	0.649	098	0.676	**0.669**	**0.012**
PLU DR02-1-2g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.578	085	0.694	0.562	086	0.667	0.567	083	0.697	0.563	083	0.692	0.587	090	0.666	0.618	094	0.671	**0.681**	**0.012**
PLU DR01-2-2g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.857	106	0.825	0.775	103	0.768	0.866	107	0.826	0.933	121	0.787	0.802	104	0.787				**0.798**	**0.023**
PLU DR01-2-3g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.830	110	0.770	0.815	107	0.777	0.877	113	0.792	0.734	093	0.805	0.755	096	0.803	0.867	110	0.804	**0.792**	**0.012**

			1			2			3			4			5			6				
Ech.	**date**	**Config.**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**abs.**	**d µm**	**H_2O wt.%**	**H_2O moy. wt%**	**2σ**
Océan Indien (suite)																						
PLU DR24-1-4g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.259	126	0.210	0.261	125	0.213	0.254	123	0.211	0.231	121	0.195	0.267	124	0.220	0.237	121	0.200	**0.208**	**0.007**
PLU DR10-1-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.515	091	0.577	0.571	100	0.583	0.555	102	0.555	0.482	087	0.565	0.512	092	0.568	0.517	094	0.561	**0.568**	**0.008**
PLU DR22-3-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.591	080	0.754	0.585	073	0.818	0.592	077	0.785	0.615	080	0.784	0.603	079	0.779				**0.784**	**0.020**
PLU DR22-7-1g	13/07/2009	KBr/MCT-B	0.810	105	0.787	0.852	107	0.813	0.856	102	0.856	0.751	097	0.790	0.777	094	0.843	0.777	098	0.809	**0.816**	**0.023**

*Tableau 2-B : Détail des analyses du CO_2 effectuées par spectroscopie infrarouge (donné ici en C, ppm), *: zones d'analyses supplémentaires.*

		1			2			3			4			5			6				
Ech.	**Date**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**C moy. ppm**	**2σ**
Océan Atlantique																					
RR D97 D6	17/09/2008	0.018	175	12	0.011	18	7	0.015	175	10	0.023	174	15	0.008	167	5	0.025	171	16	**11**	**3**
DV15-4	16/09/2008	0.019	210	10	0.018	22	9	0.016	195	9	0.013	135	11	0.020	147	16	0.017	143	13	**11**	**2**
DV19-6	16/09/2008	0.043	213	23	0.035	20	19	0.056	209	31	0.049	229	24	0.045	229	22	0.047	231	23	**24**	**3**
GRA N4-1-1	16/09/2008	0.037	169	25	0.061	16	44	0.054	164	38	0.050	219	26	0.068	219	36	0.057	218	30	**33**	**6**
OT1-2	15/05/2008	0.065	124	60	0.066	12	61	0.082	124	76	0.117	134	99	0.117	136	98	0.084	137	70	**77**	**14**
OT2-6	15/05/2008	0.046	175	30	0.052	18	33	0.055	180	35	0.034	122	32	0.041	123	38	0.034	109	36	**34**	**2**
OT02-6	17/09/2008	0.045	166	31	0.066	15	50	0.049	157	36	0.075	168	51	0.065	154	48	0.067	167	46	**44**	**7**
MAPCO CH98 DR07	27/07/2007	0.049	102	55	0.049	10	56	0.051	100	58	0.042	095	50	0.045	092	56	0.040	088	52	**55**	**2**
MAPCO CH98 DR11	15/04/2008	0.022	090	27	0.026	09	34	0.044	088	57	0.026	092	32	0.019	091	24				**35**	**12**
MAPCO CH98 DR12	24/07/2007	0.063	108	67	0.066	12	66	0.061	110	63	0.064	141	52	0.096	158	70	0.096	161	68	**64**	**5**
MAPCO CH99 DR12	14/09/2007	0.074	106	79	0.058	12	56	0.057	108	60	0.096	141	77	0.086	155	63	0.098	160	70	**68**	**8**
G104#25-3	17/09/2008	0.040	099	46	0.045	10	51	0.039	094	47	0.038	069	63	0.035	078	51	0.029	075	44	**51**	**5**
C5	21/08/2007	0.083	117	81		13		0.073	118	70	0.129	138	107	0.112	141	90	0.089	135	75	**85**	**13**
C7	04/09/2007	0.061	131	53	0.089	13	78	0.083	132	71	0.081	114	81	0.085	108	90	0.081	112	83	**76**	**10**
C7	31/07/2007	0.035	076	52	0.052	08	79	0.063	074	97	0.080	104	88	0.096	099	110	0.054	101	61	**81**	**18**
C11	03/09/2007	0.021	089	27	0.026	09	35	0.024	085	32	0.017	083	23	0.017	078	24				**28**	**4**
C13	31/07/2007				0.078	18	48	0.045	194	26	0.066	160	47	0.077	156	56	0.077	167	52	**46**	**10**
C16	27/07/2007	-	272		-	28		-	253		0.079	207	44	0.071	210	39	0.073	196	42	**42**	**3**
C16	21/08/2007	0.049	144	39	0.057	14	46	0.065	175	42	0.059	174	39	0.059	177	38	0.061	175	40	**41**	**3**
C18	04/09/2007	0.057	181	36	0.060	18	38	0.064	192	38	0.041	115	40	0.031	110	32	0.031	106	33	**36**	**3**
C18	31/07/2007	0.063	193	37	0.090	17	60	0.085	181	54	0.079	187	48							**50**	**10**
C19	11/09/2007	0.077	117	76	0.080	12	77	0.096	118	93										**82**	**11**
C27	03/09/2007	0.064	129	57	0.038	13	34	0.068	129	60	0.065	121	61	0.077	125	70	0.071	121	67	**58**	**11**
C27	21/08/2007	0.074	124	68	0.061	10	68	0.089	130	78	0.099	135	84	0.075	130	66	0.086	146	67	**72**	**6**
C30A	11/09/2007	0.086	171	58	0.064	17	44	0.071	127	64	0.049	131	43	0.094	132	82	0.087	170	58	**58**	**12**
C30B	21/08/2007	0.049	133	42	0.063	09	79	0.053	102	59	0.061	103	68	0.043	101	49				**59**	**13**
C32	21/08/2007	0.039	114	39	0.064	12	63	0.056	113	56	0.078	131	68	0.049	133	42	0.049	129	43	**52**	**10**
C35	03/09/2007	0.037 0.056*	087 156*	48 41*	0.034 0.059*	09 155*	45 44*	0.032	078	46	0.033	086	44	0.038	083	52	0.043	090	54	**47**	**3**
C35	31/07/2007		128		0.073	13	66	0.084	119	81	0.109	145	86	0.064	152	48	0.135	153	101	**76**	**18**
C40	24/07/2007	0.126	127	113	0.106	14	90	0.092	129	82	0.098	120	93	0.119	131	104				**96**	**11**

		1			2			3			4			5			6				
Ech.	**Date**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**C moy. ppm**	**2σ**
Océan Atlantique (suite)																					
C40	03/09/2007	0.094	194	55	0.094	19	56	0.089	186	54	0.094	132	81	0.095	137	79	0.057	132		**65**	**12**
C40	03/09/2007	0.101	194	60	0.102	19	61	0.098	186	60	0.090	132	78	0.097	137	81	0.069	132		**68**	**10**
C40	14/09/2007	0.112	195	66	0.086	19	51	0.120	186	73	0.120	131	104	0.082	135	69	0.101	133	86	**75**	**15**
C40	14/04/2008	0.099	194	58	0.125	19	74	0.100	186	61	0.102	132	88	0.094	137	78	0.077	132	66	**71**	**9**
C40	15/04/2008	0.125	194	74	0.111	19	66	0.130	186	80	0.115	132	100	0.102	137	85	0.068	132	59	**77**	**12**
C40	15/05/2008	0.102	194	60	0.142	19	84	0.109	186	67	0.125	132	108	0.082	137	68	0.108	132	93	**80**	**15**
C40	17/12/2008	0.102	195	60	0.099	192	59	0.122	184	76	0.075	128	67	0.120	138	99	0.073	132	63	**70**	**12**
C40	30/01/2009	0.124	195	73	0.114	19	68	0.111	184	69	0.106	128	94	0.091	138	75	0.083	132	71	**75**	**8**
C40	11/09/2007	0.097	195	57	0.101	20	59	0.131	186	81	0.092	132	80	0.101	137	84	0.095	133	82	**74**	**10**
C40	17/09/2008	0.113	195	66	0.145	19	86	0.140	184	87	0.114	128	101	0.079	138	65	0.063	132	54	**77**	**14**
C40	16/09/2008	0.127	195	74	0.149	19	88	0.110	184	68	0.096	128	86	0.097	138	80	0.090	132	78	**79**	**6**
C40	16/09/2008	0.129	195	76	0.131	19	78	0.115	184	71	0.077	128	68	0.090	138	74	0.085	132	74	**73**	**3**
RL DR21	17/09/2008	0.027 0.069*	059 085*	52 92*	0.040	05	85	0.024	053	52	0.043	087	57	0.062	087	81	0.075	087	99	**74**	**15**
RL DR10	17/09/2008	0.083	180	52	0.090	18	58	0.079	174	52	0.065	162	46	0.055	148	43	0.055	164	38	**48**	**6**
2πD47/1	17/09/2008	0.069	107	73	0.039	11	42	0.039	103	43	0.034	100	38	0.034	108	35	0.035	102	39	**45**	**11**
RL DR09	17/09/2008	0.059	132	51	0.056	13	47	0.053	131	46	0.051	133	44	0.065	127	58	0.041	124	38	**47**	**6**
2πD43	24/07/2007	0.081	174	53	0.084	19	52	0.049	178	31	0.042	184	26	0.072	180	46				**42**	**11**
EW9309 25D GlSt°	30/01/2009	0.062	253	28	0.065	25	29	0.067	248	31	0.074	219	38	0.033	206	18	0.036	214	19	**27**	**6**
EW9309 2D GlSt°	30/01/2009	0.021	205	12	0.031	20	17	0.031	203	17	0.030	206	17							**16**	**3**
EW9309 10D3g	30/01/2009	0.055	116	54	0.063	12	59	0.062	118	60	0.064	128	57	0.077	110	80	0.046	102	52	**60**	**8**
EW9309 13D1g	30/01/2009	0.089	199	51	0.090	20	51	0.090	202	51	0.067	147	52	0.080	152	60	0.067	154	50	**52**	**3**
Océan Indien																					
CIR																					
MD57 D12-5	02/08/2007	0.096	185	59	0.055	16	41	0.053	155	39	0.083	156	61	0.045	119	43	0.039	116	38	**47**	**8**
MD57 D11-1	27/07/2007	0.094	183	59	0.093	19	55	0.089	177	58										**57**	**2**
MD57 D'10-1	16/09/2008	0.056	214	30	0.061	21	32	0.047	195	28	0.043	195	25	0.048	193	28	0.070	214	37	**30**	**4**
MD57 D'10-4	24/07/2007	0.084	164	58	0.084	17	58	0.077	153	57	0.055	153	41	0.074	155	54				**54**	**7**
MD57 D09-1	14/09/2007	0.039	125	36		12		0.040	097	47		094		0.044	108	47	0.070	118	68	**49**	**13**
MD57 D09-9	04/09/2007	0.066	186	41		17			221		0.049	212	26	0.047	206	26	0.070	193	41	**34**	**9**
MD57 D8-1	24/07/2007	0.087	113	88	0.080	12	76	0.111	128	99	0.068	130	60	0.088	131	76	0.097	124	89	**81**	**11**
MD57 D7-12	02/08/2007	0.080	167	55	0.090	20	51	0.096	200	55	0.092	206	51							**53**	**2**

		1			2			3			4			5			6				
Ech.	**Date**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**C moy. ppm**	**2σ**
Océan Indien (suite)																					
MD57 D09-10	14/09/2007	0.042	205	23	0.074	21	39	0.041	206	23	0.040	195	23	0.064	193	38	0.070	189	42		
MD57 D3-8	27/07/2007	0.052	104	57	0.056	11	58	0.081	130	71	0.067	116	66	0.065	114	65				**63**	**5**
MD57 D1-9	06/09/2007	0.117	220	61	0.143	21	79		000			000			000			000		**70**	**18**
RTJ																					
JC 030703 D1(2)	04/09/2007	0.057	170	38	0.088	17	60	0.086	171	57	0.076	204	42	0.091	207	50	0.075	202	42	**48**	**7**
MD23 Site 4(7)	06/09/2007	0.093	159	67	0.101	16	72	0.089	161	63	0.108	167	74	0.091	163	64	0.114	163	80	**70**	**5**
JC030703D1(1)	27/07/2007	0.061	149	47	0.061	14	51	0.093	143	74	0.071	144	56	0.075	138	62				**58**	**9**
JC28 D1(1)	07/09/2007	0.054	160	39	0.097	15	75	0.070	172	47	0.078	260	34	0.062	260	27	0.048	263	21	**41**	**16**
JC217D1(1)	01/08/2007	0.065	125	59	0.073	13	66	0.077	127	69	0.119	141	96	0.055	131	48	0.093	140	76	**69**	**13**
SEIR																					
MD23 Site 2 (1)	01/08/2007	0.062	104	68	0.082	10	97	0.062	104	68	0.064	129	57	0.066	126	60	0.070	127	63	**69**	**12**
MD37 07 04 D1	02/08/2007	0.122	211	66	0.085	22	43	0.046	222	24	0.033	096	39	0.045	108	47	0.045	103	50	**45**	**11**
SWIR																					
ED DR01-1-5	02/08/2007	0.101	130	88	0.099	14	84	0.106	123	98	0.077	115	77	0.077	0,011?		0.083	101	94	**88**	**8**
ED DR01-1-8	01/08/2007	0.072	110	75	0.085	10	93	0.087	110	90	0.070	130	62	0.071	133	61	0.073	128	65	**74**	**12**
ED RC01	16/09/2008	0.108	239	51	0.115	25	53	0.106	253	48	0.102	255	46	0.097	250	44	0.105	238	50	**49**	**3**
ED DR08 type 2	14/04/2008	0.139	231	69	0.129	23	64	0.098	219	51	0.091	189	55	0.145	234	71	0.096	223	49	**60**	**8**
ED DR10 1-4	07/09/2007	0.054	103	60	0.078	11	80	0.059	108	62	0.023	045	59	0.040	042	108	0.022	035	73	**74**	**15**
ED DR12-1-2	26/07/2007	0.117	186	72	0.122	20	69	0.117	195	68	0.145	268	62	0.161	269	68	0.148	250	67	**68**	**3**
ED DR12 2	11/09/2007	0.096	164	67	0.063	16	45	0.071	154	53	0.067	168	46	0.074	164	51	0.059	158	43	**51**	**7**
ED DR12 GlSt°	31/07/2007	0.129	159	92	0.113	17	77	0.112	172	74	0.117	176	76	0.124	176	80				**80**	**7**
ED DR16-2-1	24/07/2007	0.064	137	53	0.066	13	56	0.071	138	58	0.063	133	54	0.073	133	63	0.065	130	57	**57**	**3**
ED 454ROG	06/09/2007	0.089	230	44	0.046	22	24	0.109	224	55	0.089	220	46	0.091	218	48	0.062	232	30	**41**	**10**
ED DR19 1-3	06/09/2007		138		0.109	14	88	0.091	134	78	0.094	154	70	0.124	158	90	0.109	160	78	**81**	**7**
ED DR19 1-3	07/09/2007	0.110	202	62	0.133	20	77	0.143	193	85	0.122	182	77	0.113	190	68	0.094	197	55	**71**	**9**
ED DR20 1-1	07/09/2007	0.169	191	101	0.138	19	83	0.144	210	78	0.157	203	88	0.178	191	107	0.170	195	100	**93**	**9**
ED DR20-2-1	26/07/2007	0.102	102	114	0.096	10	107	0.074	096	88	0.070	084	95	0.091	094	110	0.084	093	103	**103**	**8**
ED DR22-1-1	14/04/2008	0.194	284	78	0.187	27	80	0.166	262	72	0.194	228	97	0.174	264	75	0.193	260	85	**81**	**7**
ED DR26-type 1	14/09/2007	0.122	216	64	0.120	21	64	0.132	206	73	0.131	215	70	0.127	198	73	0.129	197	75	**70**	**4**
ED DR26 type1	11/09/2007	0.109	142	88	0.107	14	85	0.106	143	85	0.065	075	99	0.082	069	136	0.092	071	148		
ED DR27-1-1	14/09/2007	0.085	219	44	0.095	22	50	0.131	217	69	0.086	167	59	0.095	160	68	0.111	154	82	**62**	**11**
ED DR27 1-1	11/09/2007	0.068	166	47	0.062	16	44	0.105	162	74	0.040	170	27	0.042	170	28	0.067	170	45	**44**	**14**

		1			2			3			4			5			6				
Ech.	**Date**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**C moy. ppm**	**2σ**
Océan Indien (suite)																					
ED DR29 3-2	07/09/2007	0.034	087	45	0.047	09	57	0.059	091	74	0.055	093	68	0.046	092	57	0.038	092	47	**58**	**9**
ED DR29-1-2	14/04/2008	0.107	255	48	0.090	24	42	0.060	221	31	0.114	253	52	0.100	249	46	0.073	271	31	**41**	**7**
ED DR29-3-3	04/09/2007	0.065	076	98																**98**	**0**
ED DR34-1-2	01/08/2007	0.116	157	84	0.135	16	94	0.124	166	85	0.134	156	98	0.132	153	98	0.115	157	84	**91**	**6**
ED DR34 1-2	07/09/2007	0.167	166	115	0.149	19	91	0.155	183	97	0.114	176	74	0.144	174	95	0.168	172	111	**97**	**12**
ED DR34-1-3	16/09/2008	0.122	183	76	0.124	18	78	0.129	180	82	0.132	148	102	0.095	140	78	0.107	157	78	**82**	**8**
ED DR34 2-1	07/09/2007	0.149	220	77	0.145	22	77	0.209	186	129	0.169	198	97	0.126	210	69		000		**90**	**22**
ED DR41 1-2	07/09/2007	0.082	151	62	0.088	15	66	0.086	152	64	0.085	159	61	0.075	159	54	0.081	159	58	**61**	**4**
ED DR46 2-2	07/09/2007	0.056	102	62	0.070	13	62	0.081	136	68	0.103	109	109	0.084	107	90	0.093	109	97	**81**	**16**
ED DR53 2-2	07/09/2007	0.044	108	47	0.087	12	87	0.074	117	73		000			000			000		**69**	**23**
ED DR53-2-3	14/09/2007	0.052	140	42	0.045	15	36	0.044	142	35	0.048	165	33	0.051	169	34	0.060	166	41	**37**	**3**
ED DR57-1-1	14/09/2007	0.031	168	21	0.033	17	22	0.039	170	26	0.049	193	29	0.057	180	36	0.049	187	30	**27**	**5**
ED DR60 Gl St°	26/07/2007	0.074	111	76	0.057	11	59	0.054	109	56	0.084	160	60	0.083	150	63		156		**63**	**7**
ED DR63 type 1	15/04/2008	0.040	115	39	0.033	11	34	0.080	131	69	0.034	120	32	0.072	128	64	0.041	107	43	**47**	**13**
ED DR65-1-1	16/09/2008	0.070	183	43	0.089	18	58	0.091	159	65	0.094	162	66	0.083	167	57	0.047	174	31	**53**	**11**
ED DR66-2-6	15/05/2008	0.065	111	67	0.069	11	71	0.058	109	60	0.052	122	49	0.053	121	50	0.070	120	66	**61**	**8**
ED DR68 tube	15/04/2008	0.066	155	48	0.067	18	42	0.048	149	36	0.075	187	46	0.084	221	43	0.093	183	58	**46**	**6**
ED DR76-3-1	14/04/2008	0.068	155	50	0.063	16	46	0.077	159	55	0.064	159	46	0.077	129	68	0.045	147	35	**50**	**9**
ED DR76-2-3	26/07/2007	0.047	122	44	0.069	12	68	0.091	109	96	0.039	127		0.048	126	44	0.069	122	64	**63**	**19**
SWF DR29-2-1g	24/07/2007	0.029	113	29	0.031	11	31	0.042	128	38	0.035	123	32	0.045	122	42	0.031	126	28	**33**	**4**
SWF DR28-1-1g	15/05/2008	0.018	086	23		09		0.013	088	17		093			082			084		**20**	**6**
SWF DR26 Gl St° (mcx 1)	01/08/2007	0.061	152	46	0.049	16	36	0.059	153	44	0.090	262	39	0.094	287	37	0.064	237	31	**39**	**5**
MD34 D4	17/09/2008	0.054	128	48	0.041	13	36	0.042	121	40	0.086	155	63	0.048	158	35	0.057	153	42	**44**	**9**
SWF DR20-1-1g	01/08/2007	0.030	172	20		17			167		0.043	174	28		173		0.039	163	27	**25**	**5**
SWF DR17-1-3g	16/09/2008	0.046	228	23	0.041	22	21	0.028	230	14	0.044	218	23	0.052	253	23	0.033	213	17	**20**	**3**
SWF DR14-1-4g	01/08/2007	0.090	141	73	0.107	16	77		150		0.080	194	47	0.080	191	48	0.078	207	43	**58**	**14**
SWF DR14-3-1g	15/05/2008	0.047	118	46	0.064	12	62	0.050	114	50	0.042	069	70	0.028	062	52	0.043	117	42	**54**	**9**
SWF DR10-2-2ag	16/09/2008	0.061	118	59	0.034	10	38	0.053	119	50	0.068	178	43	0.056	183	35	0.080	177	52	**46**	**7**
SWF DR10-2-2b	16/09/2008	0.069	157	50	0.075	16	55	0.076	162	53	0.069	217	36	0.064	223	33	0.067	217	35	**44**	**8**
SWF RC06#1	01/08/2007	0.047	152	35	0.053	15	40	0.077	154	57	0.080	140	65	0.076	145	60	0.085	145	67	**54**	**11**
SWF DR06-1-1g	15/05/2008	0.040	105	43	0.050	14	41	0.027	132		0.045	144	35	0.045	125	41	0.036	136	30	**38**	**5**
SWF DR05-1-2g	16/09/2008	0.018	148	14	0.012	14	9	0.012	144	9	0.009	129	8		132			125		**10**	**3**

		1			2			3			4			5			6				
Ech.	**Date**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**abs.**	**d µm**	**C ppm**	**C moy. ppm**	**2σ**
Océan Indien (suite)																					
SWF DR05 GlSt°	14/04/2008		186		0.011	18	7	0.015	173	10		165			160			171		**8**	**3**
SWF RC01#1g	14/04/2008	0.055	140		0.030	15	23	0.023	139	19	0.021	123	20	0.021	109	22	0.040	115		**21**	**2**
SWF DR01-1-1g	16/09/2008	0.036	109	38	0.036	11	39	0.047	110	49	0.046	144	37	0.062	139	51	0.073	144	58	**45**	**7**
Mer Rouge																					
1011 Ogive	17/09/2008	0.039	132	33	0.024	13	21	0.025	132	21	0.030	125	27	0.024	125	22	0.024	123	22	**24**	**4**
Océan Pacifique																					
CYP 78 04 06	31/07/2007	0.094	139	77	0.098	13	84	0.076	139	62	0.072	103	80	0.064	091	80	0.083	100	94	**80**	**9**
VE32	04/09/2007	0.074 0.046*	169 131*	50 40*	0.056	16	39	0.053	164	37	0.074	170	49	0.056	120	53	0.050	117	48	**45**	**5**
Searise 1 DR04	15/05/2008	0.086	144	68	0.074	14	60	0.064	144	51	0.077	136	65	0.081	140	66	0.070	139	57	**61**	**5**
NZ19-03	14/09/2007	0.092	139	75	0.114	15	85	0.076	142	61	0.119	189	72	0.110	186	67	0.111	186	68	**71**	**7**
NZ19-07	16/09/2008	0.164	175	107	0.149	17	99	0.149	173	99	0.144	163	101	0.135	161	96	0.122	153	91	**99**	**4**
AHA D11E	16/09/2008	0.048	223	25	0.064	23	32	0.082	217	43	0.072	253	33	0.066	253	30	0.058	249	27	**31**	**5**
GN12-08	14/09/2007	0.087	157	63	0.068	15	53	0.075	145	59	0.095	162	67	0.072	163	50	0.063	159	45	**56**	**7**
GN12-11	14/09/2007	0.084	148	65	0.115	15	87	0.120	155	88	0.081	142	65	0.092	143	74	0.094	142	76	**76**	**8**
GN02-04	27/07/2007	0.094	149	72	0.121	18	77	0.111	163	78	0.123	174	81	0.101	157	73				**76**	**3**
GN02-07	26/07/2007	0.113	144	90	0.078	15	58	0.100	167	68	0.131	144	104	0.068	150	52				**74**	**20**
GN02-08	14/09/2007	0.089	130	78	0.078	13	70	0.047	130	41	0.046	122	43	0.077	126	69	0.075	126	68	**62**	**13**
GN02-02	27/07/2007	0.102	170	68	0.107	18	67	0.111	179	71	0.120	177	77	0.118	161	83				**73**	**6**
ND20-2	15/05/2008	0.049	130	43	0.073	12	70	0.101	118	97	0.067	104	73	0.071	098	82	0.067	102	75	**73**	**15**
ND07-04	15/05/2008	0.047	132	41	0.043	12	40	0.058	126	52	0.035	136	29	0.056	135	47	0.038	142	30	**40**	**7**
Searise2 DR07	17/09/2008	0.047	092	58	0.032	08	45	0.041	086	54	0.064	115	64	0.057	119	54	0.072	118	69	**57**	**7**
Searise2DR03	17/09/2008	0.101	153	76	0.081	15	62	0.078	143	62	0.094	138	78	0.090	138	74	0.097	137	81	**72**	**6**
PITO 07-02	17/12/2008	0.098	125	90	0.071	131	62	0.079	125	72	0.054	101	61	0.073	121	69	0.070	130	61	**69**	**9**
PITO 07-03	17/12/2008	0.066	208	36	0.061	203	34	0.053	216	28	0.055	204	31	0.052	209	28	0.050	200	28	**31**	**3**
PC CV 04	16/09/2008	0.079	137	66	0.088	14	71	0.078	138	64	0.082	129	73	0.089	137	74	0.078	134	66	**69**	**3**

Annexe 3

Tableaux de VSD

R.R.D97 D6

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	5	0.0111	0.0485	8	228	20543	9.93
2	8	0.0088	0.0385	12	380	43071	10.67
3	10	0.0070	0.0306	15	538	76683	11.25
4	7	0.0056	0.0243	11	323	57876	10.97
5	5	0.0044	0.0193	8	241	54446	10.90
6	6	0.0035	0.0153	9	543	154492	11.95
7	3	0.0028	0.0122	5	119	42524	10.66
8	0	0.0022	0.0097	0	-349	-157520	0.00
9	2	0.0018	0.0077	3	437	247953	12.42
10	3	0.0014	0.0061	5	817	583342	13.28
11	1	0.0011	0.0049	2	-27	-24685	0.00
12	2	0.0009	0.0039	3	816	924221	13.74
	5	0.0007	0.0031	8			

DV15-4

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	13	0.0074	0.0325	8	379	50934	10.84
2	27	0.0059	0.0258	17	859	145293	11.89
3	26	0.0047	0.0205	17	814	173224	12.06
4	28	0.0037	0.0163	18	1080	289531	12.58
5	29	0.0030	0.0129	19	1362	459540	13.04
6	18	0.0024	0.0103	12	644	273732	12.52
7	18	0.0019	0.0082	12	1141	610200	13.32
8	7	0.0015	0.0065	4	-71	-47710	0.00
9	6	0.0012	0.0051	4	331	280669	12.54
10	6	0.0009	0.0041	4	683	729118	13.50
11	3	0.0007	0.0032	2	100	134028	11.81
12	1	0.0006	0.0026	1	-245	-413484	0.00
	1	0.0005	0.0020	1			

DV19-6

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	7	0.0059	0.0257	4	213	36219	10.50
2	20	0.0047	0.0204	11	692	148102	11.91
3	48	0.0037	0.0162	25	2024	545398	13.21
4	81	0.0029	0.0129	43	4014	1361799	14.12
5	100	0.0023	0.0102	53	5625	2402452	14.69
6	106	0.0019	0.0081	56	6843	3679823	15.12
7	121	0.0015	0.0064	64	9922	6717070	15.72
8	111	0.0012	0.0051	59	10116	8621262	15.97
9	95	0.0009	0.0041	50	9878	10598634	16.18
10	31	0.0007	0.0032	16	-1947	-2629828	0.00

GRA N4-1-1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	11	0.0040	0.0175	6	500	124410	11.73
2	55	0.0032	0.0139	30	2975	931249	13.74
3	131	0.0025	0.0111	71	8290	3266632	15.00
4	195	0.0020	0.0088	105	14028	6958427	15.76
5	234	0.0016	0.0070	126	19337	12075741	16.31
6	163	0.0013	0.0055	88	11575	9100555	16.02
7	112	0.0010	0.0044	61	7921	7839644	15.87
8	61	0.0008	0.0035	33	2222	2768300	14.83

OT01-2

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	15	0.0031	0.0134	16	1798	5.87.E+05	13.28
2	64	0.0024	0.0106	69	9028	3.71.E+06	15.13
3	104	0.0019	0.0084	113	16183	8.38.E+06	15.94
4	141	0.0015	0.0067	153	25653	1.67.E+07	16.63
5	165	0.0012	0.0053	179	35164	2.89.E+07	17.18
6	139	0.0010	0.0042	151	30302	3.13.E+07	17.26
7	106	0.0008	0.0034	115	24259	3.15.E+07	17.27
8	63	0.0006	0.0027	68	10518	1.72.E+07	16.66
9	72	0.0005	0.0021	78	30870	6.36.E+07	17.97
10	61	0.0004	0.0017	66	29696	7.70.E+07	18.16
11	52	0.0003	0.0013	56	31199	1.02.E+08	18.44
12	12	0.0002	0.0011	13	-15563	-6.40.E+07	0.00

OT02-6

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	15	0.0031	0.0134	16	1805	5.87.E+05	13.28
2	67	0.0024	0.0107	73	9522	3.90.E+06	15.18
3	102	0.0019	0.0085	112	15713	8.10.E+06	15.91
4	133	0.0015	0.0067	145	23924	1.55.E+07	16.56
5	144	0.0012	0.0053	157	29657	2.42.E+07	17.00
6	112	0.0010	0.0042	122	22593	2.32.E+07	16.96
7	76	0.0008	0.0034	83	14384	1.86.E+07	16.74
8	41	0.0006	0.0027	45	3828	6.24.E+06	15.65
9	31	0.0005	0.0021	34	6820	1.40.E+07	16.45

OT03-10

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	6	0.0184	0.0803	9	161	8.75E+03	9.08
2	7	0.0146	0.0638	10	181	1.23E+04	9.42
3	30	0.0116	0.0507	44	1177	1.01E+05	11.53
4	67	0.0092	0.0403	98	3112	3.37E+05	12.73
5	95	0.0073	0.0320	139	5000	6.82E+05	13.43
6	84	0.0058	0.0254	123	4426	7.60E+05	13.54
7	88	0.0046	0.0202	129	5987	1.29E+06	14.07
8	51	0.0037	0.0160	75	2346	6.38E+05	13.37
9	39	0.0029	0.0127	57	2566	8.79E+05	13.69
10	31	0.0023	0.0101	45	2741	1.18E+06	13.98
11	9	0.0018	0.0080	13	-1416	0.00E+00	0.00
12	10	0.0015	0.0064	15	1025	7.01E+05	13.46
	2	0.0012	0.0051	3			

CH98 DR11

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	3	0.0226	0.0987	0.4	6	273	5.61
2	2	0.0180	0.0784	0.3	3	168	5.13
3	7	0.0143	0.0623	1.0	20	1423	7.26
4	2	0.0113	0.0495	0.3	-1	-57	0.00
5	3	0.0090	0.0393	0.4	10	1072	6.98
6	7	0.0072	0.0312	1.0	38	5283	8.57
7	6	0.0057	0.0248	0.8	30	5339	8.58
8	9	0.0045	0.0197	1.2	69	15301	9.64
9	2	0.0036	0.0156	0.3	-15	-4177	0.00
10	1	0.0028	0.0124	0.1	-7	-2538	0.00
11	0	0.0023	0.0099	0.0	-16	-6867	0.00
12	1	0.0018	0.0078	0.1	19	10555	9.26
	3	0.0014	0.0035	0.4			

CH98 DR12

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0091	0.0395	0.3	11	1192	7.08
2	1	0.0072	0.0314	0.3	10	1366	7.22
3	1	0.0057	0.0249	0.3	11	1953	7.58
4	0	0.0045	0.0198	0.0	-8	-1770	0.00
5	0	0.0036	0.0157	0.0	-3	-800	0.00
6	0	0.0029	0.0125	0.0	-1	-483	0.00
7	0	0.0023	0.0099	0.0	-1	-333	0.00
8	1	0.0018	0.0079	0.3	54	29699	10.30
9	2	0.0014	0.0063	0.6	117	81577	11.31
10	2	0.0011	0.0050	0.6	118	103300	11.55

G104#25-3

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	3	0.0099	0.0434	1	44	4.5E+03	8.40
2	4	0.0079	0.0344	2	59	7.5E+03	8.92
3	6	0.0063	0.0274	3	109	1.7E+04	9.77
4	10	0.0050	0.0217	4	235	4.7E+04	10.76
5	14	0.0040	0.0173	6	396	1.0E+05	11.51
6	11	0.0031	0.0137	5	290	9.2E+04	11.43
7	9	0.0025	0.0109	4	271	1.1E+05	11.60
8	8	0.0020	0.0086	3	313	1.6E+05	11.97
9	7	0.0016	0.0069	3	340	2.2E+05	12.28
10	6	0.0013	0.0055	3	358	2.9E+05	12.56
11	9	0.0010	0.0043	4	951	9.6E+05	13.77
12	9	0.0008	0.0034	4	1064	1.3E+06	14.11

RL DR21

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	5	0.0073	0.0318	1	42	5.82.E+03	8.67
2	17	0.0058	0.0253	3	167	2.88.E+04	10.27
3	10	0.0046	0.0201	2	66	1.44.E+04	9.58
4	15	0.0037	0.0160	3	185	5.05.E+04	10.83
5	15	0.0029	0.0127	3	206	7.09.E+04	11.17
6	14	0.0023	0.0101	3	224	9.70.E+04	11.48
7	15	0.0018	0.0080	3	321	1.75.E+05	12.07
8	9	0.0015	0.0064	2	137	9.43.E+04	11.45
9	15	0.0012	0.0050	3	580	5.01.E+05	13.13
10	8	0.0009	0.0040	1	172	1.88.E+05	12.14

RL DR10

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	6	0.0173	0.0753	2	31	1.78E+03	7.48
2	4	0.0137	0.0598	1	15	1.10E+03	7.00
3	6	0.0109	0.0475	2	36	3.32E+03	8.11
4	12	0.0087	0.0377	3	101	1.17E+04	9.36
5	10	0.0069	0.0300	3	78	1.14E+04	9.34
6	9	0.0055	0.0238	2	83	1.53E+04	9.63
7	8	0.0043	0.0189	2	90	2.07E+04	9.94
8	8	0.0034	0.0150	2	121	3.51E+04	10.47
9	12	0.0027	0.0119	3	284	1.04E+05	11.55
10	11	0.0022	0.0095	3	273	1.26E+05	11.74
11	19	0.0017	0.0075	5	753	4.36E+05	12.99
12	6	0.0014	0.0060	2	-33	-2.38E+04	0.00
	31	0.0011	0.0048	8			

RL DR09

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0220	0.0958	0.4	6	293	5.68
2	1	0.0175	0.0761	0.4	6	335	5.82

2πD47-1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0170	0.0740	0.9	17	1013	6.92
2	9	0.0135	0.0588	1.9	43	3169	8.06
3	6	0.0107	0.0467	1.3	22	2052	7.63
4	5	0.0085	0.0371	1.1	22	2624	7.87
5	9	0.0068	0.0295	1.9	75	11065	9.31
6	3	0.0054	0.0234	0.6	-2	-283	0.00
7	4	0.0043	0.0186	0.9	39	9203	9.13
8	9	0.0034	0.0148	1.9	158	46752	10.75
9	3	0.0027	0.0117	0.6	0	36	3.59
10	1	0.0021	0.0093	0.2	-23	-10653	0.00
11	2	0.0017	0.0074	0.4	51	30295	10.32
12	3	0.0013	0.0059	0.6	117	86865	11.37
	12	0 .0011	0.0047	2.6			

EW9309 25D GlSt°

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	5	0.0093	0.0405	4	156	1.68E+04	9.73
2	7	0.0074	0.0322	6	220	2.98E+04	10.30
3	6	0.0059	0.0256	5	183	3.12E+04	10.35
4	13	0.0047	0.0203	11	665	1.43E+05	11.87
5	14	0.0037	0.0161	12	762	2.06E+05	12.24
6	15	0.0029	0.0128	13	980	3.34E+05	12.72
7	10	0.0023	0.0102	9	548	2.35E+05	12.37
8	12	0.0019	0.0081	10	1190	6.42E+05	13.37
9	15	0.0015	0.0064	13	2034	1.38E+06	14.14
10	11	0.0012	0.0051	9	1354	1.16E+06	13.96
11	8	0.0009	0.0040	7	1046	1.13E+06	13.93
12	10	0.0007	0.0032	9	2505	3.40E+06	15.04
	5	0.0006	0.0026	4			

EW9309 2D GlSt°

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0213	0.0929	1.8	28	1313	7.18
2	2	0.0169	0.0738	0.9	8	464	6.14
3	2	0.0134	0.0586	0.9	13	959	6.87
4	0	0.0107	0.0466	0.0	-11	-1040	0.00
5	1	0.0085	0.0370	0.4	13	1587	7.37
6	1	0.0067	0.0294	0.4	14	2075	7.64
7	0	0.0054	0.0233	0.0	-11	-2016	0.00
8	0	0.0043	0.0185	0.0	-4	-943	0.00
9	2	0.0034	0.0147	0.9	86	25546	10.15
10	0	0.0027	0.0117	0.0	-32	-11879	0.00
11	1	0.0021	0.0093	0.4	59	27887	10.24
12	0	0.0017	0.0074	0.0	-29	-17270	0.00
	4	0.0013	0.0059	1.8			

EW9309 10D3g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	3	0.0155	0.0676	1	32	2.E+03	7.62
2	2	0.0123	0.0537	1	16	1.E+03	7.14
3	3	0.0098	0.0426	1	37	4.E+03	8.25
4	2	0.0078	0.0339	1	20	3.E+03	7.86
5	3	0.0062	0.0269	1	57	9.E+03	9.13
6	2	0.0049	0.0214	1	31	6.E+03	8.74
7	4	0.0039	0.0170	2	132	3.E+04	10.43
8	1	0.0031	0.0135	0	-20	-6.E+03	0.00
9	0	0.0025	0.0107	0	-44	-2.E+04	0.00
10	8	0.0020	0.0085	4	653	3.E+05	12.72
11	4	0.0015	0.0068	2	179	1.E+05	11.66
12	4	0.0012	0.0054	2	304	2.E+05	12.42
	8	0.0010	0.0043	4			

EW9309 13D1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0190	3	225	5.14E+04	10.85	3
2	5	0.0151	4	275	7.93E+04	11.28	4
3	6	0.0120	4	385	1.40E+05	11.85	4
4	14	0.0095	10	1331	6.09E+05	13.32	10
5	8	0.0076	6	498	2.86E+05	12.57	6
6	8	0.0060	6	812	5.88E+05	13.28	6
7	3	0.0048	2	-52	-4.70E+04	0.00	2
8	8	0.0038	6	1747	2.01E+06	14.51	6

MD57 D'10-1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	6	0.0069	0.0300	4	179	2.60E+04	10.17
2	10	0.0055	0.0238	6	313	5.73E+04	10.96
3	38	0.0043	0.0189	23	1646	3.79E+05	12.85
4	23	0.0034	0.0150	14	692	2.01E+05	12.21
5	34	0.0027	0.0120	21	1846	6.74E+05	13.42
6	32	0.0022	0.0095	19	1875	8.61E+05	13.67
7	21	0.0017	0.0075	13	1033	5.97E+05	13.30
8	20	0.0014	0.0060	12	1587	1.16E+06	13.96
9	15	0.0011	0.0048	9	1243	1.14E+06	13.95
10	11	0.0009	0.0038	7	1020	1.18E+06	13.98
11	24	0.0007	0.0030	15	5636	8.19E+06	15.92
12	17	0.0005	0.0024	10	3288	6.01E+06	15.61

JC 030703 D1(1)

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0105	0.0457	1	25	2.39E+03	7.78
2	1	0.0083	0.0363	0	7	8.44E+02	6.74
3	4	0.0066	0.0288	2	71	1.07E+04	9.28
4	7	0.0053	0.0229	3	144	2.74E+04	10.22
5	14	0.0042	0.0182	5	369	8.84E+04	11.39
6	10	0.0033	0.0145	4	218	6.57E+04	11.09
7	12	0.0026	0.0115	5	399	1.52E+05	11.93
8	6	0.0021	0.0091	2	95	4.55E+04	10.73
9	8	0.0017	0.0072	3	398	2.40E+05	12.39
10	7	0.0013	0.0058	3	384	2.91E+05	12.58
11	11	0.0010	0.0046	4	1016	9.70E+05	13.79
12	8	0.0008	0.0036	3	644	7.74E+05	13.56

PLU DR04 tube 2g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0108	0.0471	1	19	1804	7.50
2	0	0.0086	0.0374	0	-7	-792	0.00
3	0	0.0068	0.0297	0	-2	-320	0.00
4	0	0.0054	0.0236	0	-1	-181	0.00
5	0	0.0043	0.0188	0	-1	-120	0.00
6	0	0.0034	0.0149	0	0	-87	0.00
7	0	0.0027	0.0118	0	0	-66	0.00
8	1	0.0022	0.0094	1	98	45276	10.72
9	0	0.0017	0.0075	0	-34	-19948	0.00
10	0	0.0014	0.0059	0	-11	-8058	0.00
11	0	0.0011	0.0047	0	-5	-4571	0.00
12	2	0.0009	0.0037	1	488	568932	13.25
	1	0.0007	0.0017	1			

PLU DR06-1-2g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0655	0.2857	0	1	20	3.01
2	2	0.0520	0.2270	1	3	56	4.02
3	3	0.0413	0.1803	1	5	121	4.80
4	4	0.0328	0.1432	1	8	243	5.49
5	2	0.0261	0.1138	1	2	79	4.38
6	1	0.0207	0.0904	0	0	13	2.54
7	1	0.0165	0.0718	0	2	141	4.95
8	5	0.0131	0.0570	1	30	2321	7.75
9	6	0.0104	0.0453	2	38	3621	8.19
10	9	0.0082	0.0360	2	73	8893	9.09
11	16	0.0066	0.0286	4	172	26317	10.18
12	15	0.0052	0.0227	4	163	31338	10.35
	113	0.0041	0.0180	29			

ED RC01

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0049	0.0213	2	171	3.50E+04	10.46
2	3	0.0039	0.0169	2	102	2.62E+04	10.18
3	3	0.0031	0.0135	2	128	4.15E+04	10.63
4	10	0.0024	0.0107	6	756	3.09E+05	12.64
5	7	0.0019	0.0085	4	419	2.15E+05	12.28
6	17	0.0015	0.0067	10	1925	1.25E+06	14.04
7	12	0.0012	0.0054	7	1105	9.00E+05	13.71
8	25	0.0010	0.0043	15	4324	4.43E+06	15.30
9	46	0.0008	0.0034	28	10166	1.31E+07	16.39
10	1	0.0006	0.0027	1	-4776	-7.76E+06	0.00
11	0	0.0005	0.0021	0	-1879	-3.84E+06	0.00
12	0	0.0004	0.0017	0	-864	-2.23E+06	0.00
	0						

ED DR08 type 2

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	6	0.0088	0.0383	2	87	9886	9.20
2	3	0.0070	0.0304	1	24	3493	8.16
3	14	0.0055	0.0242	5	292	52747	10.87
4	8	0.0044	0.0192	3	108	24649	10.11
5	10	0.0035	0.0152	4	242	69198	11.14
6	7	0.0028	0.0121	3	149	53567	10.89
7	10	0.0022	0.0096	4	402	182201	12.11
8	17	0.0018	0.0076	6	965	551188	13.22
9	12	0.0014	0.0061	4	568	408282	12.92

ED DR12-2

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.02261	0.0986	0.2	2	104	4.64
2	1	0.01796	0.0783	0.2	2	119	4.78
3	0	0.01426	0.0622	0.0	-1	-90	0.00
4	0	0.01133	0.0494	0.0	0	-39	0.00
5	0	0.00900	0.0393	0.0	0	-23	0.00
6	0	0.00715	0.0312	0.0	0	-16	0.00
7	1	0.00568	0.0248	0.2	9	1629	7.40
8	1	0.00451	0.0197	0.2	8	1871	7.53
9	1	0.00358	0.0156	0.2	10	2681	7.89
10	3	0.00285	0.0124	0.5	49	17155	9.75
11	5	0.00226	0.0099	0.8	95	42053	10.65
12	4	0.00180	0.0078	0.6	70	38755	10.57
	3	0.00143	0.0035	0.5			#N/A

ED DR12 GlSt°

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0076	0.0330	0.5	21	2747	7.92
2	0	0.0060	0.0262	0.0	-7	-1206	0.00
3	0	0.0048	0.0208	0.0	-2	-487	0.00
4	1	0.0038	0.0165	0.5	40	10659	9.27
5	2	0.0030	0.0131	0.9	89	29677	10.30
6	5	0.0024	0.0104	2.3	287	120043	11.70
7	0	0.0019	0.0083	0.0	-128	-67653	0.00
8	6	0.0015	0.0066	2.8	581	385332	12.86
9	0	0.0012	0.0052	0.0	-238	-198462	0.00
10	1	0.0010	0.0041	0.5	84	88700	11.39

ED DR22-1-1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0023	0.0100	1	146	6.38E+04	11.06
2	2	0.0018	0.0080	2	317	1.74E+05	12.07
3	1	0.0014	0.0063	1	87	6.01E+04	11.00
4	0	0.0012	0.0050	0	-129	-1.13E+05	0.00
5	2	0.0009	0.0040	2	687	7.52E+05	13.53
6	5	0.0007	0.0032	5	2033	2.80E+06	14.85
7	6	0.0006	0.0025	6	2592	4.50E+06	15.32
8	13	0.0005	0.0020	13	8009	1.75E+07	16.68
9	40	0.0004	0.0016	40	33066	9.09E+07	18.33

ED DR29-1-2

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0137	0.0597	0.3	7	5.31E+02	6.28
2	9	0.0109	0.0474	2.6	80	7.35E+03	8.90
3	8	0.0086	0.0377	2.4	63	7.26E+03	8.89
4	9	0.0069	0.0299	2.6	89	1.30E+04	9.47
5	12	0.0055	0.0238	3.5	159	2.92E+04	10.28
6	11	0.0043	0.0189	3.2	155	3.58E+04	10.49
7	14	0.0034	0.0150	4.1	282	8.21E+04	11.32
8	12	0.0027	0.0119	3.5	251	9.19E+04	11.43
9	12	0.0022	0.0095	3.5	331	1.53E+05	11.94
10	10	0.0017	0.0075	2.9	304	1.77E+05	12.08
11	10	0.0014	0.0060	2.9	425	3.10E+05	12.64
12	11	0.0011	0.0047	3.2	639	5.88E+05	13.28
	85	0.0009	0.0038	25.0			

ED DR34-1-3

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0808	0.0808	0.4	7	377	5.93
2	2	0.0642	0.0642	0.8	15	1030	6.94
3	0	0.0510	0.0510	0.0	-7	-592	0.00
4	1	0.0405	0.0405	0.4	12	1252	7.13
5	3	0.0322	0.0322	1.1	47	6334	8.75
6	4	0.0256	0.0256	1.5	68	11587	9.36
7	9	0.0203	0.0203	3.4	213	45681	10.73
8	8	0.0161	0.0161	3.1	180	48615	10.79
9	9	0.0128	0.0128	3.4	265	90202	11.41
10	12	0.0102	0.0102	4.6	480	205933	12.24
11	6	0.0081	0.0081	2.3	120	64705	11.08
12	8	0.0064	0.0064	3.1	451	306187	12.63
	32	0.0051	0.0051				

ED DR53-2-3 (a big vesicle not counted in the VSD)

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0058	0.0252	1	80	1.38E+04	9.54
2	5	0.0046	0.0200	2	98	2.13E+04	9.97
3	4	0.0036	0.0159	1	74	2.03E+04	9.92
4	17	0.0029	0.0126	6	617	2.13E+05	12.27
5	37	0.0023	0.0100	13	1601	6.95E+05	13.45
6	48	0.0018	0.0080	16	2302	1.26E+06	14.05
7	50	0.0015	0.0063	17	2676	1.84E+06	14.43
8	78	0.0012	0.0050	27	5980	5.18E+06	15.46
9	97	0.0009	0.0040	33	8861	9.66E+06	16.08
10	112	0.0007	0.0032	38	12342	1.69E+07	16.65
11	82	0.0006	0.0025	28	8264	1.43E+07	16.47
12	0	0.0005	0.0020	0	-8642	-1.88E+07	0.00
	1	0.0004	0.0016				

ED DR63 type 1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	0	0.0088	0.0386	0.0	0	0	0.00
2	1	0.0070	0.0306	0.5	22	3203	8.07
3	1	0.0056	0.0243	0.5	20	3670	8.21
4	1	0.0044	0.0193	0.5	23	5248	8.57
5	2	0.0035	0.0153	0.9	73	20748	9.94
6	0	0.0028	0.0122	0.0	-37	-13348	0.00
7	2	0.0022	0.0097	0.9	129	58241	10.97
8	1	0.0018	0.0077	0.5	34	19179	9.86
9	0	0.0014	0.0061	0.0	-50	-36003	0.00
10	0	0.0011	0.0049	0.0	-19	-17166	0.00
11	0	0.0009	0.0039	0.0	-9	-10657	0.00
12	0	0.0007	0.0031	0.0	-5	-7433	0.00
	0	0.00056	0.0024	0.0			
	1	0.00044	0.0019	0.5			

ED DR65-1-1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0127	0.0552	1	20	1569	7.36
2	6	0.0101	0.0438	1	31	3042	8.02
3	7	0.0080	0.0348	1	40	4982	8.51
4	12	0.0063	0.0277	2	94	14894	9.61
5	5	0.0050	0.0220	1	12	2445	7.80
6	15	0.0040	0.0175	3	196	49075	10.80
7	14	0.0032	0.0139	3	179	56439	10.94
8	16	0.0025	0.0110	3	268	106018	11.57
9	24	0.0020	0.0087	4	566	282153	12.55
10	16	0.0016	0.0069	3	302	189277	12.15
11	16	0.0013	0.0055	3	458	361706	12.80
12	22	0.0010	0.0044	4	972	966703	13.78

ED DR66-2-6

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0130	0.0569	1	15	1118	7.02
2	3	0.0104	0.0452	1	22	2167	7.68
3	5	0.0082	0.0359	1	47	5657	8.64
4	9	0.0065	0.0285	3	107	16366	9.70
5	8	0.0052	0.0227	2	93	17839	9.79
6	9	0.0041	0.0180	3	138	33440	10.42
7	12	0.0033	0.0143	3	251	76591	11.25
8	15	0.0026	0.0114	4	392	150422	11.92
9	8	0.0021	0.0090	2	121	58464	10.98
10	7	0.0016	0.0072	2	189	115027	11.65
11	14	0.0013	0.0057	4	796	610345	13.32
12	24	0.0010	0.0045	7	1760	1699046	14.35
	73	0.0008	0.0036	21			#N/A

ED DR68 tube

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0045	0.0198	1	90	1.97E+04	9.89
2	0	0.0036	0.0157	0	-31	-8.65E+03	0.00
3	0	0.0029	0.0125	0	-10	-3.49E+03	0.00
4	0	0.0023	0.0099	0	-5	-1.98E+03	0.00
5	0	0.0018	0.0079	0	-2	-1.31E+03	0.00
6	1	0.0014	0.0063	1	282	1.96E+05	12.19
7	2	0.0011	0.0050	2	613	5.37E+05	13.19
8	4	0.0009	0.0040	5	1515	1.67E+06	14.33
9	4	0.0007	0.0031	5	1540	2.14E+06	14.58
10	13	0.0006	0.0025	16	8215	1.44E+07	16.48
11	13	0.0005	0.0020	16	8050	1.77E+07	16.69
12	3	0.0004	0.0016	4	-1888	-5.23E+06	0.00

ED DR76-3-1

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	3	0.0041	0.0178	1	64	1.58E+04	9.67
2	9	0.0032	0.0141	2	221	6.81E+04	11.13
3	24	0.0026	0.0112	6	724	2.81E+05	12.55
4	47	0.0020	0.0089	12	1696	8.30E+05	13.63
5	69	0.0016	0.0071	18	2910	1.79E+06	14.40
6	92	0.0013	0.0056	24	4668	3.62E+06	15.10
7	120	0.0010	0.0045	31	7525	7.35E+06	15.81
8	46	0.0008	0.0035	12	417	5.13E+05	13.15

SWF DR29-2-1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0245	0.1189	1	8	321	5.77
2	5	0.0194	0.0945	1	22	1129	7.03
3	8	0.0154	0.0750	2	40	2606	7.87
4	5	0.0123	0.0596	1	19	1519	7.33
5	5	0.0097	0.0473	1	29	2935	7.98
6	10	0.0077	0.0376	3	99	12818	9.46
7	2	0.0061	0.0299	1		0	0.00
8	6	0.0049	0.0237	2	89	18153	9.81
9	9	0.0039	0.0188	3	169	43658	10.68
10	8	0.0031	0.0150	2	152	49343	10.81
11	5	0.0024	0.0119	1	75	30527	10.33
12	7	0.0019	0.0094	2	233	119802	11.69
	18	0.0015	0.0075	5			

SWF DR28-1-1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0233	0.1015	0	4	188	5.24
2	5	0.0185	0.0806	1	12	663	6.50
3	8	0.0147	0.0640	1	22	1531	7.33
4	14	0.0117	0.0509	2	50	4265	8.36
5	23	0.0093	0.0404	3	101	10936	9.30
6	20	0.0074	0.0321	3	86	11651	9.36
7	18	0.0058	0.0255	3	90	15472	9.65
8	22	0.0046	0.0203	3	163	35051	10.46
9	18	0.0037	0.0161	3	135	36714	10.51
10	12	0.0029	0.0128	2	81	27567	10.22
11	14	0.0023	0.0101	2	186	79933	11.29
12	17	0.0018	0.0081	3	315	170406	12.05
	37	0.0015	0.0064	6			#N/A

MD34 D4

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0125	0.0544	0.4	10	839	6.73
2	0	0.0099	0.0432	0.0	-4	-368	0.00
3	1	0.0079	0.0343	0.4	15	1959	7.58
4	0	0.0062	0.0272	0.0	-6	-1010	0.00
5	0	0.0050	0.0216	0.0	-2	-429	0.00
6	0	0.0039	0.0172	0.0	-1	-252	0.00
7	0	0.0031	0.0137	0.0	-1	-170	0.00
8	2	0.0025	0.0108	0.8	104	42026	10.65

SWF DR17-1-3g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0133	0.0582	1	35	2.65E+03	7.88
2	8	0.0106	0.0462	3	77	7.23E+03	8.89
3	6	0.0084	0.0367	2	49	5.82E+03	8.67
4	16	0.0067	0.0291	6	241	3.60E+04	10.49
5	16	0.0053	0.0232	6	242	4.55E+04	10.73
6	8	0.0042	0.0184	3	61	1.45E+04	9.58
7	21	0.0033	0.0146	7	602	1.80E+05	12.10
8	22	0.0027	0.0116	8	663	2.49E+05	12.43
9	32	0.0021	0.0092	11	1334	6.31E+05	13.36
10	23	0.0017	0.0073	8	830	4.95E+05	13.11
11	21	0.0013	0.0058	7	1015	7.61E+05	13.54
12	23	0.0011	0.0046	8	1597	1.51E+06	14.23
	31	0.0008	0.0037	11			#N/A

SWF DR14-3-1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0133	0.0579	1	23	1.77E+03	7.48
2	0	0.0105	0.0460	0	-8	-7.76E+02	0.00
3	2	0.0084	0.0365	1	35	4.12E+03	8.32
4	1	0.0067	0.0290	0	9	1.39E+03	7.24
5	3	0.0053	0.0231	1	75	1.43E+04	9.57
6	3	0.0042	0.0183	1	76	1.80E+04	9.80
7	8	0.0033	0.0145	4	322	9.67E+04	11.48
8	15	0.0026	0.0116	7	733	2.77E+05	12.53
9	22	0.0021	0.0092	10	1270	6.03E+05	13.31
10	17	0.0017	0.0073	8	894	5.35E+05	13.19
11	19	0.0013	0.0058	9	1436	1.08E+06	13.89
12	17	0.0011	0.0046	8	1443	1.37E+06	14.13
	28	0.0008	0.0037	13			

SWF DR10-2-2a+b

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	11	0.0141	0.0615	1.9	45.2	3205.8	8.07
2	10	0.0112	0.0488	1.7	36.0	3211.2	8.07
3	12	0.0089	0.0388	2.1	55.0	6187.9	8.73
4	14	0.0071	0.0308	2.4	79.4	11244.9	9.33
5	15	0.0056	0.0245	2.6	102.2	18215.9	9.81
6	7	0.0045	0.0194	1.2	18.1	4065.9	8.31
7	6	0.0035	0.0154	1.0	40.1	11312.5	9.33
8	2	0.0028	0.0123	0.3	-15.9	-5670.7	0.00
9	8	0.0022	0.0097	1.4	170.5	76293.8	11.24
10	11	0.0018	0.0077	1.9	270.6	152475.7	11.93
11	8	0.0014	0.0061	1.4	171.7	121820.4	11.71
12	8	0.0011	0.0049	1.4	243.6	217535.3	12.29
	2	0.0009	0.0039	0.3			

SWF DR06-1-1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	3	0.0141	0.0617	3	2	39	2767
2	4	0.0112	0.0490	4	2	52	4632
3	12	0.0089	0.0389	12	7	221	24745
4	10	0.0071	0.0309	10	5	164	23197
5	14	0.0056	0.0245	14	8	336	59653
6	7	0.0045	0.0195	7	4	85	18964
7	6	0.0036	0.0155	6	3	138	39001
8	3	0.0028	0.0123	3	2	21	7304
9	5	0.0022	0.0098	5	3	275	122638
10	5	0.0018	0.0078	5	3	318	178766
11	10	0.0014	0.0062	10	5	1048	741394
12	7	0.0011	0.0049	7	4	599	533488
	8	0.0009	0.0039	8	4		

SWF DR05-1-2g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0257	0.1123	1	17	655	6.48
2	6	0.0205	0.0892	4	58	2825	7.95
3	7	0.0162	0.0709	4	69	4272	8.36
4	14	0.0129	0.0563	9	195	15095	9.62
5	7	0.0102	0.0447	4	52	5068	8.53
6	8	0.0081	0.0355	5	129	15784	9.67
7	7	0.0065	0.0282	4	128	19861	9.90
8	15	0.0051	0.0224	10	512	99651	11.51
9	4	0.0041	0.0178	3	-54	-13246	0.00
10	4	0.0032	0.0141	3	100	30863	10.34
11	3	0.0026	0.0112	2	91	35414	10.47
12	3	0.0020	0.0089	2	165	80779	11.30
	7	0.0016	0.0071	4			

SWF DR05 GlSt°

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	12	0.0282	0.1230	2	26	933	6.84
2	30	0.0224	0.0977	5	74	3286	8.10
3	49	0.0178	0.0776	9	138	7779	8.96
4	57	0.0141	0.0616	10	179	12689	9.45
5	43	0.0112	0.0490	8	126	11215	9.32
6	36	0.0089	0.0389	7	128	14345	9.57
7	37	0.0071	0.0309	7	191	26939	10.20
8	26	0.0056	0.0245	5	123	21881	9.99
9	33	0.0045	0.0195	6	296	66220	11.10

SWF RC01#1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	2	0.0106	0.0463	3	86	8.09E+03	9.00
2	5	0.0084	0.0367	7	240	2.85E+04	10.26
3	4	0.0067	0.0292	5	168	2.51E+04	10.13
4	8	0.0053	0.0232	11	555	1.04E+05	11.56
5	11	0.0042	0.0184	15	900	2.13E+05	12.27
6	13	0.0034	0.0146	17	1251	3.73E+05	12.83
7	12	0.0027	0.0116	16	1255	4.71E+05	13.06
8	14	0.0021	0.0092	19	2013	9.51E+05	13.77
9	20	0.0017	0.0073	27	3999	2.38E+06	14.68
10	15	0.0013	0.0058	20	2709	2.03E+06	14.52
11	15	0.0011	0.0046	20	3797	3.58E+06	15.09
12	15	0.0008	0.0037	20	4875	5.79E+06	15.57
	9	0.0007	0.0029	12			#N/A

SWF DR01-1-1g

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.013	0.0556	0.3	9	712	6.57
2	2	0.010	0.0442	0.7	20	1944	7.57
3	5	0.008	0.0351	1.7	63	7826	8.97
4	8	0.006	0.0279	2.7	117	18279	9.81
5	8	0.005	0.0221	2.7	122	24124	10.09
6	11	0.004	0.0176	3.8	232	57441	10.96
7	13	0.003	0.0140	4.4	330	102938	11.54
8	8	0.003	0.0111	2.7	150	59132	10.99
9	8	0.002	0.0088	2.7	255	126193	11.75
10	9	0.002	0.0070	3.1	412	256612	12.46
11	14	0.001	0.0056	4.8	955	749077	13.53
12	8	0.001	0.0044	2.7	354	349529	12.76
	34	0.001	0.0035	11.6			

1011 (Ogive)

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0038	0.0164	0.8	74	19742	9.89
2	0	0.0030	0.0130	0.0	-26	-8670	0.00
3	0	0.0024	0.0103	0.0	-8	-3501	0.00
4	0	0.0019	0.0082	0.0	-4	-1981	0.00
5	2	0.0015	0.0065	1.6	370	247824	12.42
6	0	0.0012	0.0052	0.0	-131	-110352	0.00
7	0	0.0009	0.0041	0.0	-42	-44898	0.00
8	2	0.0007	0.0033	1.6	723	966270	13.78
9	4	0.0006	0.0026	3.3	1600	2691304	14.81

Searise 1 DR04

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0013	0.0058	5	1283	9.60E+05	13.78
2	12	0.0011	0.0046	15	4397	4.14E+06	15.24
3	26	0.0008	0.0037	33	11380	1.35E+07	16.42
4	64	0.0007	0.0029	81	35731	5.34E+07	17.79
5	75	0.0005	0.0023	95	44369	8.35E+07	18.24
6	69	0.0004	0.0018	87	43501	1.03E+08	18.45

NZ 19-03

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0009	0.0038	0.3	104	119343	11.69

NZ 19-07

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	5	0.0027	0.0119	3	325	1.19E+05	11.69
2	10	0.0022	0.0094	5	705	3.26E+05	12.69
3	17	0.0017	0.0075	9	1430	8.33E+05	13.63
4	18	0.0014	0.0060	9	1616	1.18E+06	13.98
5	14	0.0011	0.0047	7	1226	1.13E+06	13.94
6	22	0.0009	0.0038	12	3350	3.89E+06	15.17
7	28	0.0007	0.0030	15	5236	7.66E+06	15.85
8	15	0.0005	0.0024	8	1641	3.02E+06	14.92

AHA D11E

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0026	0.0114	1	194	74697	11.22

GN 12-08 (no vesicle)

GN 12-11

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0057	0.0249	0.3	18	3184	8.07
2	1	0.0045	0.0197	0.3	17	3648	8.20
3	1	0.0036	0.0157	0.3	19	5217	8.56
4	3	0.0029	0.0125	0.9	95	33298	10.41
5	3	0.0023	0.0099	0.9	94	41430	10.63
6	7	0.0018	0.0079	2.1	339	188364	12.15
7	16	0.0014	0.0062	4.9	994	694079	13.45
8	11	0.0011	0.0050	3.4	542	476409	13.07
9	15	0.0009	0.0039	4.6	1213	1343036	14.11
10	9	0.0007	0.0031	2.7	514	716568	13.48
11	16	0.0006	0.0025	4.9	2170	3806851	15.15

GN 02-04

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	8	0.00094	0.0041	8	2774	2.97E+06	14.90
2	3	0.00074	0.0032	3	342	4.60E+05	13.04
3	16	0.00059	0.0026	15	8025	1.36E+07	16.43
4	11	0.00047	0.0020	11	4257	9.08E+06	16.02
5	10	0.00037	0.0016	10	4932	1.32E+07	16.40
6	1	0.0003	0.0013	1	-3312		

GN 02-07

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	5	0.00035	0.0015	77	74689	2.1E+08	19.18
2	10	0.00028	0.0012	154	162003	5.8E+08	20.19
3	24	0.00022	0.0010	369	494244	2.2E+09	21.53
4	32	0.00017	0.0008	493	730762	4.2E+09	22.15
5	34	0.00014	0.0006	523	868063	6.2E+09	22.56
6	1	0.00011	0.0005	15			

GN 02-08

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	5	0.0010	0.0046	5	1636	1.56E+06	14.26
2	28	0.0008	0.0036	28	10962	1.32E+07	16.39
3	96	0.0007	0.0029	97	45572	6.90E+07	18.05
4	161	0.0005	0.0023	163	86360	1.65E+08	18.92
5	195	0.0004	0.0018	197	117397	2.82E+08	19.46
6	206	0.0003	0.0014	208	142632	4.31E+08	19.88
7	46	0.0003	0.0011	47	-39148	-1.49E+08	0.00

GN 02-02

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0003	0.0011	6	7712	2.94E+07	17.20
2	0	0.0002	0.0009	0	-2690	-1.29E+07	0.00
3	7	0.0002	0.0007	42	84696	5.12E+08	20.05
4	1	0.0001	0.0006	6	-14845	-1.13E+08	0.00
5	3	0.0001	0.0005	18	42971	4.12E+08	19.84

ND 20-02

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0009	0.0038	3	1279	1.46E+06	14.19
2	16	0.0007	0.0030	13	5996	8.59E+06	15.97
3	38	0.0006	0.0024	32	16873	3.04E+07	17.23
4	104	0.0004	0.0019	86	58866	1.34E+08	18.71
5	93	0.0003	0.0015	77	49054	1.40E+08	18.76
6	67	0.0003	0.0012	56	33120	1.19E+08	18.60

ND 07-04 (one big vesicle not vounted in the VSD)

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	12	0.0015	0.0066	17	3719	2.44E+06	14.71
2	18	0.0012	0.0053	25	5726	4.73E+06	15.37
3	32	0.0010	0.0042	45	12852	1.34E+07	16.41
4	55	0.0008	0.0033	77	27555	3.61E+07	17.40
5	61	0.0006	0.0026	85	33414	5.51E+07	17.82
6	87	0.0005	0.0021	121	63862	1.33E+08	18.70
7	55	0.0004	0.0017	77	30538	7.98E+07	18.20

Searise 2 DR07

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0042	0.0182	0.4	30.8	7.40E+03	8.91
2	2	0.0033	0.0144	0.8	66.8	2.02E+04	9.91
3	3	0.0026	0.0115	1.1	116.0	4.41E+04	10.70
4	4	0.0021	0.0091	1.5	184.6	8.84E+04	11.39
5	19	0.0017	0.0072	7.2	1363.4	8.22E+05	13.62
6	34	0.0013	0.0057	12.9	2762.0	2.10E+06	14.56
7	31	0.0010	0.0046	11.7	2464.4	2.36E+06	14.67
8	39	0.0008	0.0036	14.8	4241.3	5.10E+06	15.45
9	38	0.0007	0.0029	14.4	4649.5	7.05E+06	15.77
10	43	0.0005	0.0023	16.3	6967.9	1.33E+07	16.40
11	34	0.0004	0.0018	12.9	5508.4	1.32E+07	16.40
12	28	0.0003	0.0014	10.6	5400.5	1.63E+07	16.61

Searise 2 DR03

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0008	0.0034	7	3092	3.97E+06	15.19
2	4	0.0006	0.0027	7	2814	4.55E+06	15.33
3	17	0.0005	0.0021	30	19126	3.89E+07	17.48
4	23	0.0004	0.0017	41	27621	7.08E+07	18.07
5	16	0.0003	0.0014	28	16087	5.19E+07	17.76
6	16	0.0002	0.0011	28	23111	9.38E+07	18.36
7	12	0.0002	0.0009	21	17390	8.89E+07	18.30
8	8	0.0002	0.0007	14	10869	7.00E+07	18.06
9	17	0.0001	0.0005	30	64428	5.22E+08	20.07

PITO 07-02

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	1	0.0036	0.0157	1	68	1.89E+04	9.85
2	6	0.0029	0.0125	6	491	1.72E+05	12.05
3	24	0.0023	0.0099	24	2406	1.06E+06	13.87
4	63	0.0018	0.0079	63	7604	4.21E+06	15.25
5	128	0.0014	0.0063	128	18612	1.30E+07	16.38
6	161	0.0011	0.0050	161	25958	2.28E+07	16.94
7	169	0.0009	0.0039	169	30799	3.41E+07	17.34
8	117	0.0007	0.0031	117	18720	2.61E+07	17.08
9	29	0.0006	0.0025	29	-9083	-1.59E+07	0

PITO 07-03

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	9	0.0032	0.0141	6	587	1.82E+05	12.11
2	36	0.0026	0.0112	22	2753	1.07E+06	13.89
3	69	0.0020	0.0089	43	6040	2.96E+06	14.90
4	109	0.0016	0.0071	68	11345	7.01E+06	15.76
5	103	0.0013	0.0056	64	10972	8.53E+06	15.96
6	95	0.0010	0.0045	59	11683	1.14E+07	16.25
7	66	0.0008	0.0035	41	7468	9.20E+06	16.03

PC CV04

Interval number	Nb	Interval (cm)	D_{moy} (cm)	N_a (cm^{-2})	N_v (cm^{-3})	N_v/int. (cm^{-4})	Ln(N_v/int.) (cm^{-4})
1	4	0.0018	0.0080	4	741	4.03E+05	12.91
2	20	0.0015	0.0064	20	4408	3.02E+06	14.92
3	60	0.0012	0.0051	60	15915	1.37E+07	16.43
4	110	0.0009	0.0040	111	33973	3.69E+07	17.42
5	120	0.0007	0.0032	121	39453	5.39E+07	17.80
6	82	0.0006	0.0025	83	23002	3.96E+07	17.49

Annexe 4

Fiche des VSD par échantillon

Appendix: Description of the studied samples according to different parameters:

- Geographical settings: location, latitude, longitude, depth, sampling site description. These parameters have almost been retrieved using PETDB global database (http://www.petdb.org/).

- Qualitative description: almost all glasses are fresh (if not, it is specified in the text).

- References regarding major and trace elements, isotopic compositions Sr and Nd, noble gases. All the dissolved H_2O and CO_2 data were determined in this study, and for mostly samples Cl, F.

- Photos and treated image used for the VSD determination

  - The image on the left/top is the photos mosaic obtained in reflected light from optical microscopy: vesicles which are on the surface appear in dark color.

  - The image on the right/bottom is the mosaic treated with image2003 and/or Adobe® Photoshop® (Launeau, pers.comm.): the glass (± minerals) is in white and contains the vesicles. Sometimes, there is another phase, the mask, a surface not considered for the VSD analysis. Image processing has sometimes been segmented, due to the mosaic large size.

- Data obtained with spo2003 (Launeau 2004, Launeau et Cruden 1998, Launeau et Robin 1996) (annexe 3).

- Analysis characteristics:
  - Analyzed area,
  - Number of vesicles counted,
  - Image resolution (resolution, in cm/pixel).

- VSD graph and associated observed characteristics:
  - VSD line: bins at ln(n)=0 are excluded in the VSD line determination.
  - The vertical dotted line is the detection limit of the vesicles, and the more horizontally dotted curve is the theoretical VSD determined with 4 vesicles per interval (arbitrarily fixed). Data below this curve indicates that the measured VSD may not be representative of the whole sample, considering the low vesicle number per interval.

- Observed characteristics:
  - VSD is the equation of the correlation line; data at 0 are not considered for the correlation line calculation.
  - VSD group:
    - I
    - II
    - III
    - IVA, IVB.
  - Vesicularity (%ves).
  - Vesicle size:
    - Mean diameter (D_{mean}),
    - Minimum diameter (D_{min}) (often equivalent to the detection limit)
    - Maximum diameter (D_{max}).

R.R.D97 D6

Geographical settings:

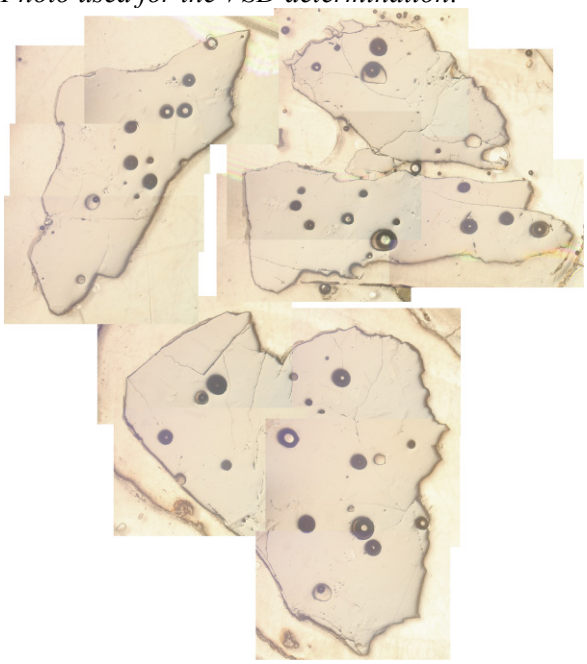
Location:	Mid-Atlantic Ridge, Reykjanes Ridge
Latitude:	59.51°N
Longitude:	30.09°W
Depth:	1000 m
Cruise:	CD80 (1993)
Sampling site description:	dredge

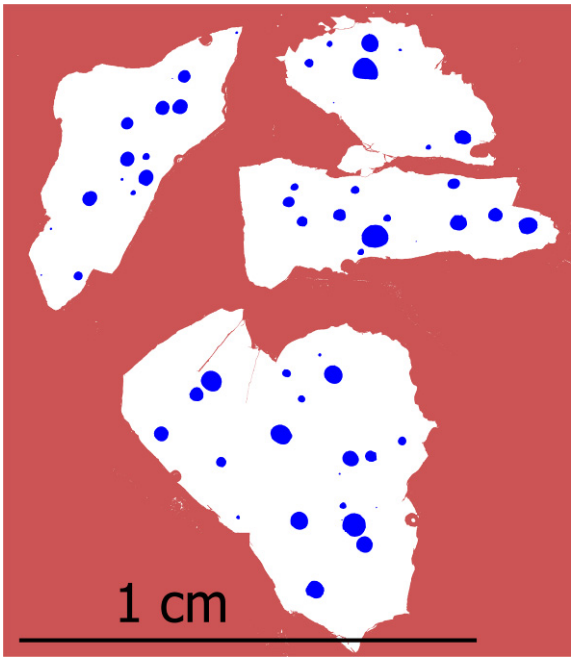
Description: glass with 1-2% olivines and 2-5% plagioclases.

Data sources:

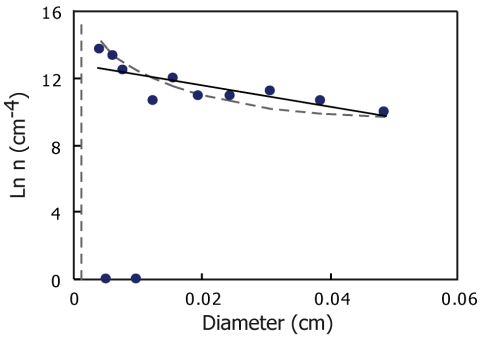
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.67 cm²
Vesicle number:	57
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -67±17.D + 13±0.4	D_{mean}:	229 µm
	r^2= 0.65	D_{max}:	541 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	24 µm
Vesicularity:	4.85%		

DV15-4

Geographical settings:

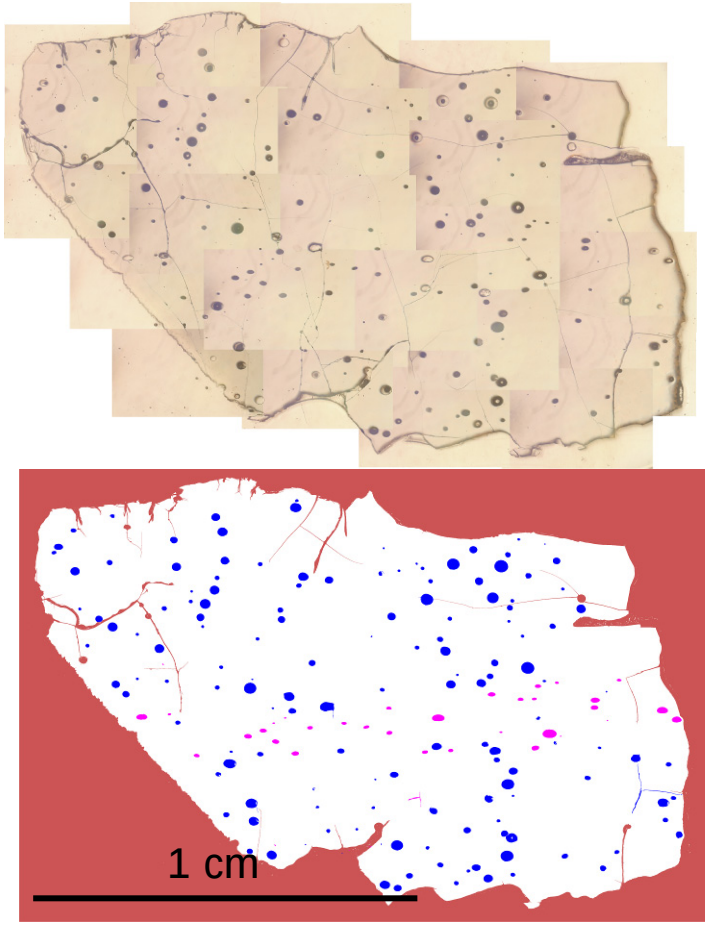
Location: Mid-Atlantic Ridge, Menez Gwen
Latitude: 37.84°N
Longitude: 31.53°W
Depth: 999 m
Cruise: DIVANAUT (1994)
Sampling site description: sampled by sampled by submersible in a lava lake (Dosso, pers. comm.)

Description: aphiric glass with ± plagioclase microlites (≤1%).

Data sources:

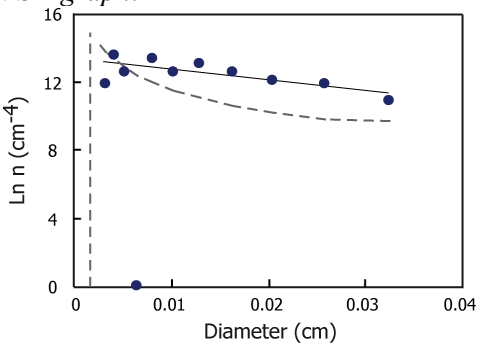
Major elements: this study
Trace elements: this study
Isotopic ratios: Dosso *et al.* 1999
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:



Comments: some vesicles are elongated (mean elongation ratio of 1.7), but all are included in the VSD.

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.56 cm²
Vesicle number:	183
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -56±21.D + 13.2±0.3	D_{mean}:	158 µm
	r^2= 0.48	D_{max}:	362 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	21 µm
Vesicularity:	2.91%		

DV19-6

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge, Lucky Strike
Latitude:	37.29°N
Longitude:	32.28°W
Depth:	1722 m
Cruise:	DIVANAUT (1994)

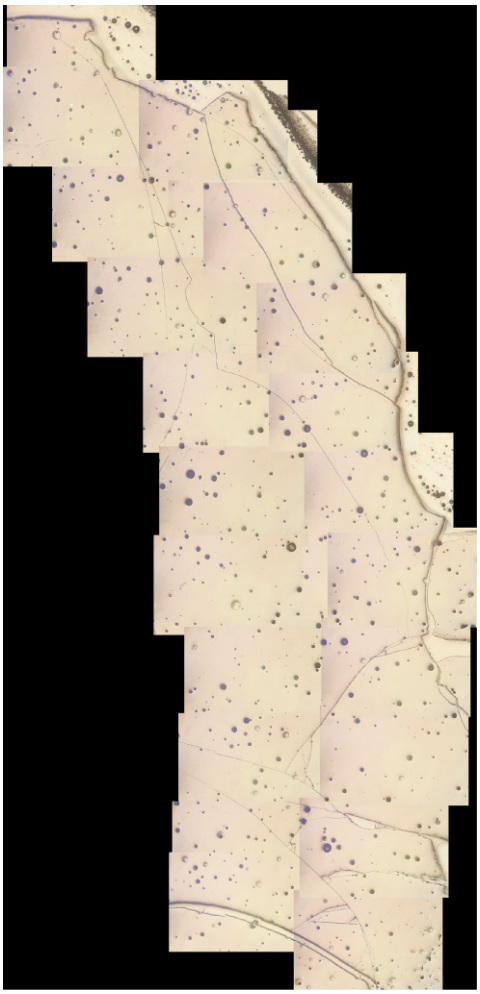
Sampling site description: sampled by sampled by submersible in a lava lake (Dosso, pers. comm.)

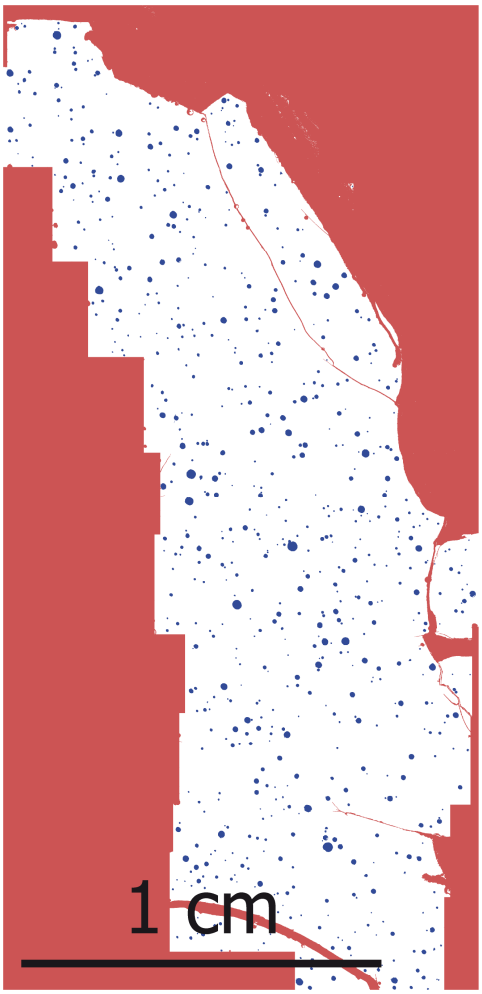
Description: glass with a few plagioclase microphenocrysts (<1%), and a lot of plagioclase microlites.

Data sources:

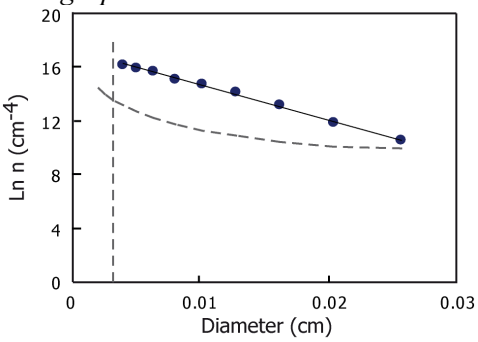
Major elements:	this study
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	Dosso *et al.* 1999
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.89 cm²
Vesicle number:	720
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -263±5.D + 17.4±0.1	D_{mean}:	85 µm
	r^2= 1.00	D_{max}:	286 µm
VSD group:	I	D_{min}:	33 µm
Vesicularity:	2.70%		

GRA N4-1-1

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge, Lucky Strike
Latitude:	37.29°N
Longitude:	32.28°W
Depth:	1743 m
Cruise:	GRAVILUCK (2006)

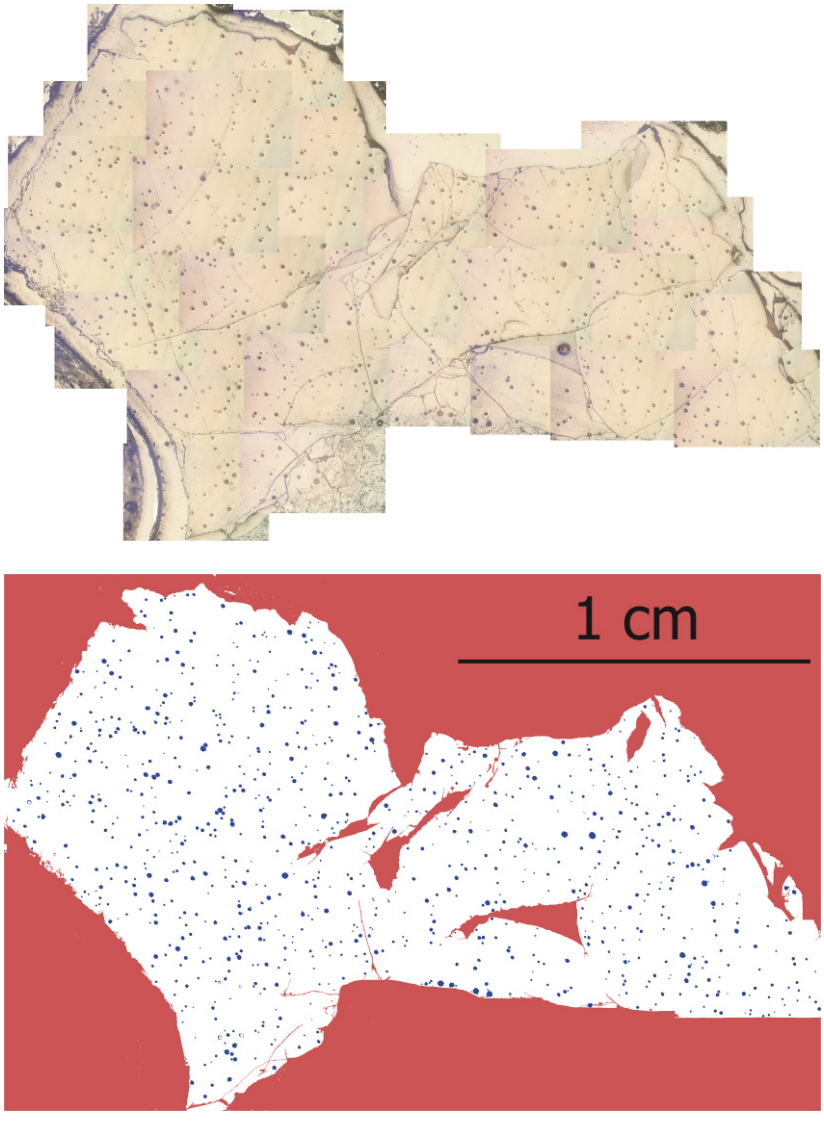
Sampling site description: sampled by sampled by submersible, sheeted flow sample.

Description: glass with <1% plagioclase (microlites) heterogeneously distributed.

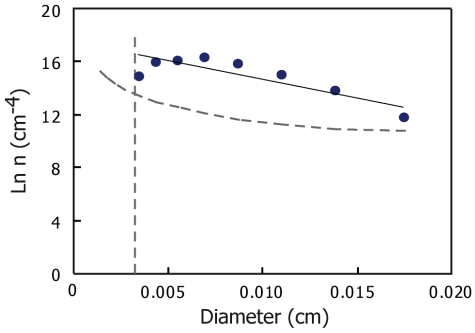
Data sources:

Major elements:	Bézos, pers. comm.
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.85 cm²
Vesicle number:	962
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -258±71.D + 17.2±0.7	D_{mean}:	76 µm
	r^2= 0.69	D_{max}:	196 µm
VSD group:	III	D_{min}:	33 µm
Vesicularity:	2.65%		

OT01-2

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	34.90°N
Longitude:	36.43°W
Depth:	2250 m
Cruise:	OCEANAUT (1995)

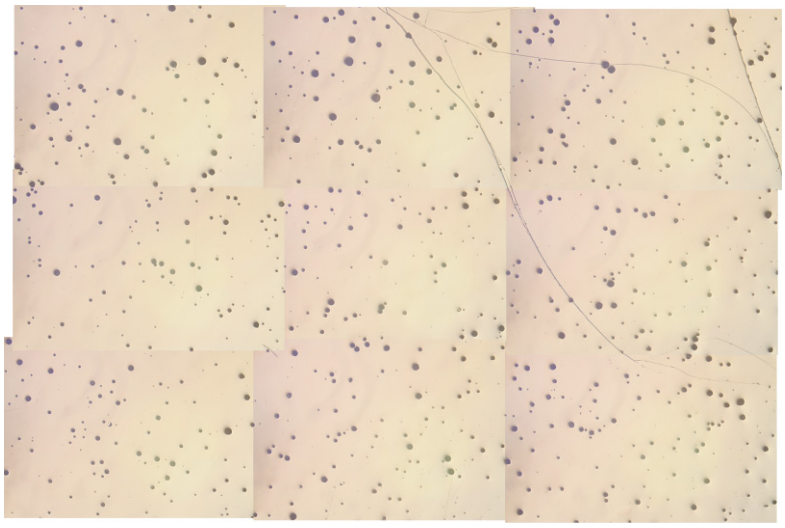
Sampling site description: sampled by sampled by submersible, fresh sheet flow

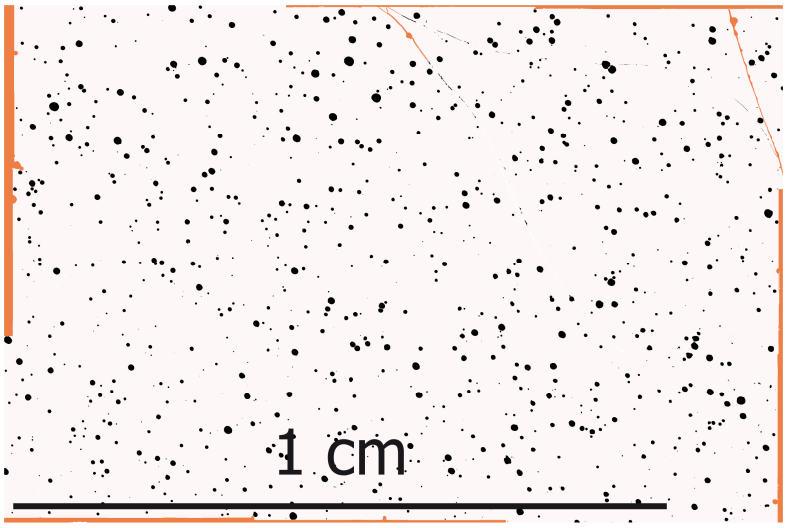
Description: aphiric glass with ≤1% plagioclase, variolitic texture.

Data sources:

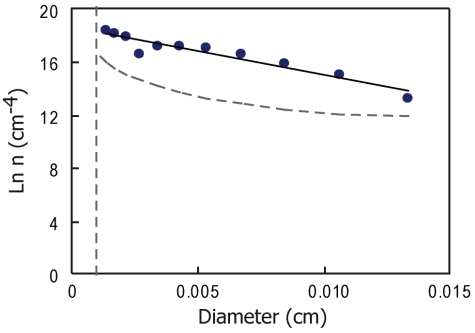
Major elements:	Hekinian *et al.* 2000
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.92 cm²
Vesicle number:	994
Resolution:	2 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -362±38.D + 18.7±0.3	D_{mean}:	50 µm
	r^2= 0.91	D_{max}:	150 µm
VSD group:	III	D_{min}:	11 µm
Vesicularity:	2.75 %		

OT02-6

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	34.90°N
Longitude:	36.43°W
Depth:	2250 m
Cruise:	OCEANAUT (1995)

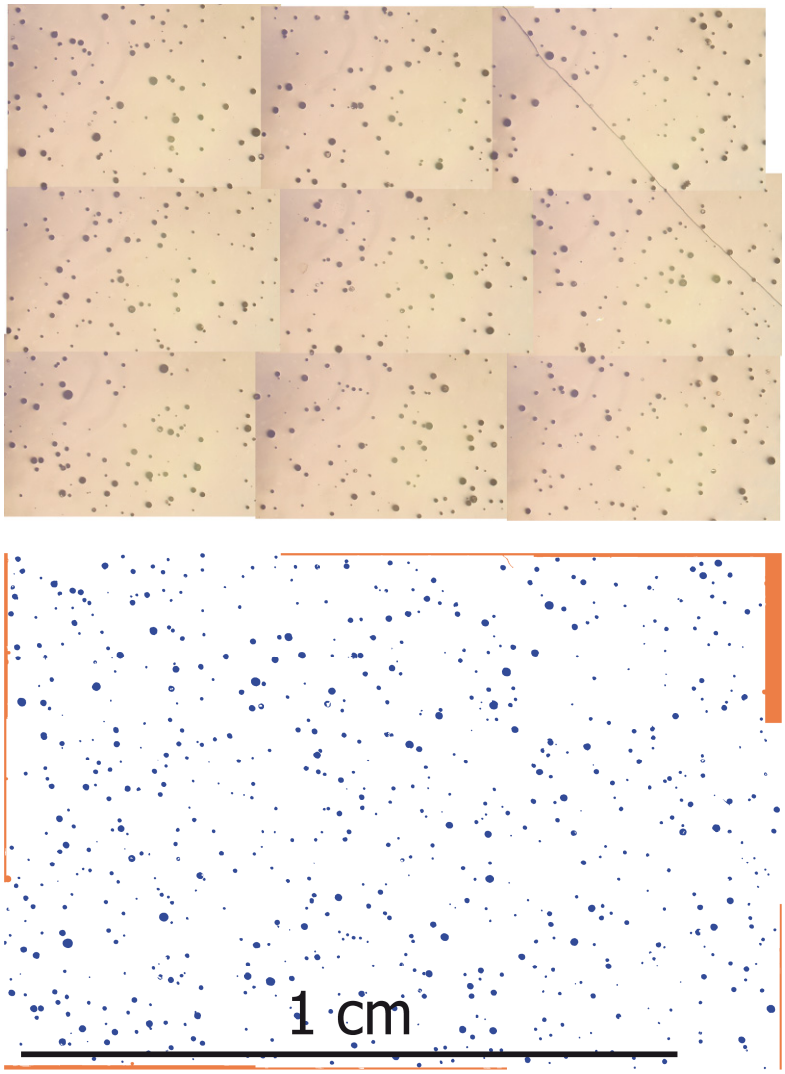
Sampling site description: sampled by sampled by submersible, fresh sheet flow

Description: aphiric microlitic glass with ≤1% plagioclase, variolitic texture.

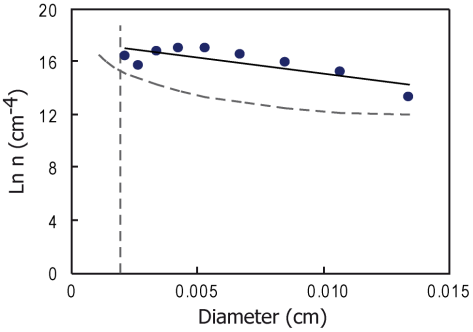
Data sources:

Major elements:	Hekinian *et al.* 2000
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.91 cm²
Vesicle number:	721
Resolution:	2 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -241±72.D + 17.5±0.5		
	r^2= 0.62	D_{mean}:	60 µm
VSD group:	III	D_{max}:	149 µm
Vesicularity:	2.61 %	D_{min}:	19 µm

OT03-10

Geographical settings:

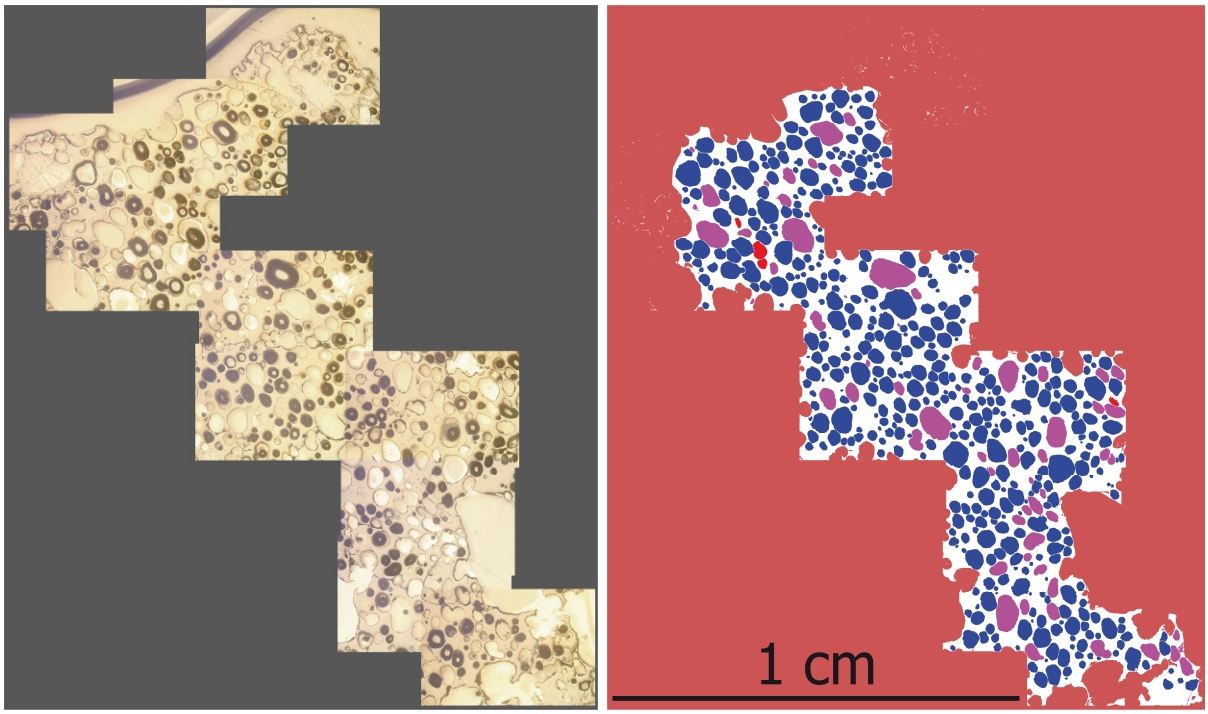
Location: Mid-Atlantic Ridge
Latitude: 34.90°N
Longitude: 36.43°W
Depth: 1600 m
Cruise: OCEANAUT (1995)
Sampling site description: sampled by sampled by submersible on a seamount on the median ridge

Description: aphiric glass with 1-2% olivines and <1% plagioclase microlites.

Data sources:

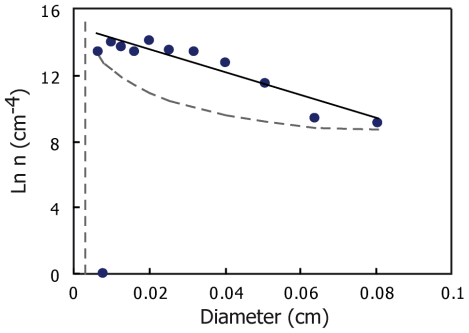
Major elements: Hekinian *et al.* 2000
Trace elements: this study
Isotopic ratios: -
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:



Comments: vesicles are deformed, 3 vesicle classes, according to their elongation (11% with elongation more than 1.5), bubbles jointed have been separated and borders manually redrawn.

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.68 cm²
Vesicle number:	519
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -70±9.D + 14.8±0.3	D_{mean}:	264 µm
	r^2= 88	D_{max}:	896 µm
VSD group:	III	D_{min}:	30 µm
Vesicularity:	51.50 %		

CH98 DR11

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	30.70°N
Longitude:	41.83°O
Depth:	3640 m
Cruise:	MAPCO CH98 (1979)

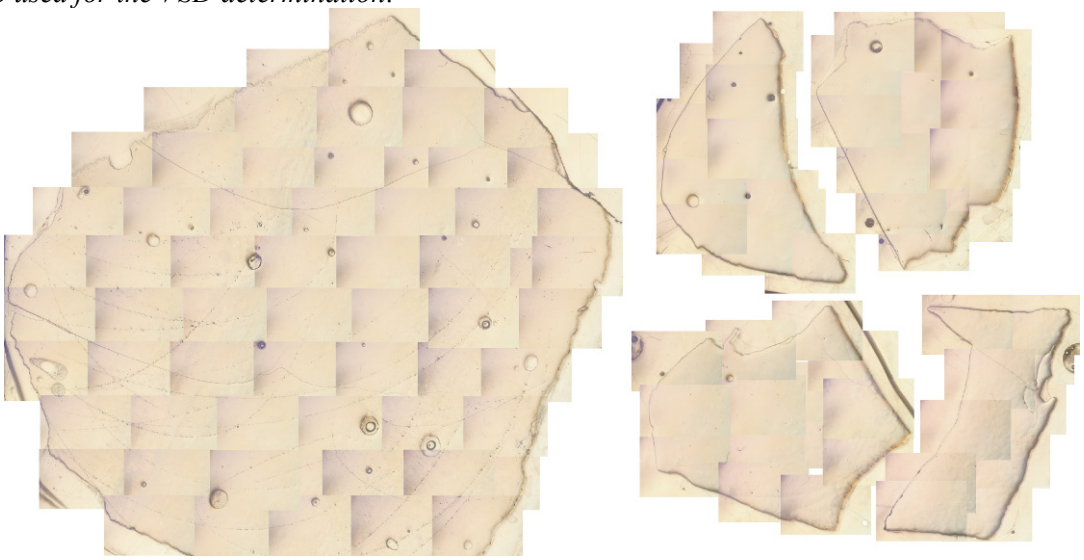
Sampling site description: sampled by dredge

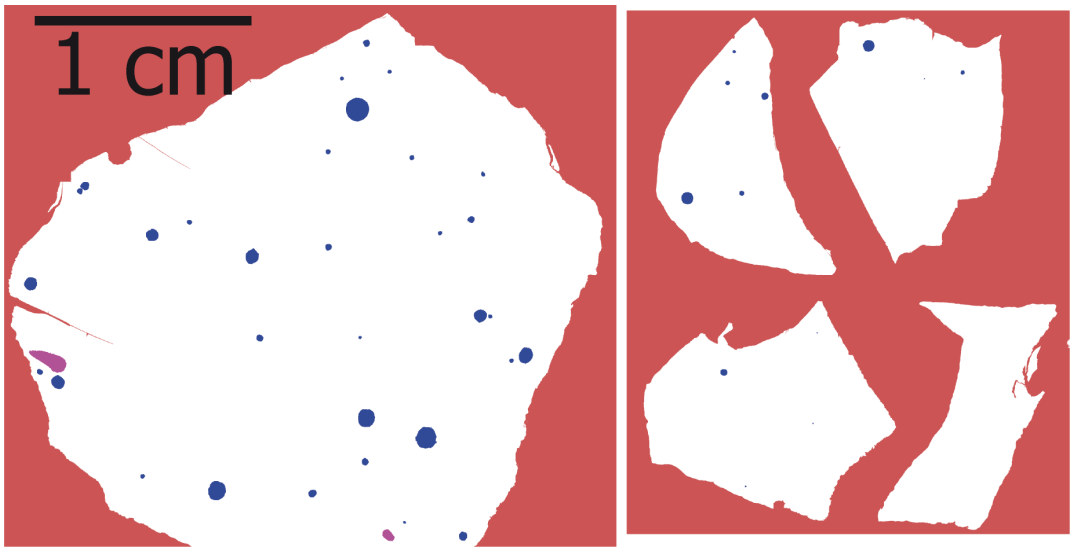
Description: aphiric glass with ≤1% olivines and plagioclases, variolitic texture.

Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Nishio *et al.* 2007
Noble gases:	Marty et Tolstikhin 1998, Nishio *et al.* 1998

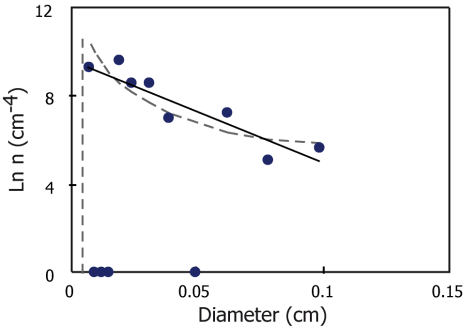
Photo used for the VSD determination:





Comments: Two elongated bubbles counted in the bubble characteristics

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	7.27 cm²
Vesicle number:	46
Resolution:	6 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -49±8.D + 9.8±0.5	D_{mean}:	269 µm
	r^2= 0.84	D_{max}:	1101 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	57 µm
Vesicularity:	1.06 %		

CH98 DR12

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	30.25°N
Longitude:	41.70°W
Depth:	4200 m
Cruise:	CH98 (MAPCO, 1979)

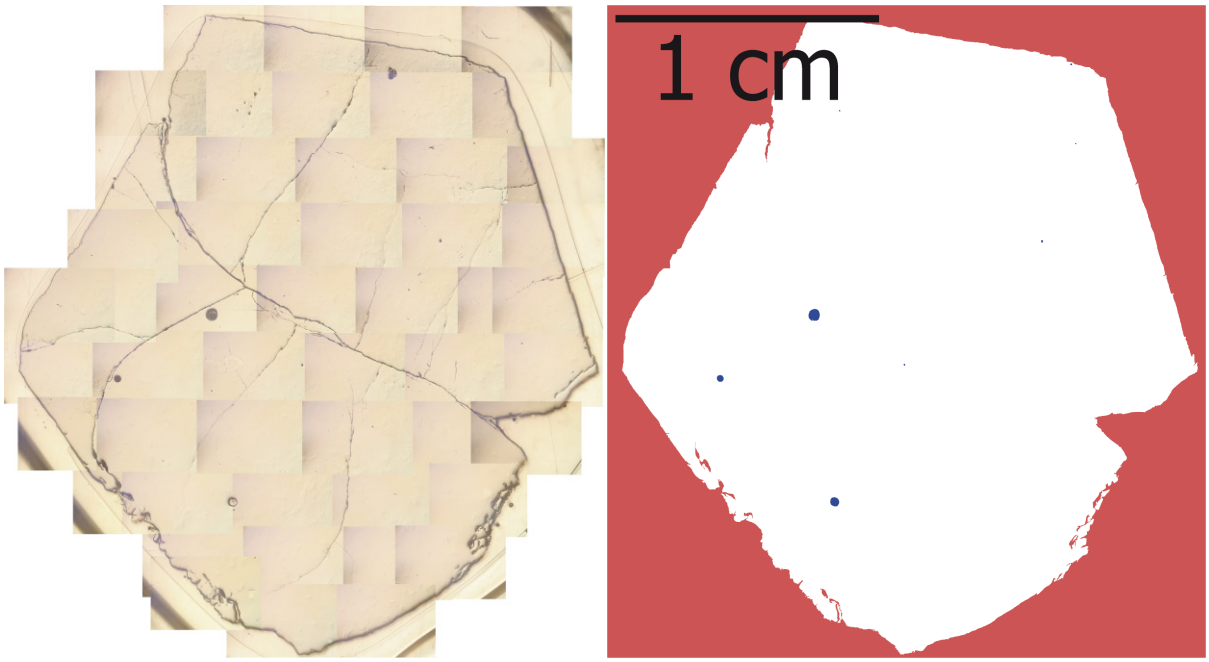
Sampling site description: sampled by dredge

Description: aphiric glass with 1-2% olivine and <1% plagioclase, mostly destabilized.

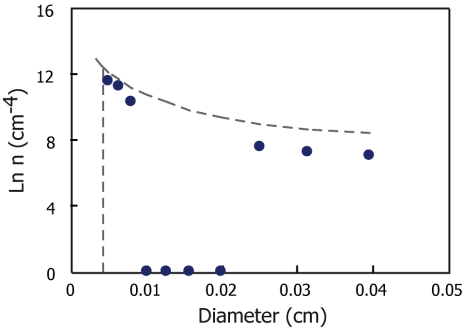
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Debaille *et al.* 2006
Noble gases:	Marty et Tolstikhin 1998

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.46 cm²
Vesicle number:	8
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.09 %

D_{mean}:	170 µm
D_{max}:	441 µm
D_{min}:	47 µm

G104#25-3

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	23.53°N
Longitude:	44.96°W
Depth:	4560 m
Cruise:	GS104-1 (1978)

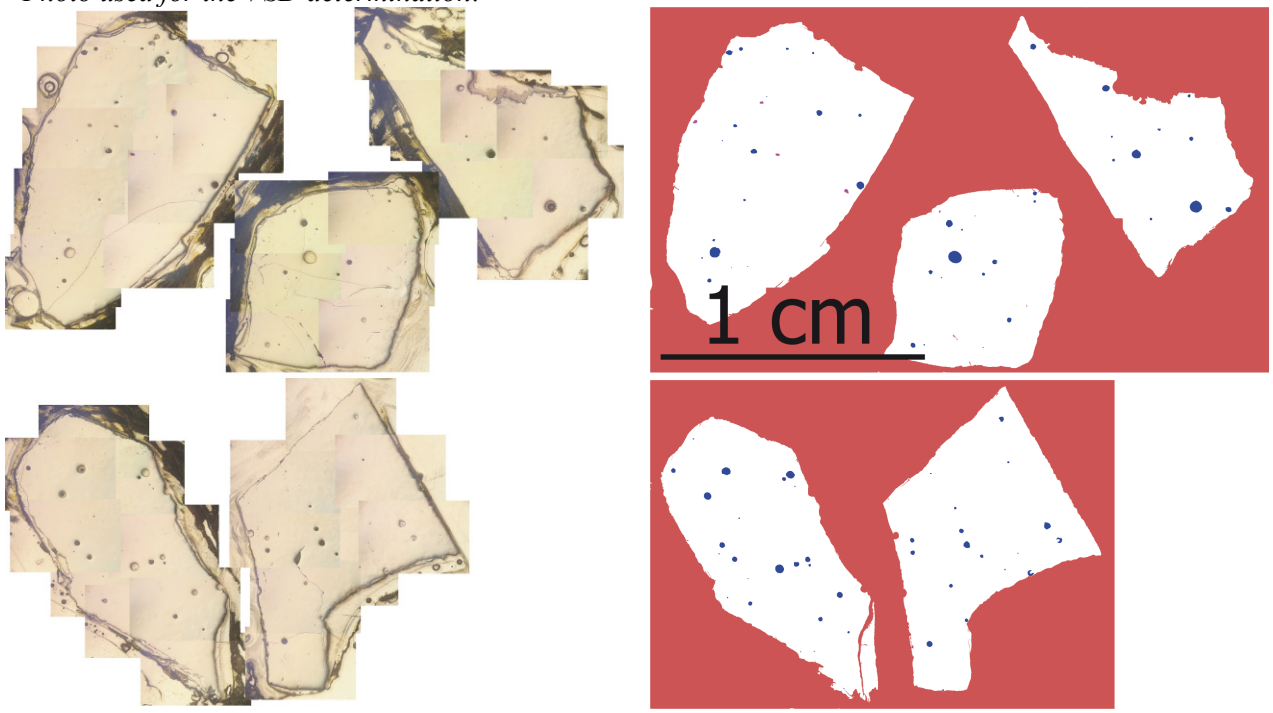
Sampling site description: sampled by dredge

Description: aphiric glass with <1% plagioclases, variolitic texture.

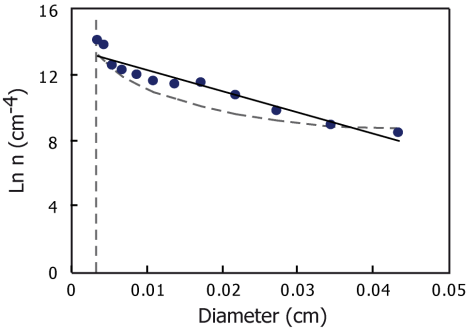
Data sources:

Major elements:	Bryan *et al.* 1981
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.31 cm²
Vesicle number:	96
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -130±12.D + 13.6±0.3	D_{mean}:	141 µm
	r^2= 0.92	D_{max}:	483 µm
VSD group:	I	D_{min}:	33 µm
Vesicularity:	0.94%		

RL DR21

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	18.80°N
Longitude:	46.27°W
Depth:	3680 m

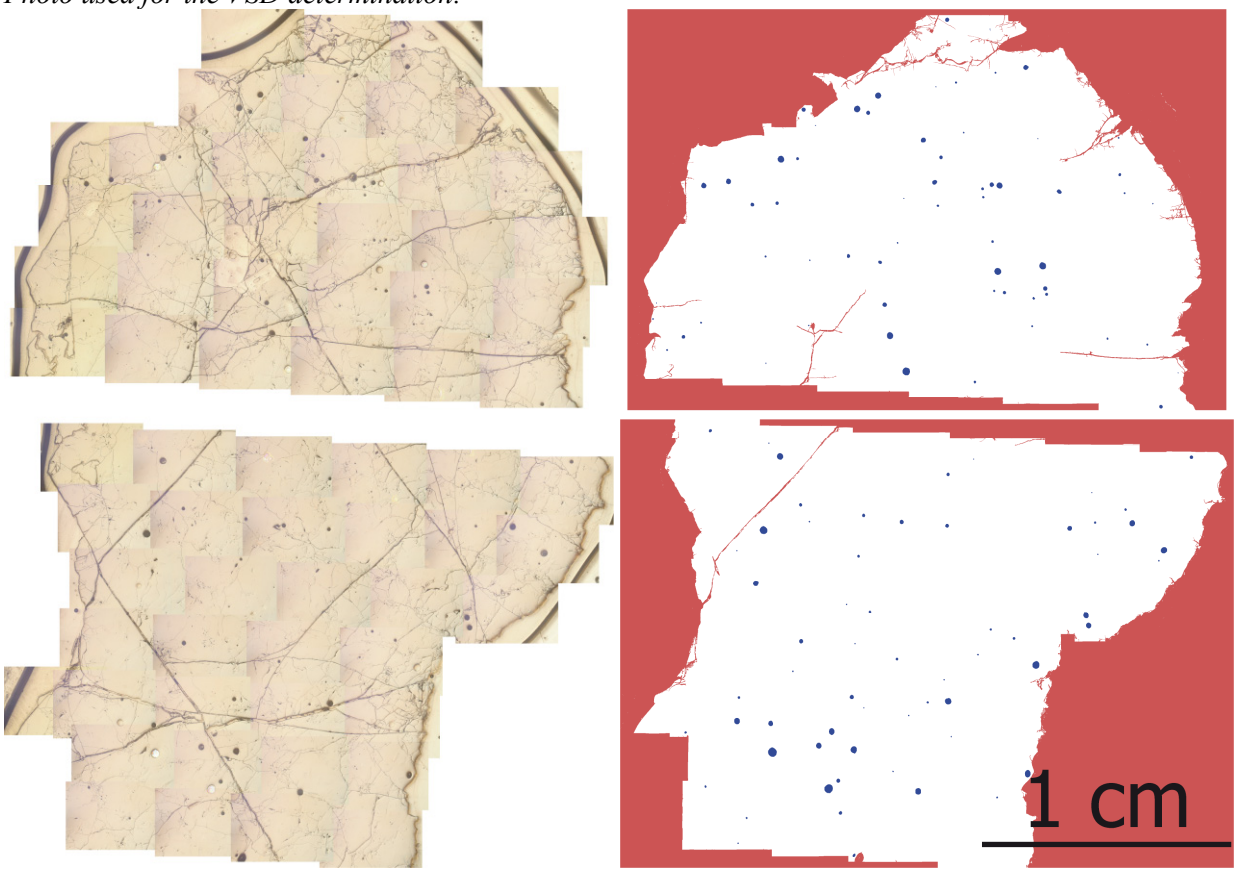
Cruise: RIDELENTE (1987)
Sampling site description: sampled by dredge

Description: glass with 1-2% olivines and 5-10% plagioclase microphenocrysts (one phenocryst in the thin section).

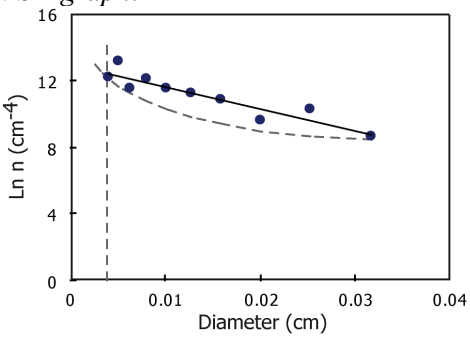
Data sources:

Major elements: Bézos 2003
Trace elements: Bézos 2003
Isotopic ratios: Dosso *et al.* 1993
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area: 5.46 cm²
Vesicle number: 123
Resolution: 5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -130±19.D + 12.9±0.3	D_{mean}:	135 µm
	r^2= 0.86	D_{max}:	355 µm
VSD group:	II	D_{min}:	39 µm
Vesicularity:	0.43 %		

RL DR10

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	16.16°N
Longitude:	46.66°W
Depth:	3650 m
Cruise:	RIDELENTE (1987)

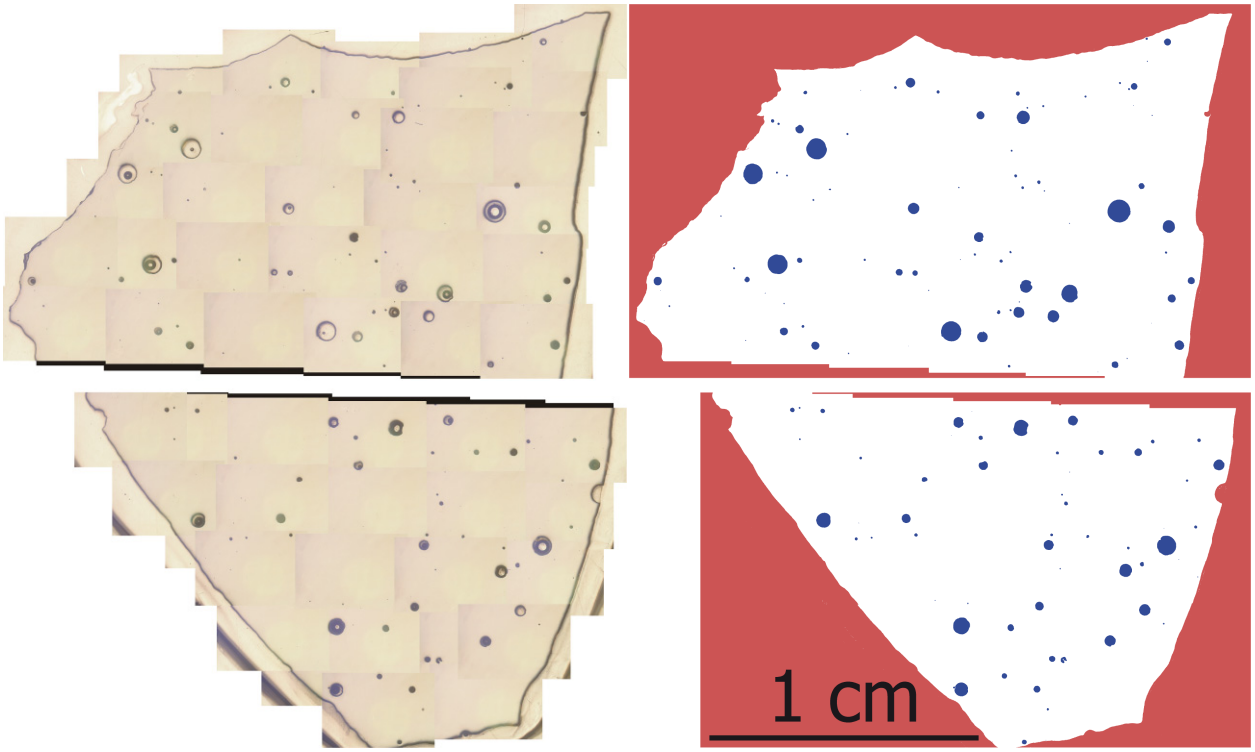
Sampling site description: sampled by dredge

Description: not a real glass, almost microlitic aphiric with <1%.plagioclases.

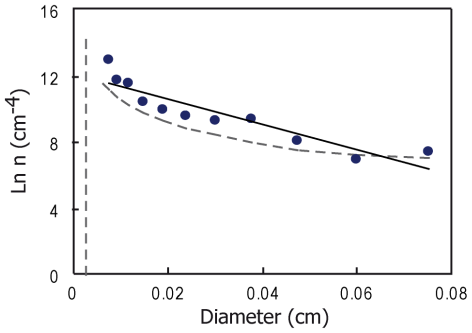
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Schiano *et al.* 1997, Chauvel et Blichert-Toft 2001
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.84 cm²
Vesicle number:	142
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -76±11.D + 12.1±0.4	D_{mean}:	193 µm
	r^2= 0.84	D_{max}:	839 µm
VSD group:	II	D_{min}:	17 µm
Vesicularity:	2.10 %		

2πD47-1

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	15.90°N
Longitude:	46.60°W
Depth:	3760 m
Cruise:	ABP1985 (1985)

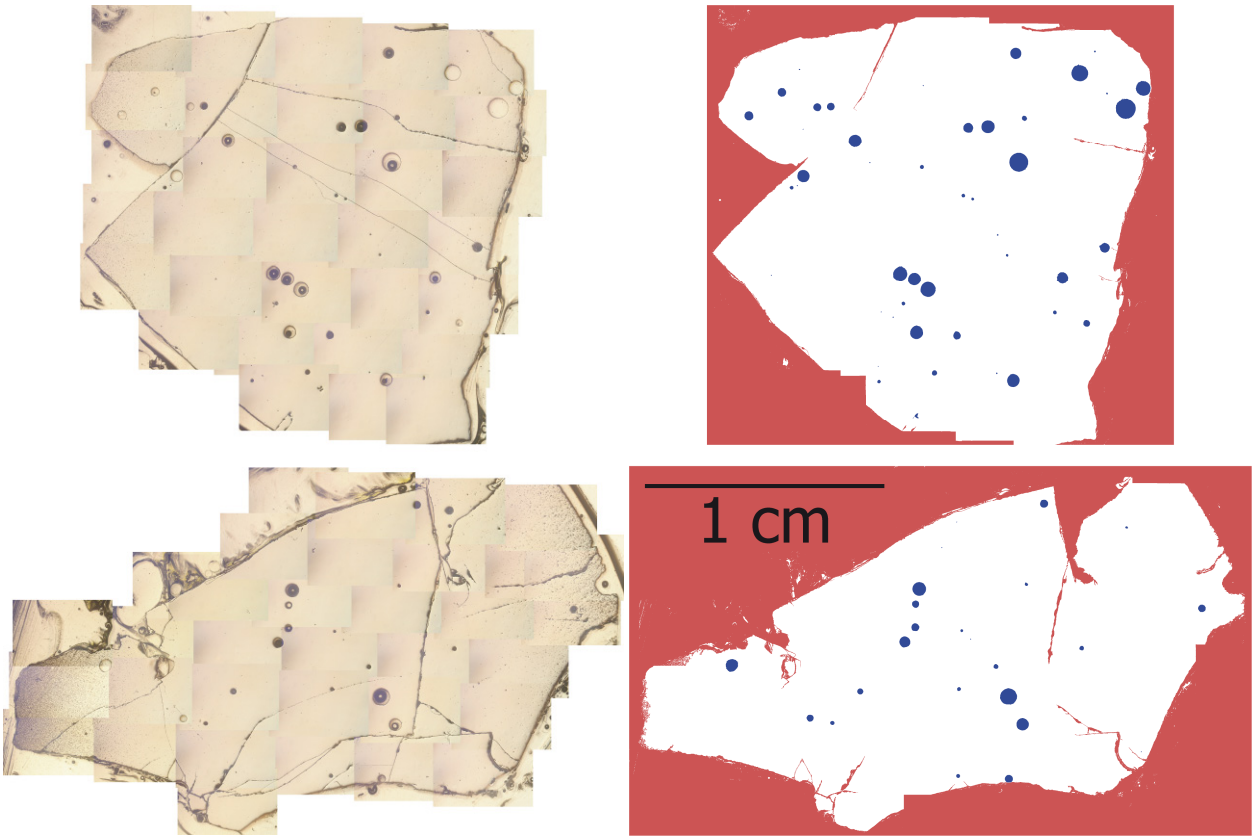
Sampling site description: sampled by dredge

Description: aphiric glass with a few microlitic and resorbed plagioclase phenocrysts (<1%).

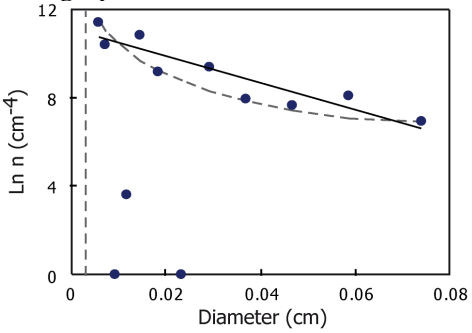
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	Sarda *et al.* 1988, Staudacher *et al.* 1989

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	4.64 cm²
Vesicle number:	70
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -33±32.D + 9.5±1.2	D_{mean}:	280 µm
	r^2= 0.12	D_{max}:	825 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	33 µm
Vesicularity:	1.47 %		

RL DR09

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	15.74°N
Longitude:	46.59°W
Depth:	3570 m
Cruise:	RIDELENTE (1987)

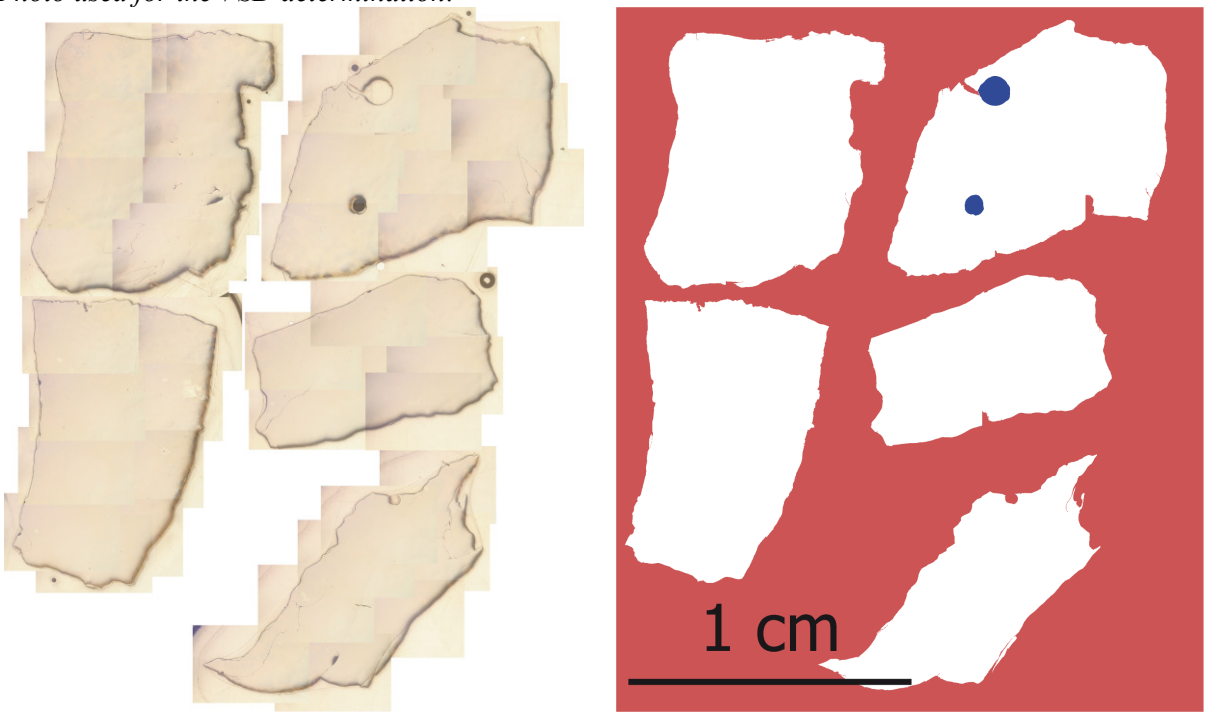
Sampling site description: sampled by dredge

Description: not a real glass, almost microlitic aphiric with <1% olivines and plagioclases.

Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Dosso *et al.* 1993
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:

No VSD graph

Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.40 cm²
Vesicle number:	2
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.	D_{mean}:	886 µm
		D_{max}:	1068 µm
VSD group:	IVB	D_{min}:	703 µm
Vesicularity:	0.54 %		

EW9309 25D GlSt°

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	47.35°S
Longitude:	10.32°W
Depth:	2032 m

Cruise: EW9309 (Maurice Ewing, 1993)
Sampling site description: sampled by dredge

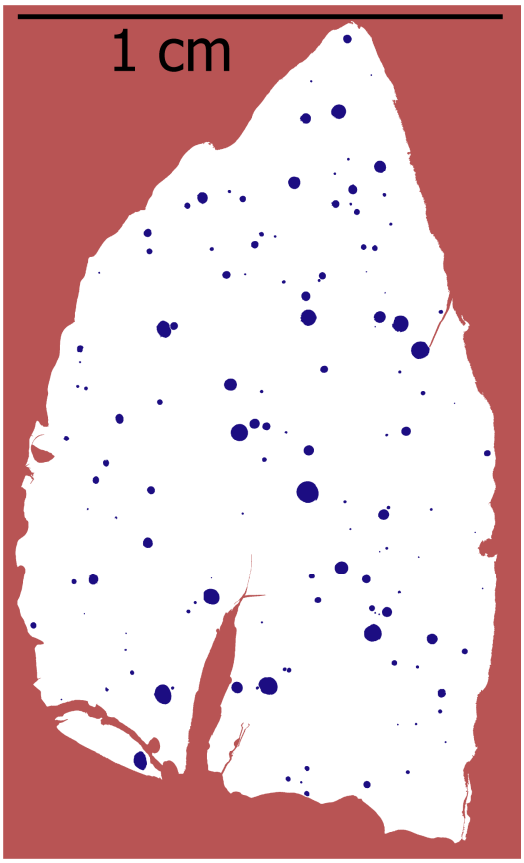
Description: glass with 5-10% of destabilized olivines (millimetric phenocrysts)

Data sources:

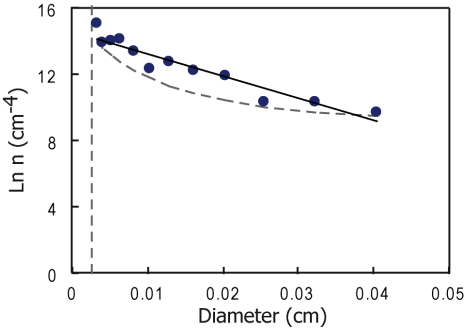
Major elements: this study
Trace elements: -
Isotopic ratios: -
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area: 1.17 cm²
Vesicle number: 131
Resolution: 3 µm/px

Observed characteristics:

VSD: Ln(n) = -135±13.D + 14.6±0.3
r^2= 0.91
VSD group: I
Vesicularity: 2.25%

D_{mean}: 128 µm
D_{max}: 451 µm
D_{min}: 26 µm

EW9309 2D GlSt°

Geographical settings:

Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	47.55°S
Longitude:	10.19°S
Depth:	2494 m
Cruise:	EW9309 (Maurice Ewing, 1993)
Sampling site description:	Dredge, Discovery - influenced MORB: southern region

Description: glass with 2-5% olivines, 5-10% plagioclases (microlites and microphenocrysts), and 2-5% clinopyroxens, clusters of cpx+plg, oliv+plg.

Data sources:

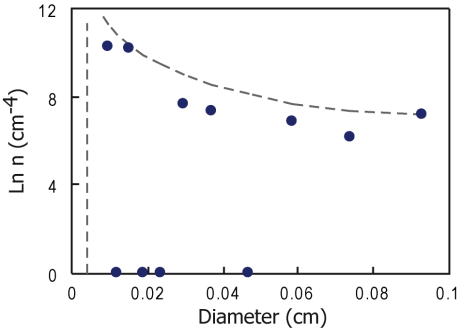
Major elements:	this study
Trace elements:	-
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.27 cm²
Vesicle number:	17
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.	D_{mean}:	456 µm
		D_{max}:	1036 µm
VSD group:	IVB	D_{min}:	48 µm
Vesicularity:	2.01%		

EW9309 10D3g

Geographical settings:

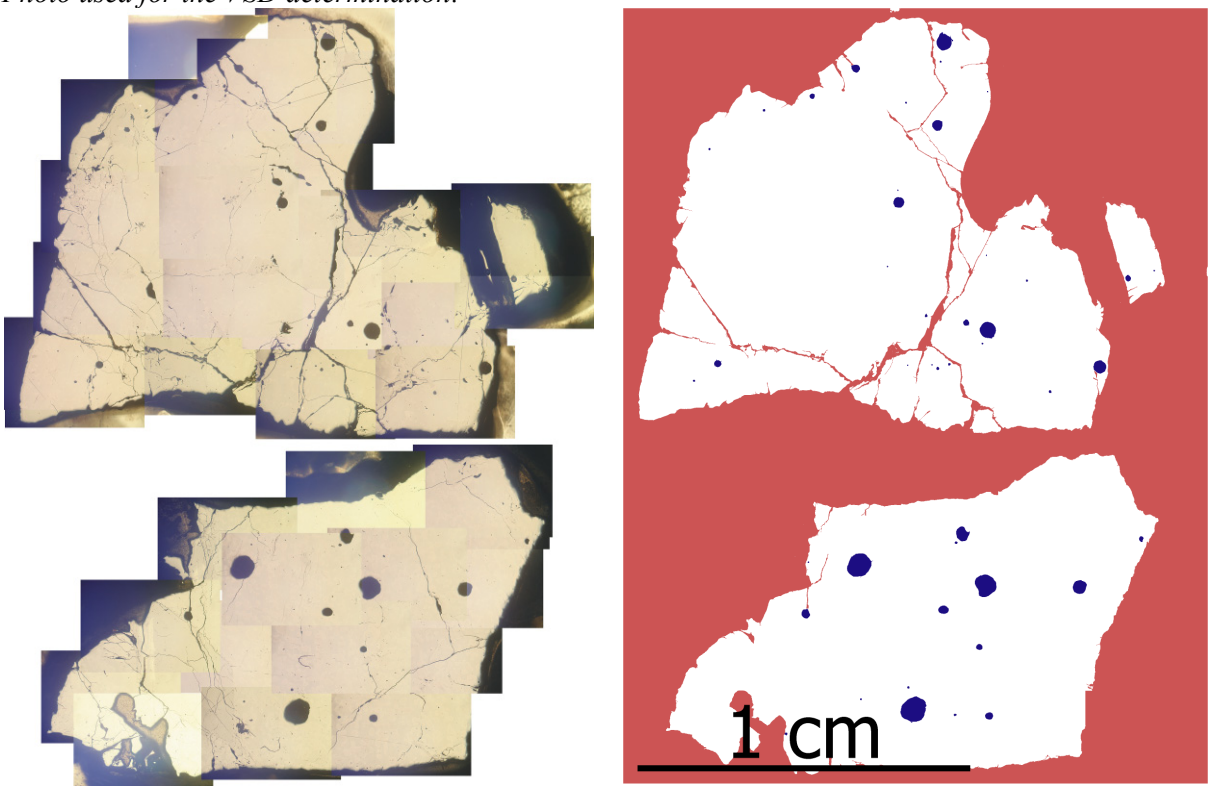
Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	49.15°S
Longitude:	9.91°W
Depth:	3892 m
Cruise:	EW9309 (Maurice Ewing, 1993)
Sampling site description:	Dredge, N-MORB: southern region

Description: glass with 1-2% olivines (microphenocrysts) and 10-20% plagioclases (5 mm phenocrysts and microlites), variolitic texture.

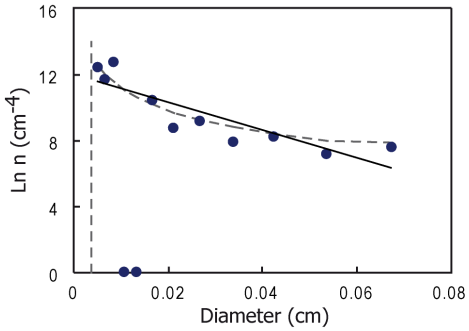
Data sources:

Major elements:	le Roux 2000 via PETDB
Trace elements:	le Roux 2000 via PETDB
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.07 cm²
Vesicle number:	44
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -86±17.D + 12.0±0.6	D_{mean}:	192 µm
	r^2= 0.77	D_{max}:	753 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	40 µm
Vesicularity:	1.21 %		

EW9309 13D1g

Geographical settings:

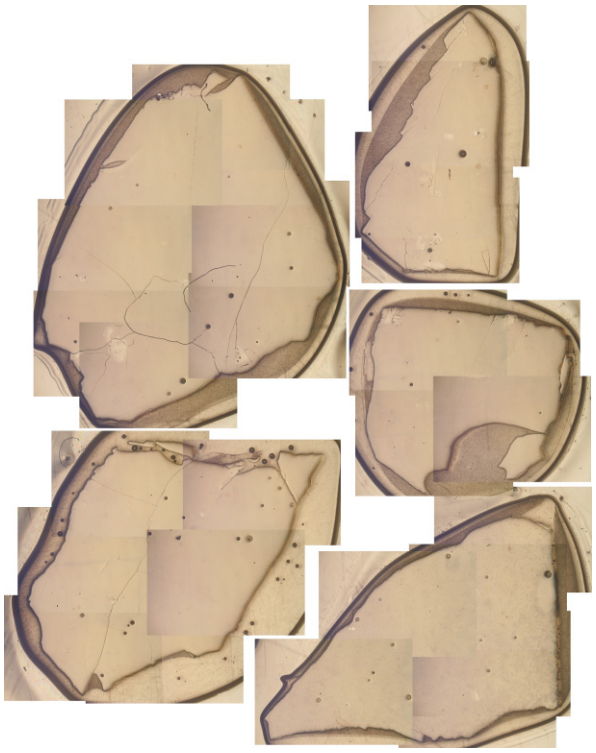
Location:	Mid-Atlantic Ridge
Latitude:	49.76°S
Longitude:	8.03°W
Depth:	3874 m
Cruise:	EW9309 (Maurice Ewing, 1993)
Sampling site description:	Dredge, N-MORB: southern region

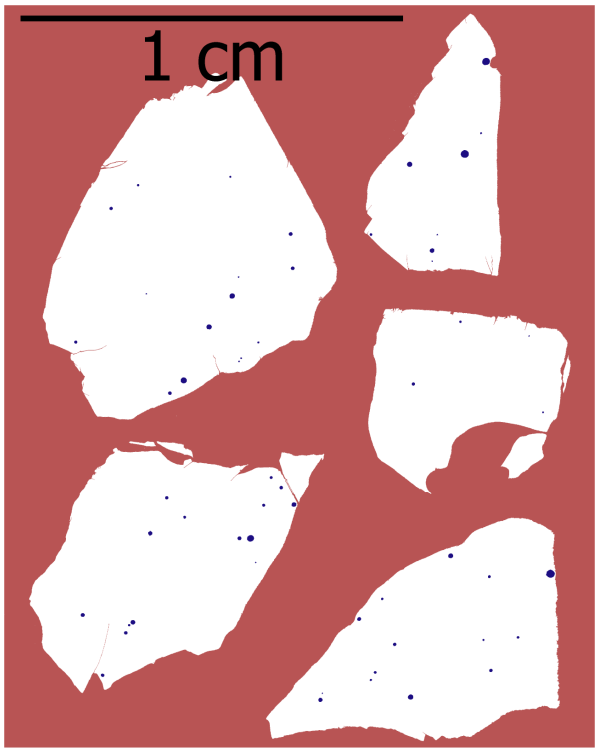
Description: glass with 1-2% olivines (mm phenocrysts) and 2-5% plagioclases (microlites and microphenocrysts).

Data sources:

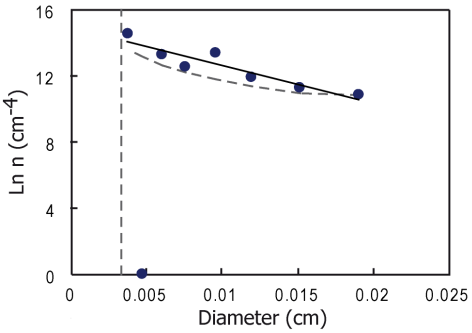
Major elements:	le Roux 2000 via PETDB
Trace elements:	le Roux 2000 via PETDB
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.38 cm²
Vesicle number:	56
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -227±38.D + 14. 9±0.4	D_{mean}:	90 µm
	r^2= 0.88	D_{max}:	212 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	35 µm
Vesicularity:	0.31 %		

MD57 D'10-1

Geographical settings:

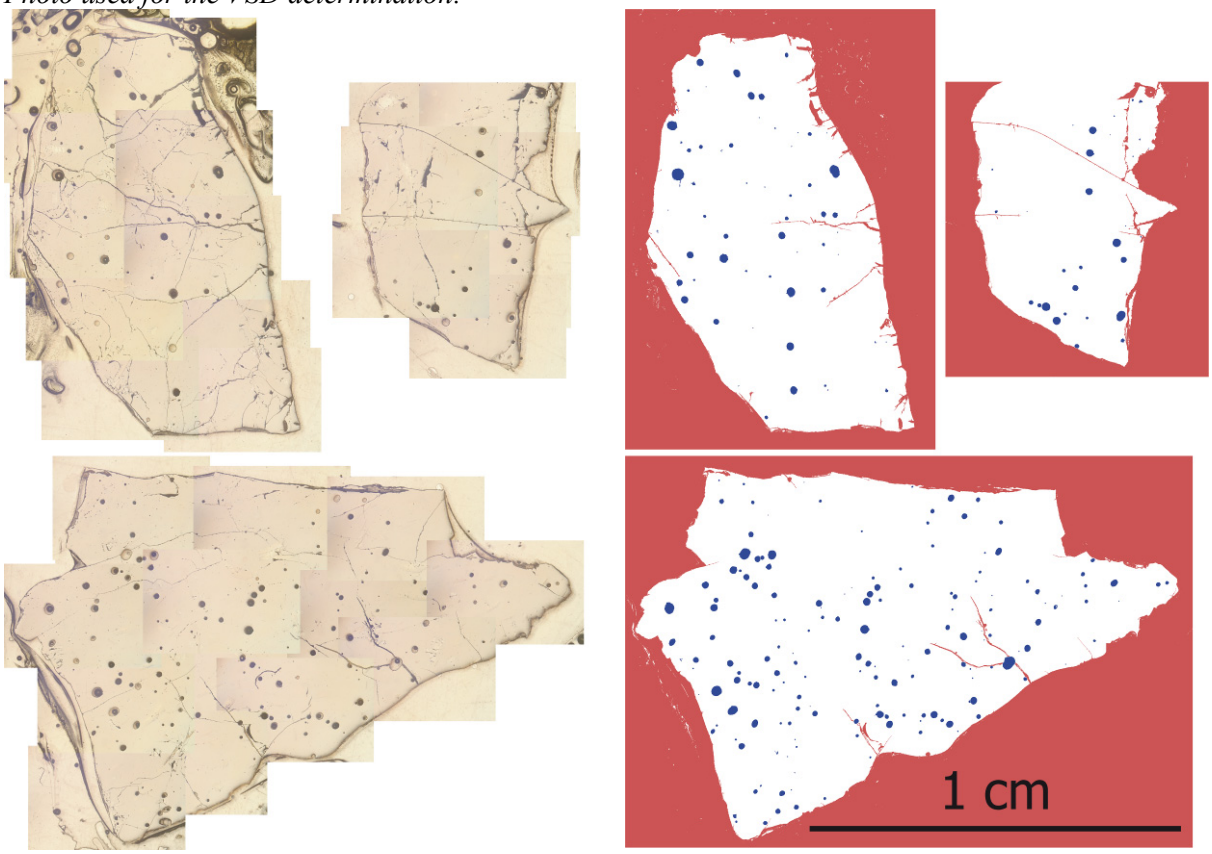
Location:	Indian (Central Indian Ridge))
Latitude:	-6.22
Longitude:	68.24
Depth:	2710 m
Cruise:	MD57 (1988)
Sampling site description:	sampled by dredge

Description: glass with olivines (1-2%) and plagioclases (2-5%).

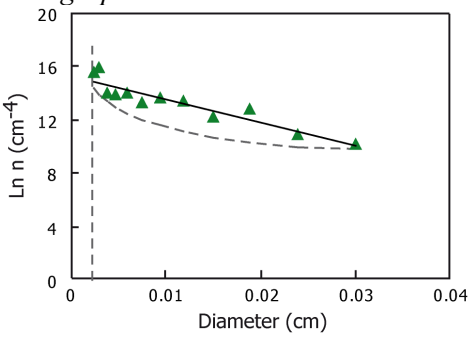
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Schiano *et al.* 1997 (MD57 D10-1)
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.65 cm²
Vesicle number:	251
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -174±22.D + 15.3±0.3	D_{mean}:	107 µm
	r^2= 0.86	D_{max}:	335 µm
VSD group:	II	D_{min}:	23 µm
Vesicularity:	1.92 %		

JC 030703 D1(1)

Geographical settings:

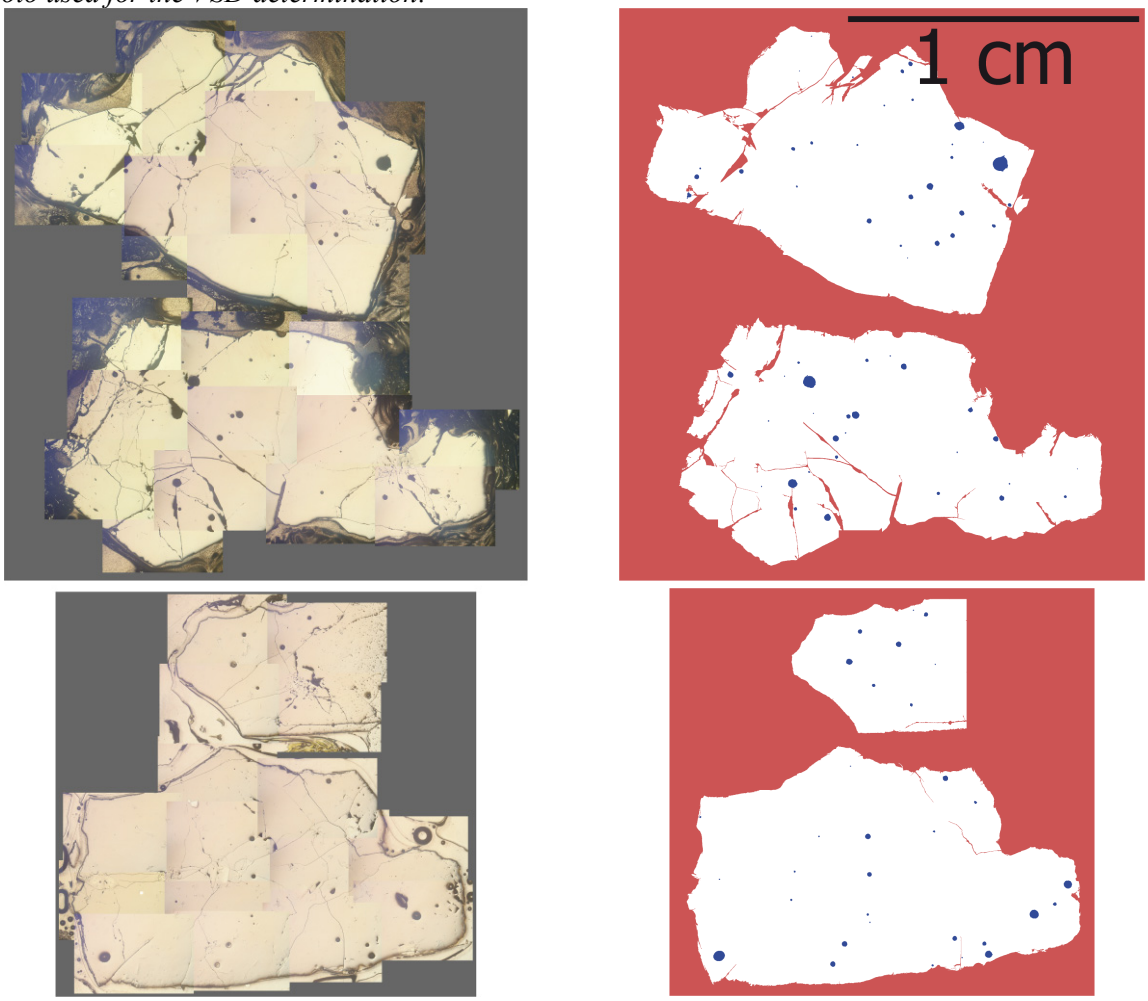
Location:	Indian (Rodriguez Triple Point)
Latitude:	-25.57
Longitude:	70.03
Depth:	3470 m
Cruise:	RODRIGUEZ-3 (JEAN CHARCOT, 1984)
Sampling site description:	sampled by dredge

Description: glass with olivine resorbed (<1%) and a few plagioclase micro- and phenocrysts (1-2%).

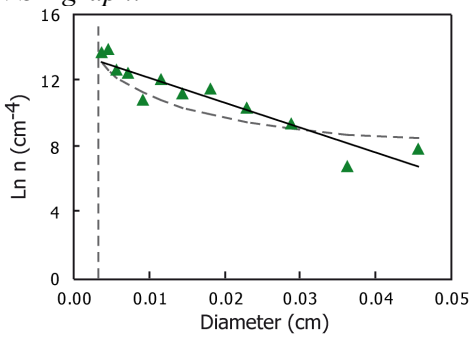
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	Marty et Zimmermann 1999 (JC 030703 D1)

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.58 cm²
Vesicle number:	90
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -149±18.D + 13.5±0.4	D_{mean}:	131 µm
	r^2= 0.87	D_{max}:	509 µm
VSD group:	II	D_{min}:	33 µm
Vesicularity:	0.69 %		

PLU DR04 tube 2g

Geographical settings:

Location:	Southeast Indian Ridge, St Paul-Amsterdam hot spot interaction
Latitude:	-37.87
Longitude:	78.05
Depth:	1850 m
Cruise:	PLURIEL (MD157)

Sampling site description: sampled by dredge in the middle part of the ridge segment

Description: aphiric glass with olivines (1-2%) and plagioclases (1-2%).

Data sources:

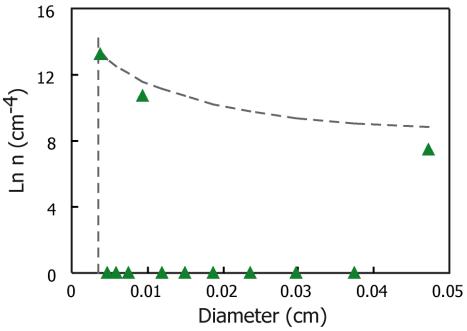
Major elements:	this study
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.61 cm²
Vesicle number:	4
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.14 %

D_{mean}:	217 µm
D_{max}:	525 µm
D_{min}:	41 µm

PLU DR06-1-2g

Geographical settings:

Location:	Southeast Indian Ridge, St Paul-Amsterdam hot spot interaction
Latitude:	-38.07
Longitude:	78.22
Depth:	1772 m
Cruise:	PLURIEL (MD157)

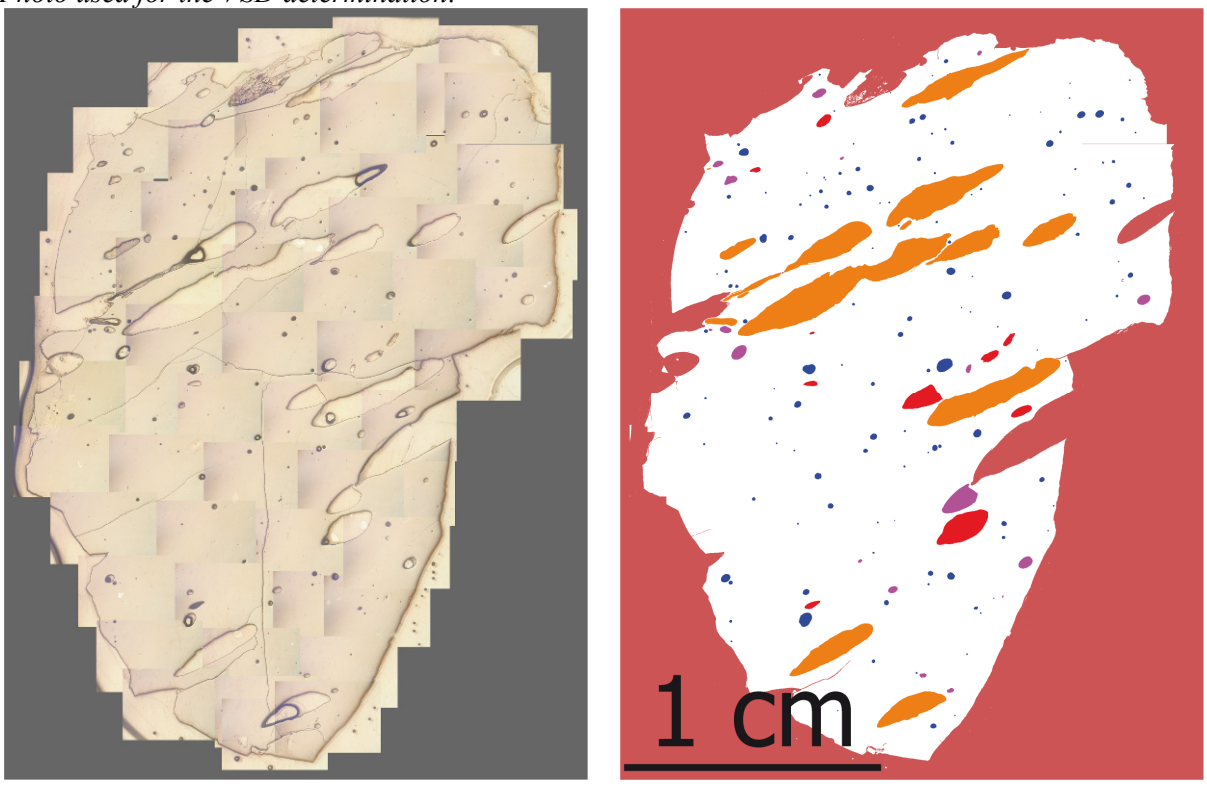
Sampling site description: sampled by dredge on the ridge axis.

Description: basaltic-andesitic glass with <1% olivines and 2-5% plagioclases.

Data sources:

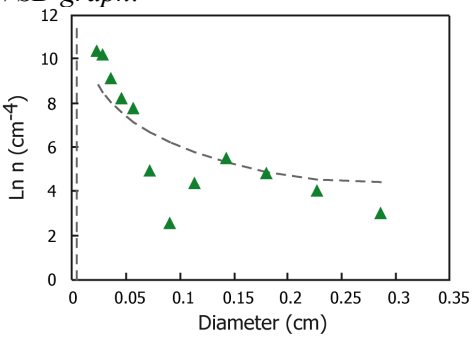
Major elements:	this study
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



Comments: some vesicles are very elongated (elongation ration for pink, red and orange bubbles between 1.5-2, 2-3 and 3-14, respectively). Thus, no VSD line is determined.

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.88 cm²
Vesicle number:	178
Resolution:	6 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	II
Vesicularity:	9.89%

Assuming elongated vesicles as spherical using an equivalent diameter:

D_{mean}:	281 µm
D_{max}:	3185 µm
D_{min}:	46 µm

ED RC01

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-27.33
Longitude:	66.78
Depth:	5153 m
Cruise:	EDUL (MD107)

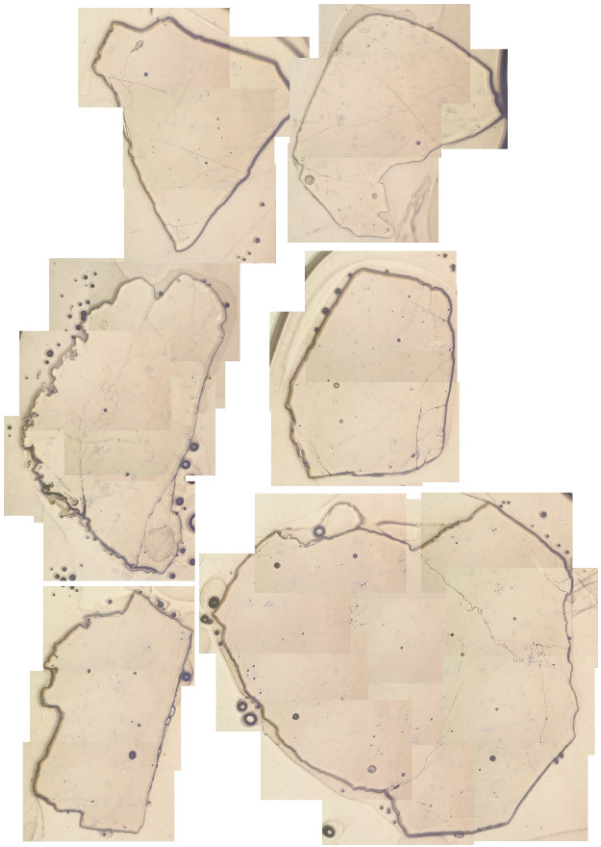
Sampling site description: rock core

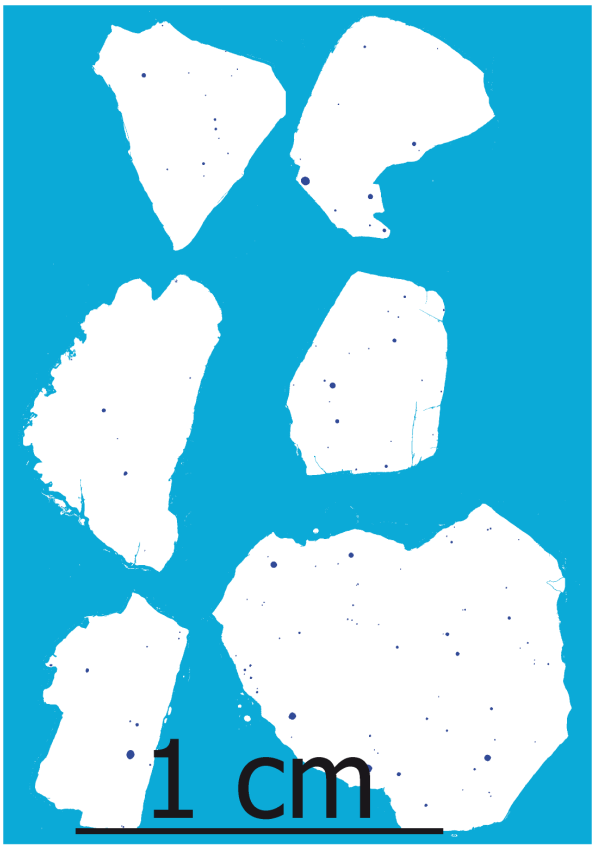
Description: aphiric glass with <1% olivine and 2-5% plagioclase microphenocrysts.

Data sources:

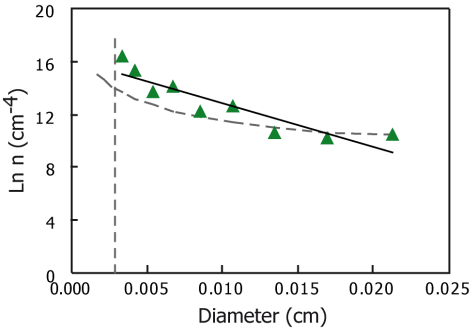
Major elements:	this study
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.62 cm²
Vesicle number:	128
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -327±57.D + 16.2±0.7	D_{mean}:	61 µm
	r^2= 0.82	D_{max}:	238 µm
VSD group:	II	D_{min}:	30 µm
Vesicularity:	0.34 %		

ED DR08 type 2

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-27.45
Longitude:	66.34
Depth:	4905 m
Cruise:	EDUL (MD107)

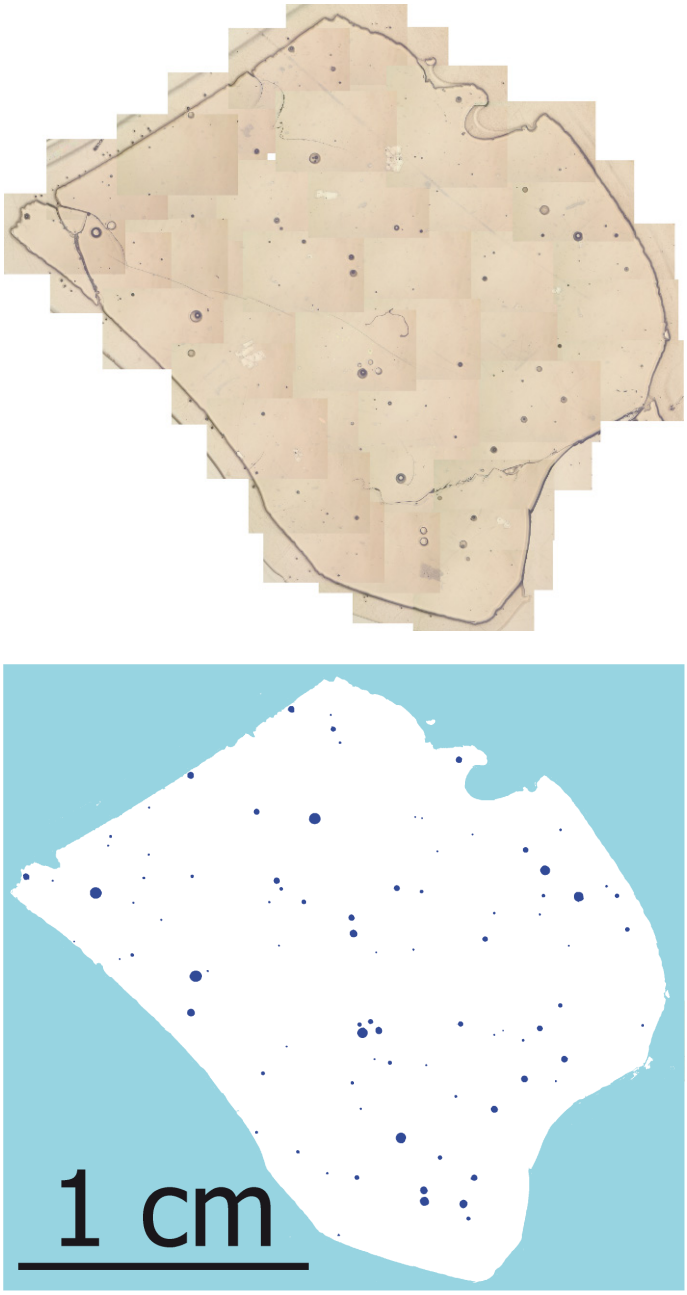
Sampling site description: sampled by dredge, northern wall, intersegment

Description: aphiric glass with 1-2% olivines and <1%) plagioclases.

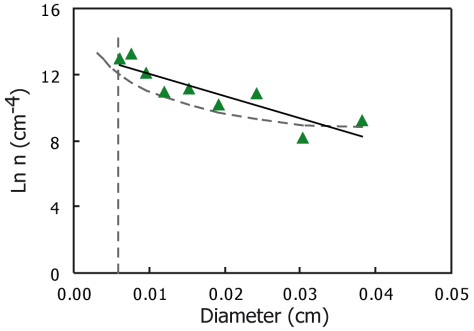
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Meyzen *et al.* 2005 (ED DR08-2)
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.67 cm²
Vesicle number:	87
Resolution:	7 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -133±27.D + 13.4±0.6	D_{mean}:	108 µm
	r^2= 0.78	D_{max}:	425 µm
VSD group:	II	D_{min}:	59 µm
Vesicularity:	0.82 %		

ED DR12-2

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-27.73
Longitude:	65.36
Depth:	4900 m
Cruise:	EDUL (MD107)
Sampling site description:	dredge on a little volcano, West extremity of the segment.

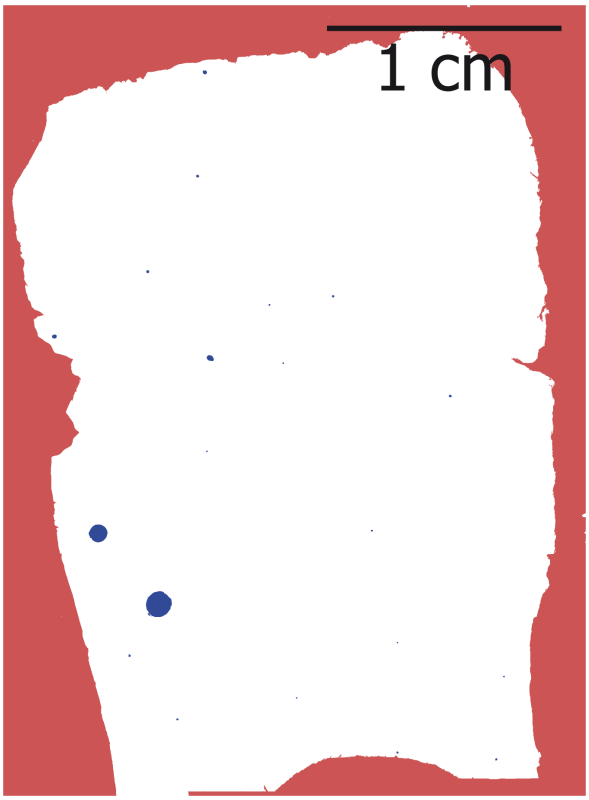
Description: glass with olivines (2-5%) and a few plagioclase (<1%), but a lot of plagioclase microlites.

Data sources:

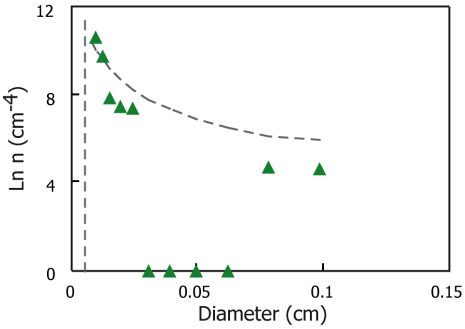
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	6.40 cm²
Vesicle number:	20
Resolution:	7 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.26 %

D_{mean}:	193 µm
D_{max}:	1099 µm
D_{min}:	58 µm

ED DR12 GlSt°

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-27.73
Longitude:	65.36
Depth:	4900 m
Cruise:	EDUL (MD107)

Sampling site description: sampled by dredge on a little volcano, West extremity of the segment, glass station.

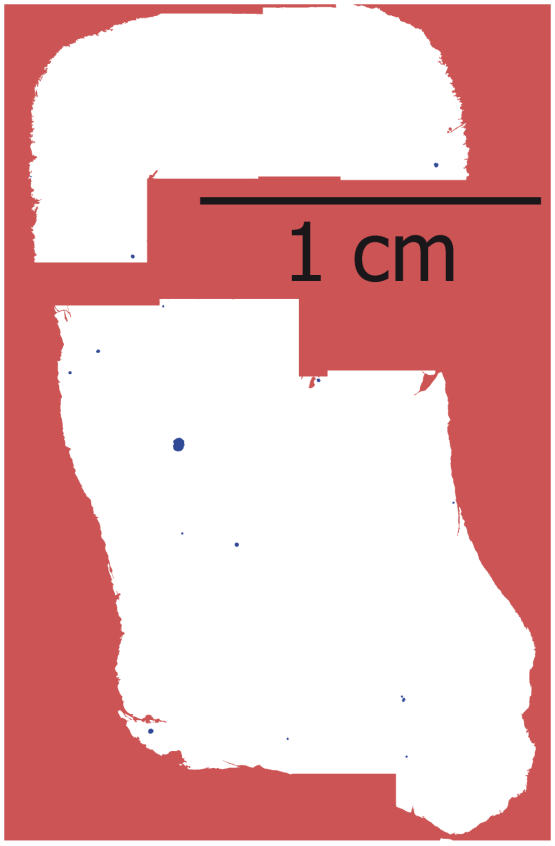
Description: glass with olivines (2-5%) and a few plagioclases (<1%), but a lot of plagioclase microlites.

Data sources:

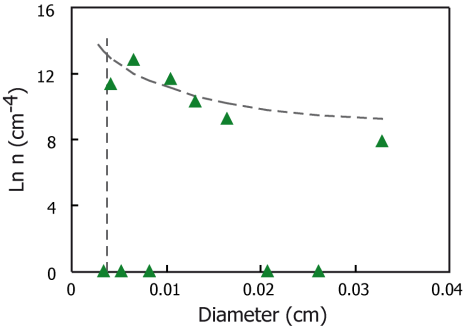
Major elements:	Bézos et Humler 2005
Trace elements:	Bézos et Humler 2005
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.16 cm²
Vesicle number:	16
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.10 %

D_{mean}:	108 µm
D_{max}:	367 µm
D_{min}:	42 µm

ED DR22-1-1

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-27.99
Longitude:	63.34
Depth:	5180 m
Cruise:	EDUL (MD107)

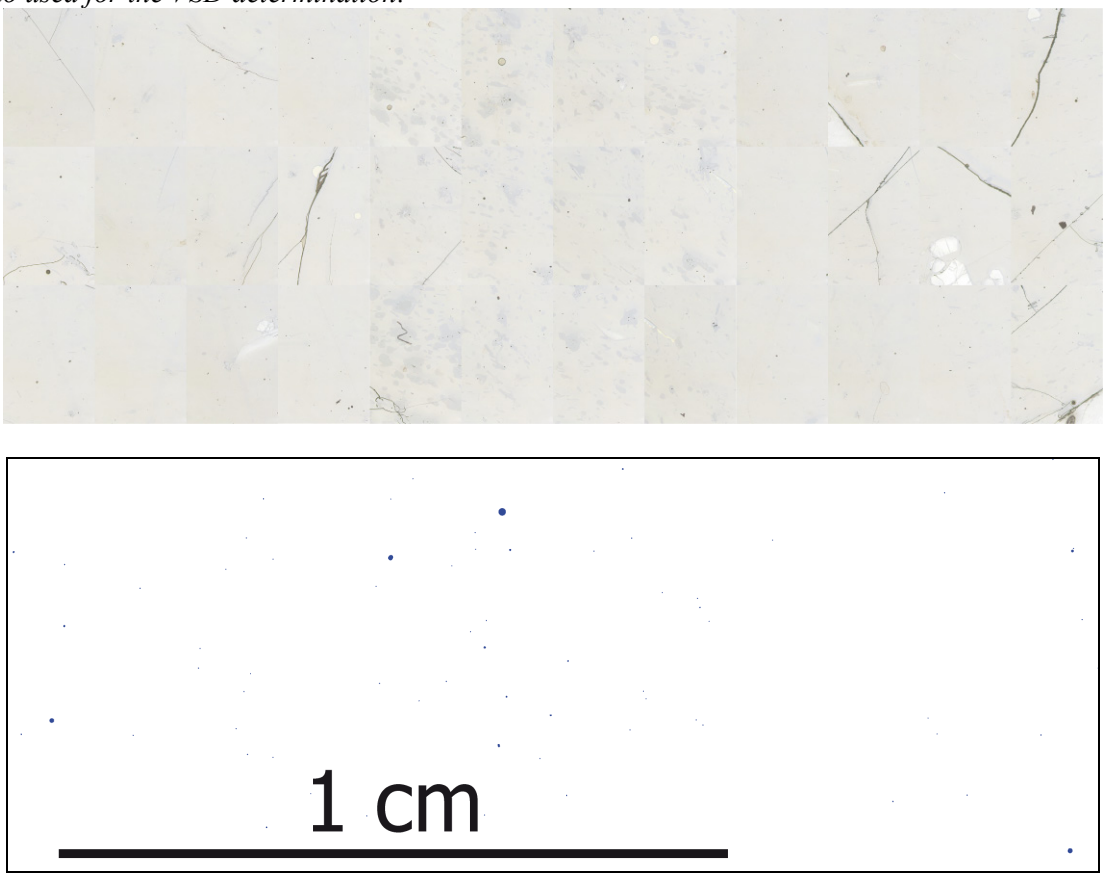
Sampling site description: sampled by dredge on an axial volcano

Description: aphiric glass with <1% olivines and <1% plagioclases, plagioclase microlites.

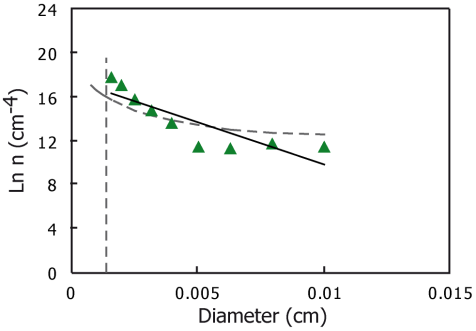
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.01 cm²
Vesicle number:	70
Resolution:	2 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -745±149.D + 17.3±0. 8	D_{mean}:	23 µm
	r^2= 0.76	D_{max}:	112 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	15 µm
Vesicularity:	0.04 %		

ED DR29-1-2

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-28.95
Longitude:	61.32
Depth:	5400 m
Cruise:	EDUL (MD107)

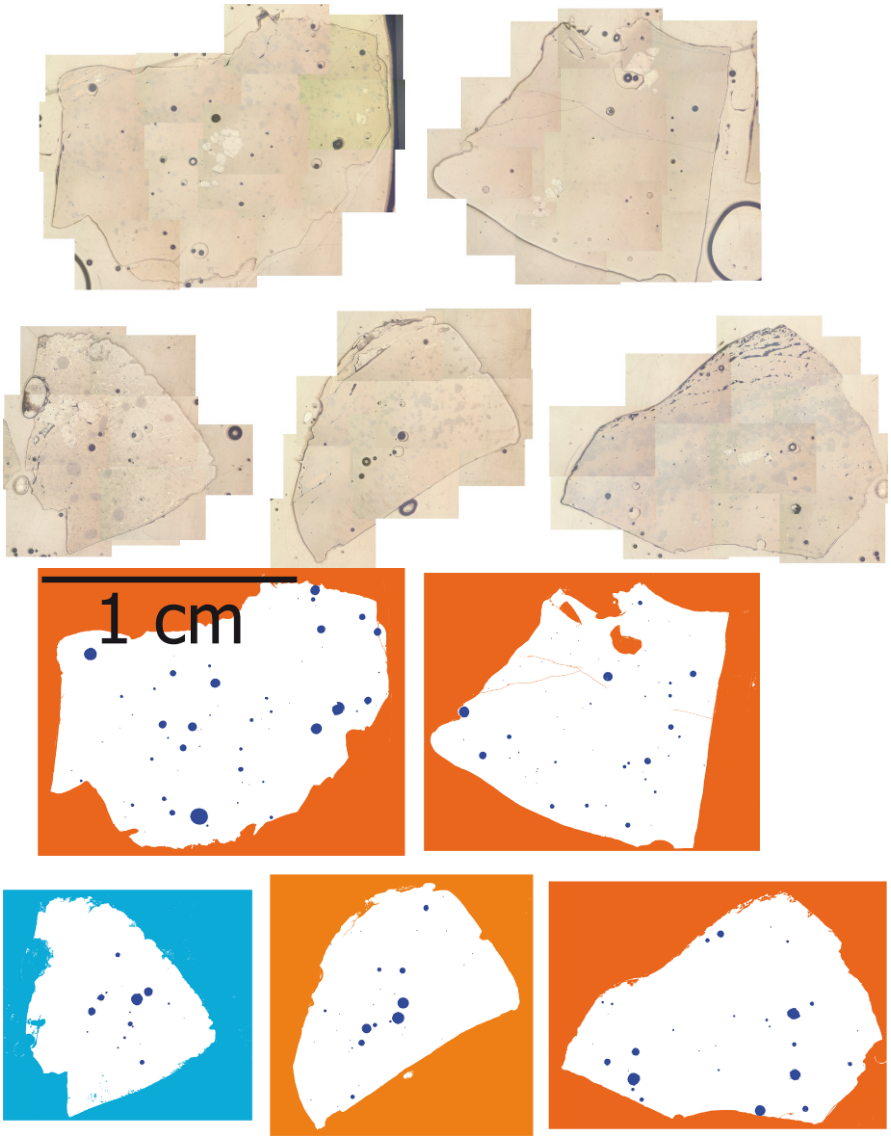
Sampling site description: sampled by on the axial ridge, West side.

Description: aphiric glass with 1-2% olivines and <1% plagioclases, plagioclase microlites, variolitic texture.

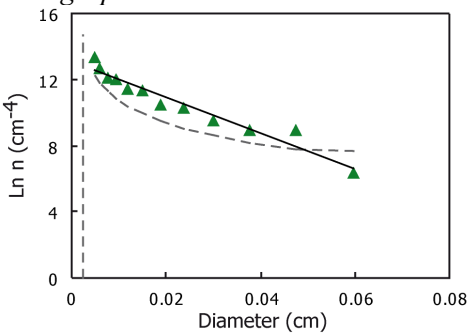
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Meyzen 2002
Isotopic ratios:	Meyzen *et al.* 2005
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.40 cm²
Vesicle number:	204
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -108±8.D + 13.0±0.2	D_{mean}:	119 µm
	r^2= 0.95	D_{max}:	666 µm
VSD group:	I	D_{min}:	23 µm
Vesicularity:	1.41 %		

ED DR34-1-3

Geographical settings:

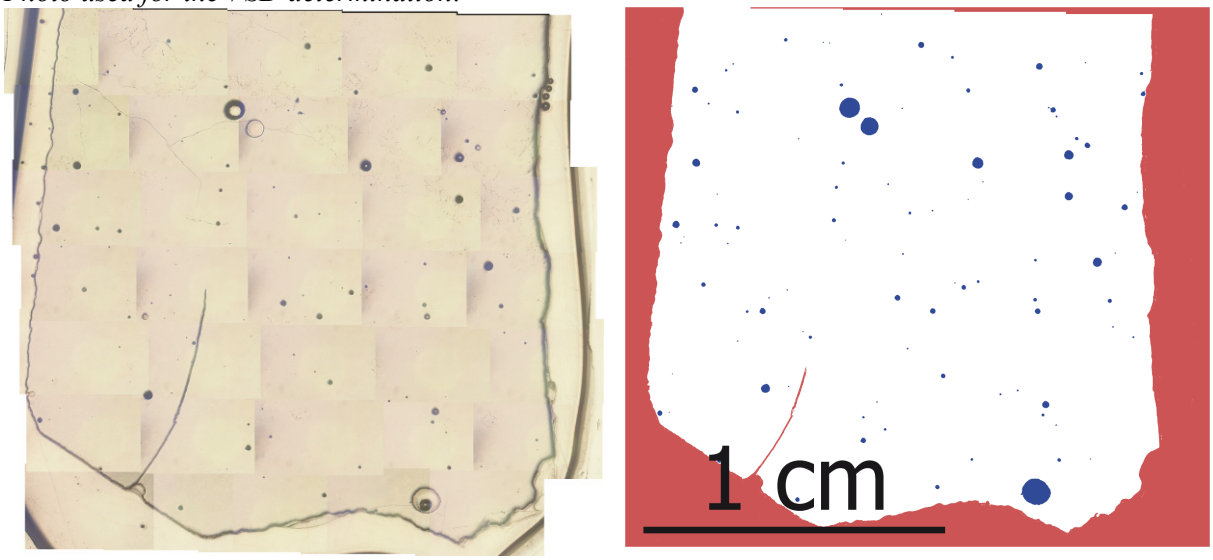
Location: Southwest Indian Ridge
Latitude: -30.43
Longitude: 60.16
Depth: 4330 m
Cruise: EDUL (MD107)
Sampling site description: sampled by dredge on an axial volcano, on an E-W alignment, located on the East side of the segment.

Description: aphiric glass with <1% olivines and plagioclases.

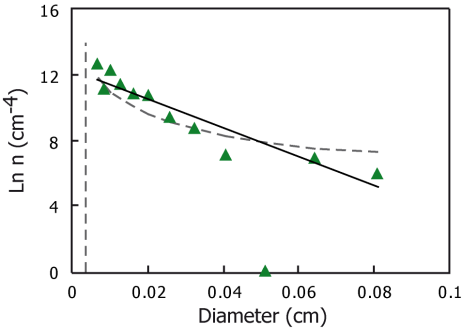
Data sources:

Major elements: Humler, unpublished data
Trace elements: this study
Isotopic ratios: Meyzen *et al.* 2005
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area: 2.61 cm²
Vesicle number: 95
Resolution: 4 µm/px

Observed characteristics:

VSD: Ln(n) = -88±11.D + 12.3±0.4
r^2= 0.88
VSD group: IVA
Vesicularity: 0.97 %

D_{mean}: 129 µm
D_{max}: 901 µm
D_{min}: 34 µm

ED DR53-2-3

Geographical settings:

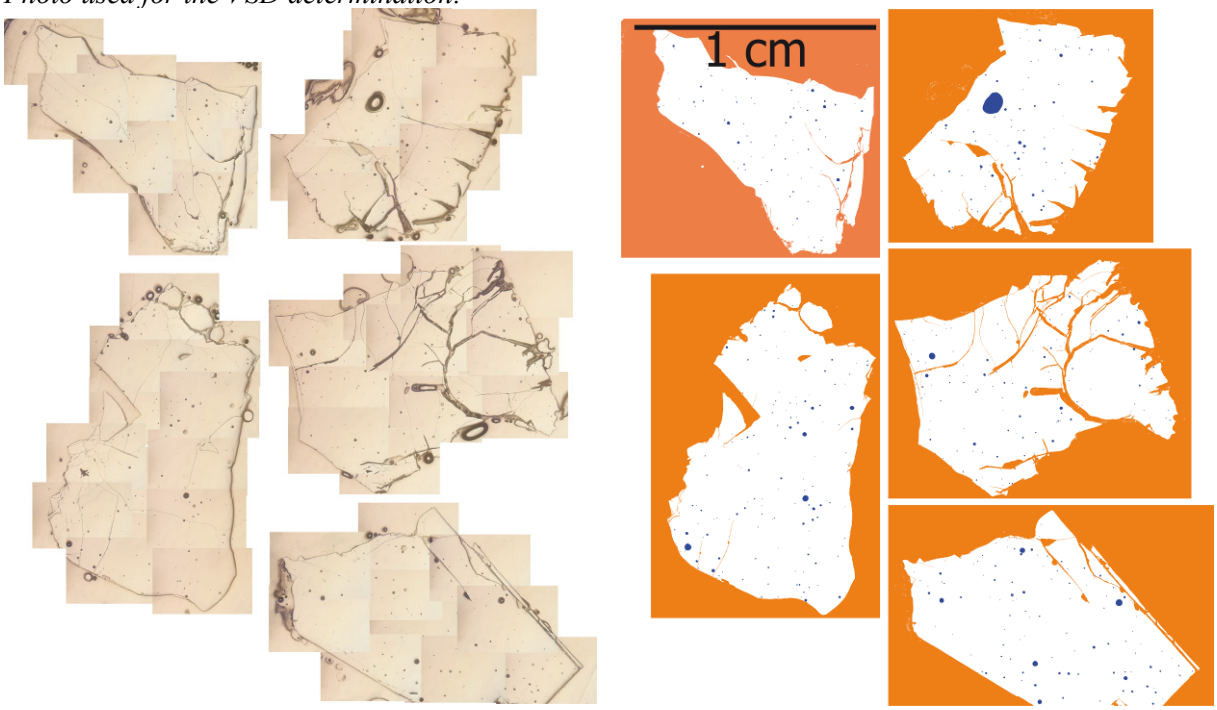
Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-33.80
Longitude:	56.03
Depth:	4230 m
Cruise:	EDUL (MD107)
Sampling site description:	sampled by dredge on a massif located on the Southwest of the segment.

Description: aphiric glass with <1% olivines and plagioclases.

Data sources:

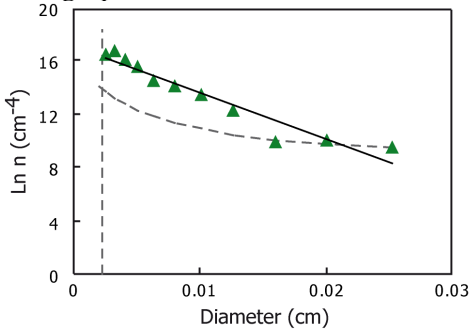
Major elements:	Humler, unpublished data
Trace elements:	Meyzen *et al.* 2003
Isotopic ratios:	Meyzen *et al.* 2005
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:



Comments: a big vesicle counted in vesicularity characteristics but not in the VSD

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.92 cm²
Vesicle number:	535
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -350±33.D + 17.1±0.4	D_{mean}:	54(55) µm
	r^2= 0.93	D_{max}:	281(842) µm
VSD group:	I	D_{min}:	23 µm
Vesicularity:	0.78 %		

ED DR63 type 1

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-34.75
Longitude:	54.90
Depth:	4300 m
Cruise:	EDUL (MD107)

Sampling site description: dredge on a volcano located on the East extremity of the segment.

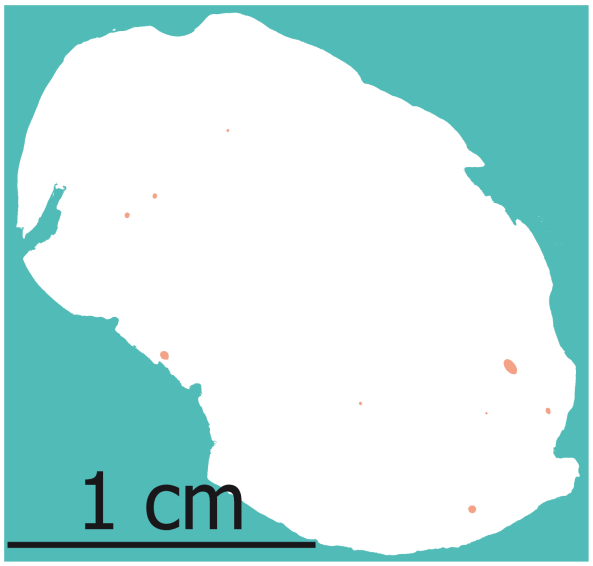
Description: glass with 2-5% olivines and <1% plagioclases.

Data sources:

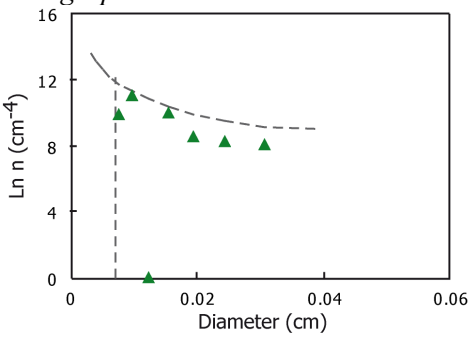
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Meyzen *et al.* 2003
Isotopic ratios:	Meyzen *et al.* 2005
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.14 cm²
Vesicle number:	9
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.16 %

D_{mean}:	194 µm
D_{max}:	430 µm
D_{min}:	73 µm

ED DR65-1-1

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-34.72
Longitude:	54.50
Depth:	3800 m
Cruise:	EDUL (MD107)

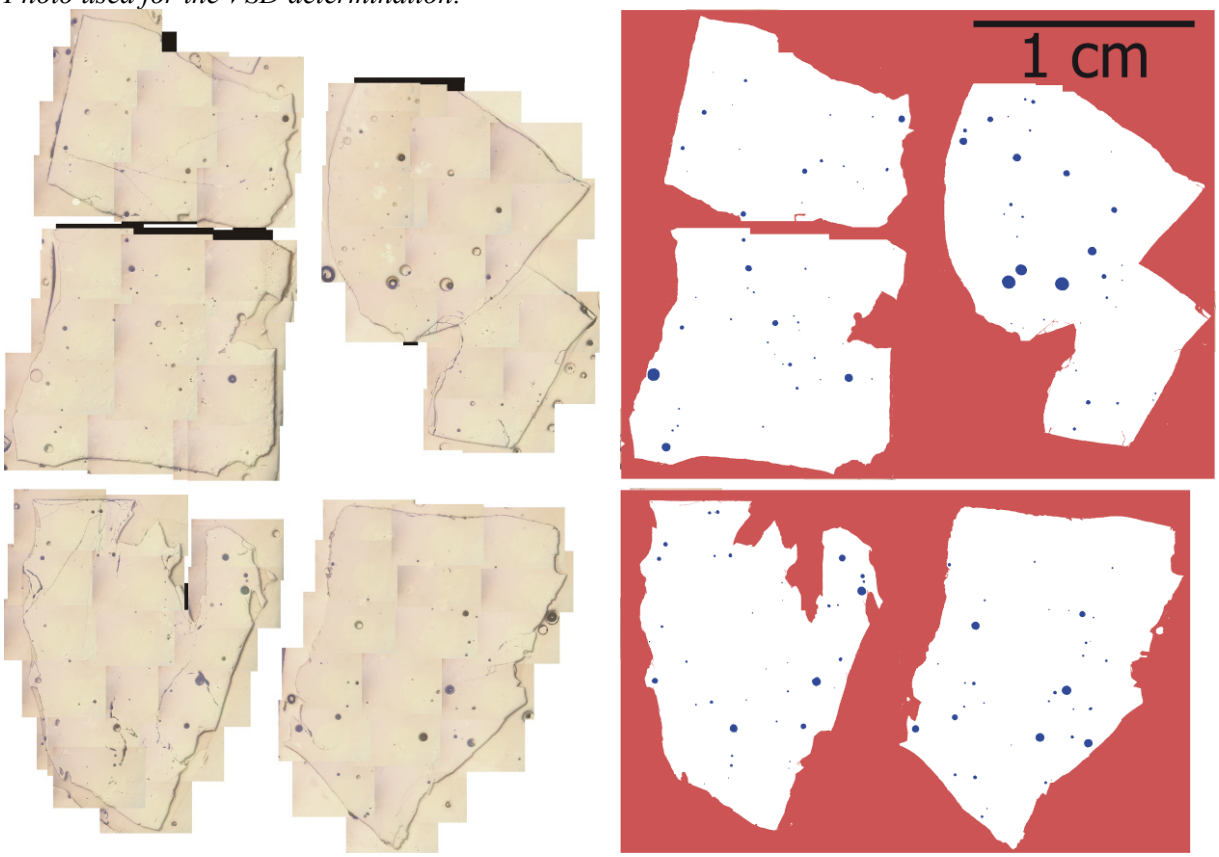
Sampling site description: sampled by dredge on the center of the segment

Description: glass with 2-5% olivines and <1% plagioclases.

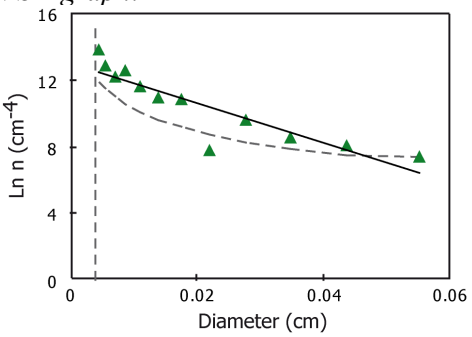
Data sources:

Major elements:	this study
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	5.39 cm²
Vesicle number:	157
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -120±19.D + 13.0±0.5 r^2= 0.81	D_{mean}:	146 µm
		D_{max}:	615 µm
VSD group:	II	D_{min}:	39 µm
Vesicularity:	0.81 %		

ED DR66-2-6

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-34.75
Longitude:	54.37
Depth:	4300 m
Cruise:	EDUL (MD107)

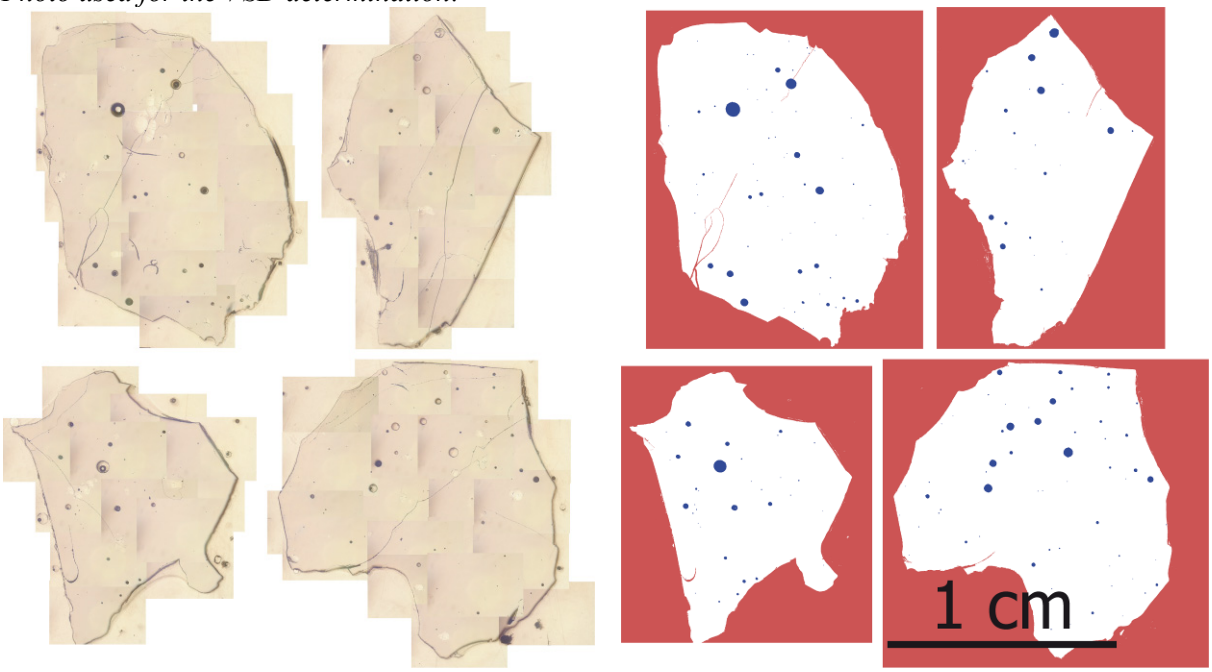
Sampling site description: sampled by dredge on the center of the segment

Description: glass with 2-5% olivines and <1% plagioclases.

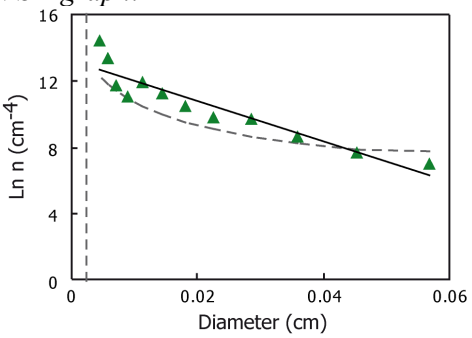
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.56 cm²
Vesicle number:	189
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -120±15.D + 13.1±0.4	D_{mean}:	100 µm
	r^2= 0.87	D_{max}:	634 µm
VSD group:	II	D_{min}:	23 µm
Vesicularity:	0.88 %		

ED DR68 tube

Geographical settings:

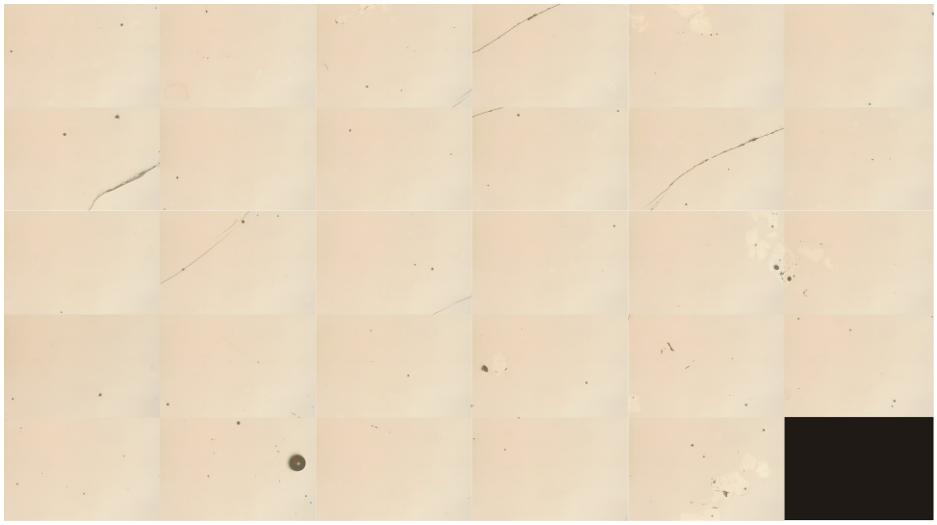
Location: Southwest Indian Ridge
Latitude: -35.30
Longitude: 53.89
Depth: 4500 m
Cruise: EDUL (MD107)
Sampling site description: sampled by dredge on a volcano located on the center east of the segment.

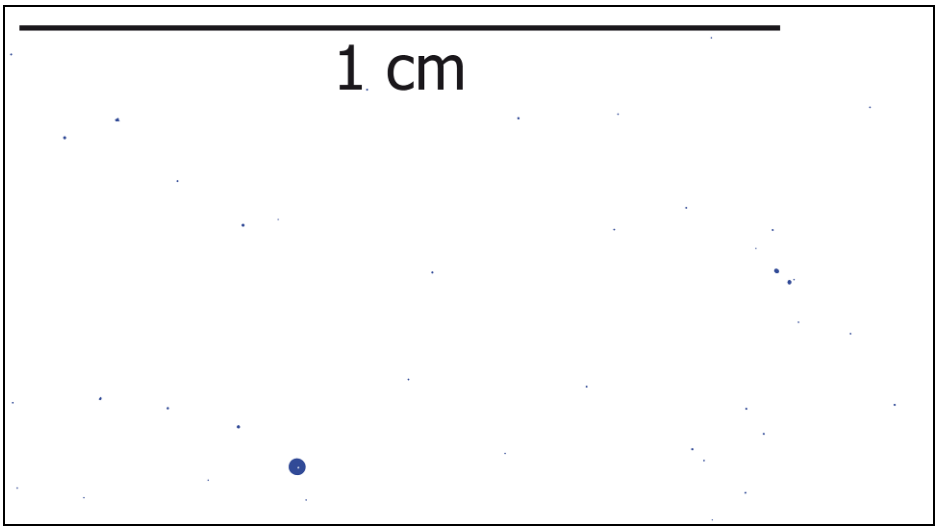
Description: glass with 2-5% olivines and <1% plagioclases.

Data sources:

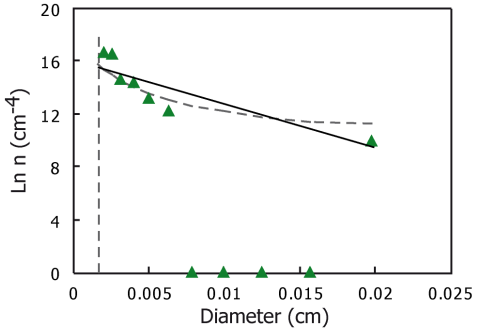
Major elements: Bézos et Humler 2005
Trace elements: Meyzen *et al.* 2003
Isotopic ratios: Meyzen *et al.* 2005
Noble gases: Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.83 cm²
Vesicle number:	41
Resolution:	2 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -337±84.D + 16±0.7	D_{mean}:	32 µm
	r^2= 0.76	D_{max}:	221 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	16 µm
Vesicularity:	0.08 %		

ED DR76-3-1

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-37.50
Longitude:	49.77
Depth:	3200 m
Cruise:	EDUL (MD107)

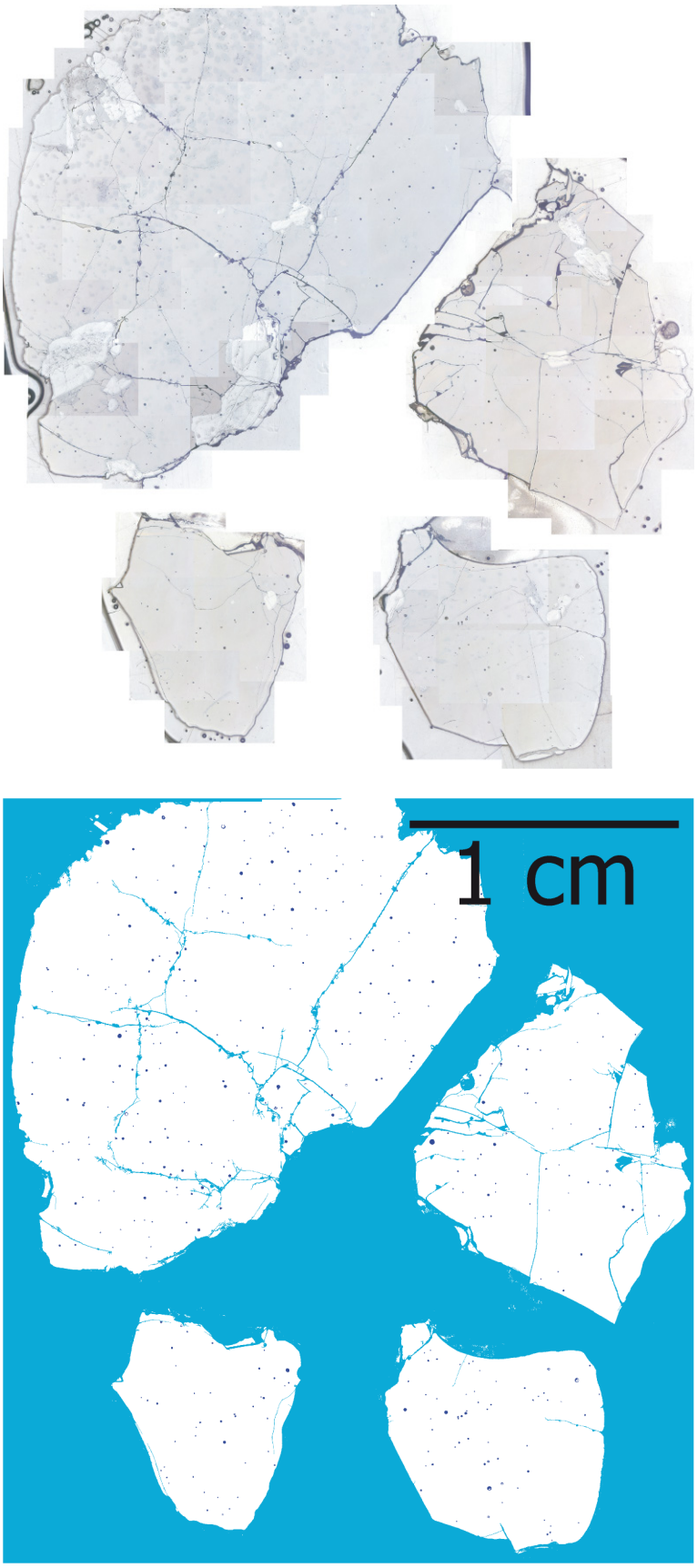
Sampling site description: sampled by dredge on the Southern wall of the axial valley

Description: glass with 1-2% olivines and 2-5% plagioclases.

Data sources:

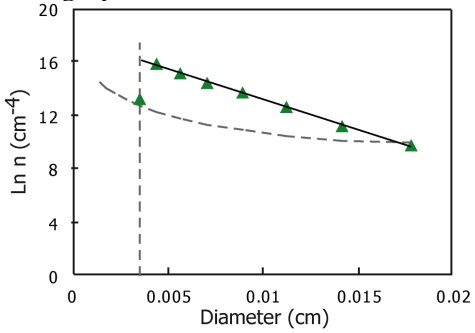
Major elements:	Humler, unpublished data
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



Comments: the first point in the VSD is not counted in the regression line because of the lack of vesicles due to the attained detection limit.

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.87 cm²
Vesicle number:	410
Resolution:	7 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -460±9.D + 17.7±0.1	D_{mean}:	62 µm
	r^2= 1.00	D_{max}:	198 µm
VSD group:	I	D_{min}:	37 µm
Vesicularity:	0.37 %		

SWF DR29-2-1g

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-38.75
Longitude:	47.37
Depth:	2960 m
Cruise:	

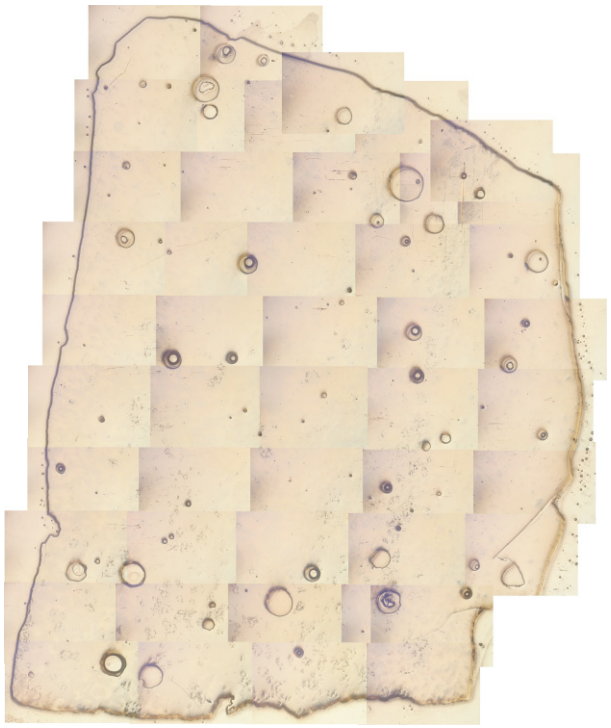
Sampling site description: dredge on the Western flank of the central high segment of the segment (elongated ridge).

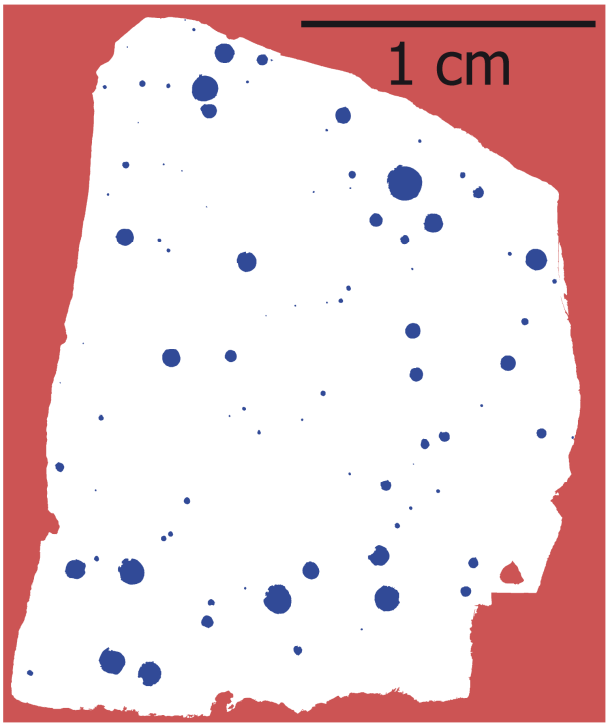
Description: aphiric glass with <1% plagioclases, variolitic texture.

Data sources:

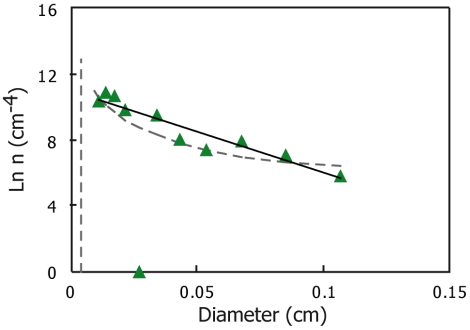
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.53 cm²
Vesicle number:	90
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -51±6.D + 11.00 ±0.3	D_{mean}:	294 µm
	r^2= 0.91	D_{max}:	1189 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	42 µm
Vesicularity:	3.12 %		

SWF DR28-1-1g

Geographical settings:

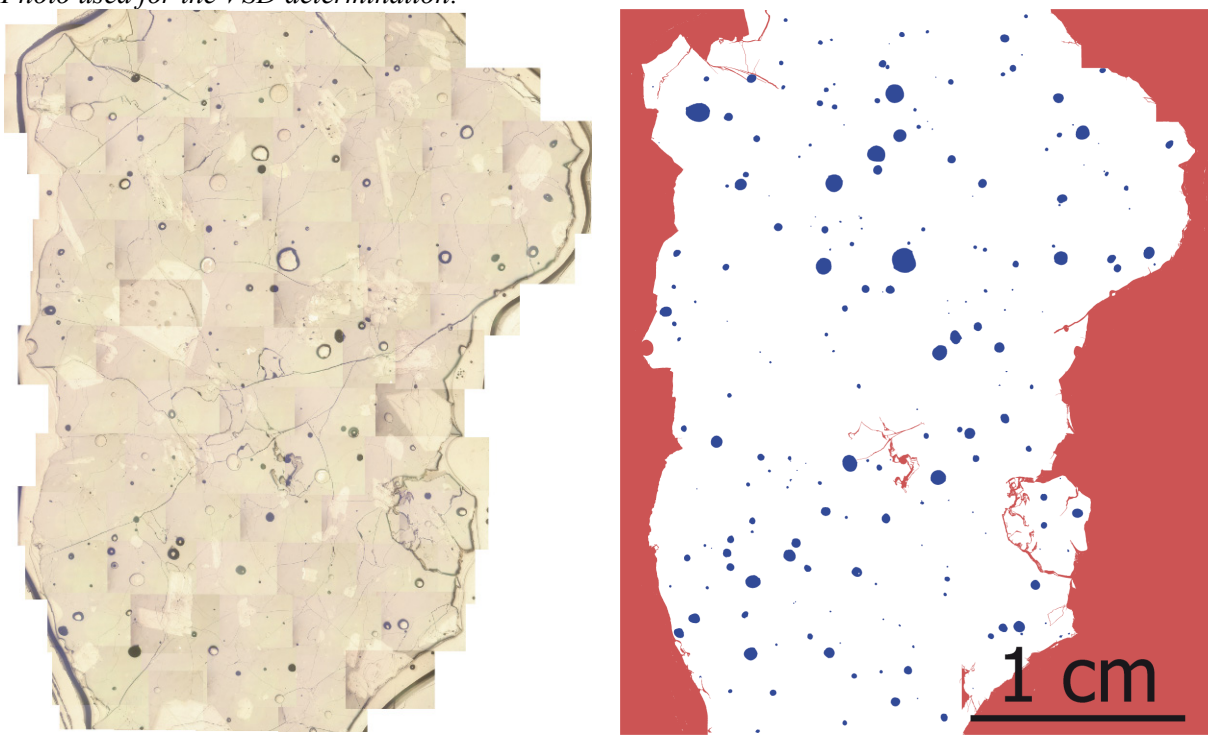
Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-38.77
Longitude:	47.09
Depth:	2900 m
Cruise:	
Description site:	dredge on the Southern flank of an elongated ridge in the center of the segment.

Description: glass with a lot of olivines (5-10%) and plagioclases (10-20%) crystals.

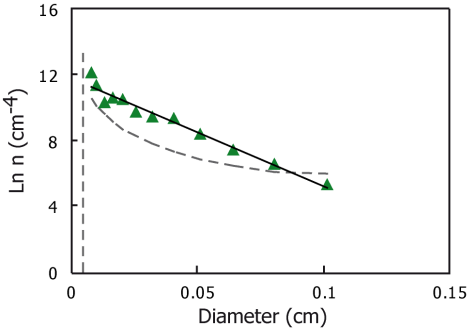
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	6.64 cm²
Vesicle number:	210
Resolution:	6 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -65±4.D + 11.7±0.2	D_{mean}:	247 µm
	r^2= 0.96	D_{max}:	1131 µm
VSD group:	I	D_{min}:	46 µm
Vesicularity:	2.48 %		

MD34 D4

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-40.98

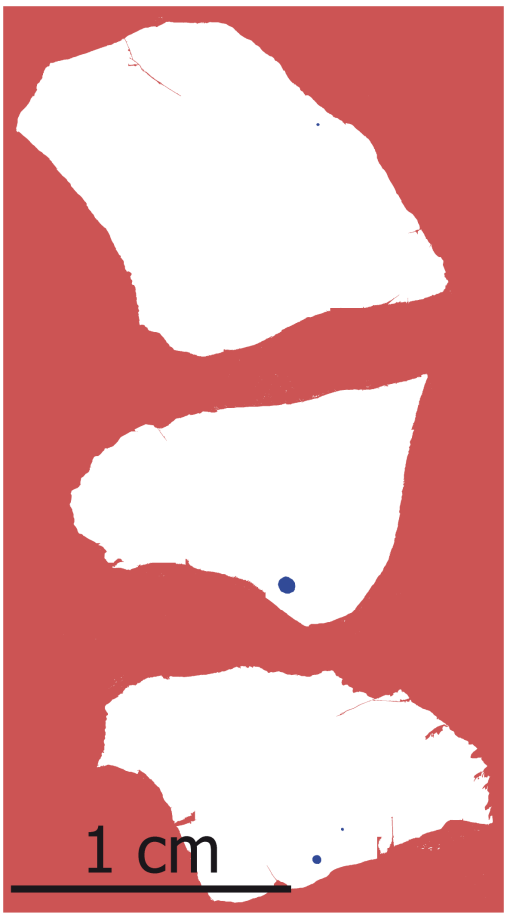
Longitude: 43.70
Depth: 3700 m
Cruise:
Sampling site description:

Description: glass with 1-2% olivines and 2-5% plagioclase microphenocrysts, residual pyroxenes

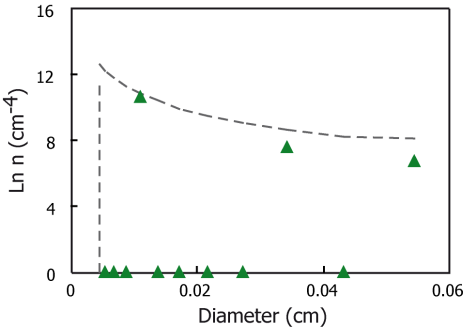
Data sources:
Major elements: Bézos et Humler 2005
Trace elements: Bézos, unpublished data
Isotopic ratios: Hamelin et Allègre 1985
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:
Analyzed area: 2.60 cm²
Vesicle number: 4
Resolution: 6 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.	D_{mean}:	237 µm
		D_{max}:	606 µm
VSD group:	IVB	D_{min}:	104 µm
Vesicularity:	0.15 %		

SWF DR17-1-3g

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-43.89
Longitude:	40.70
Depth:	2475 m
Cruise:	

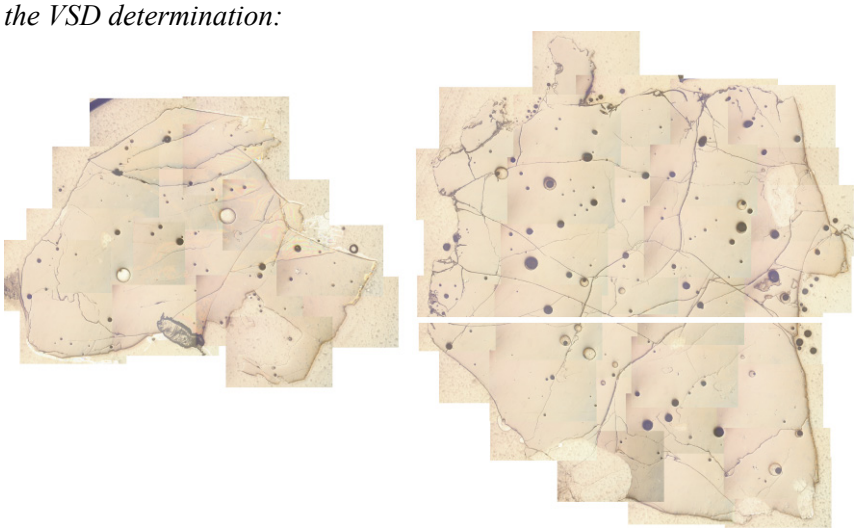
Sampling site description: dredge on the Southern flank of a small volcano (100m high) located on the Western end of segment 7.

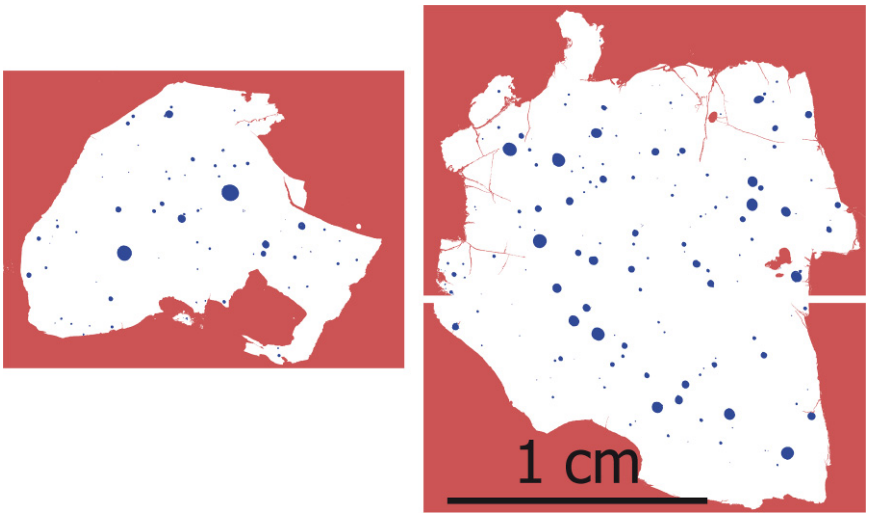
Description: glass with 1-2% olivines and 2-5% plagioclases (micro- and phenocrysts).

Data sources:

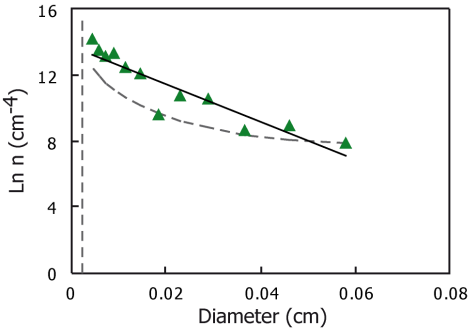
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Meyzen *et al.* 2005
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.88 cm²
Vesicle number:	231
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -115±15.D + 13.8±0.4	D_{mean}:	135 µm
	r^2= 0.85	D_{max}:	648 µm
VSD group:	II	D_{min}:	24 µm
Vesicularity:	2.05 %		

SWF DR14-3-1g

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-43.40
Longitude:	40.1
Depth:	2710 m
Cruise:	

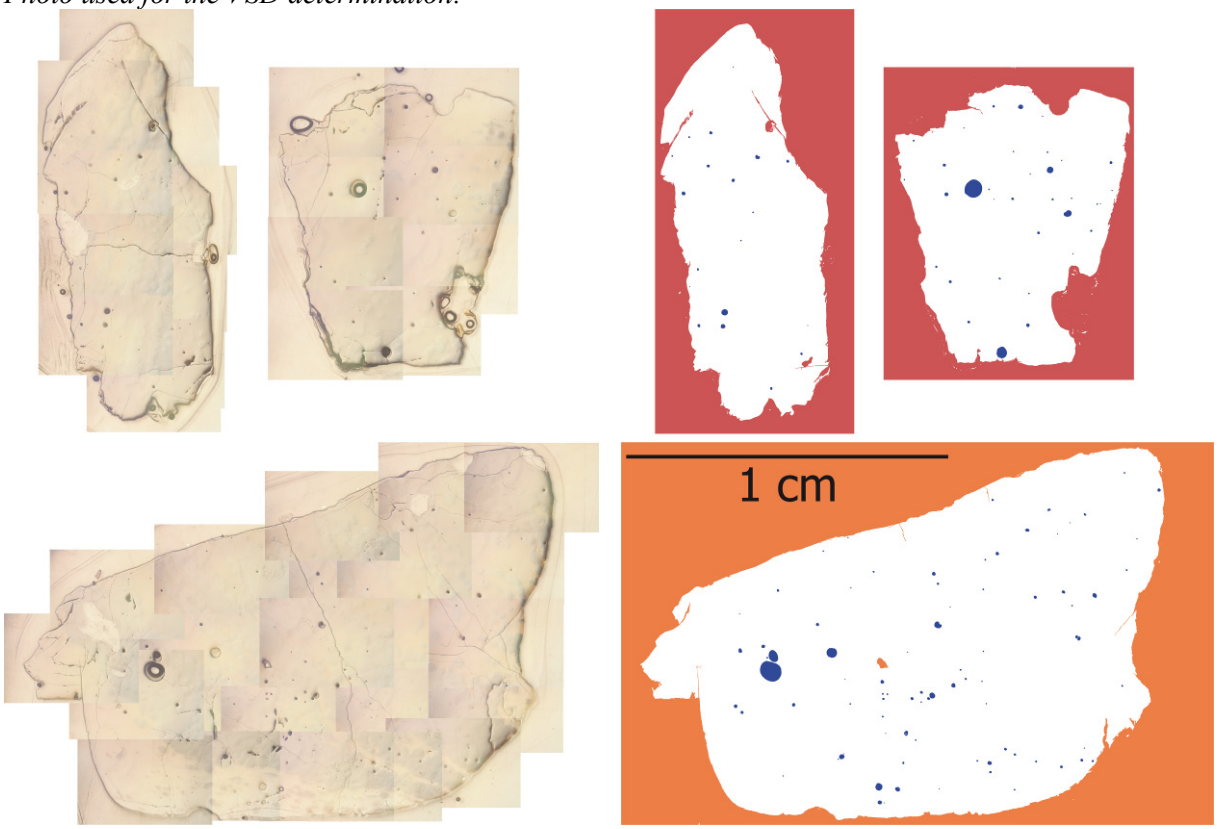
Sampling site description: sampled by dredge on a 100 m high, elongated structure on the Eastern flank of the segment.

Description: 20 cm radius pillow-lava with thin glassy rim, glass with a few plagioclase phenocrysts (1-2%).

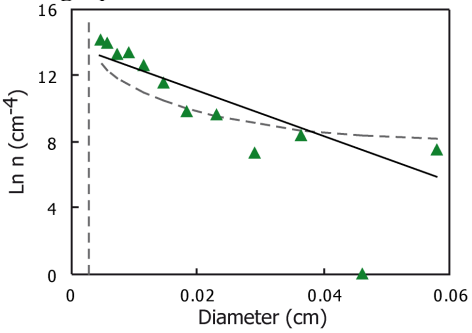
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.17 cm²
Vesicle number:	137
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -142±26.D + 13.8±0.6 r^2= 0.77	D_{mean}:	90 µm
VSD group:	IVA	D_{max}:	646 µm
Vesicularity:	0.74 %	D_{min}:	29 µm

SWF DR10-2-2a+b

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-43.36
Longitude:	39.69
Depth:	3090 m
Cruise:	

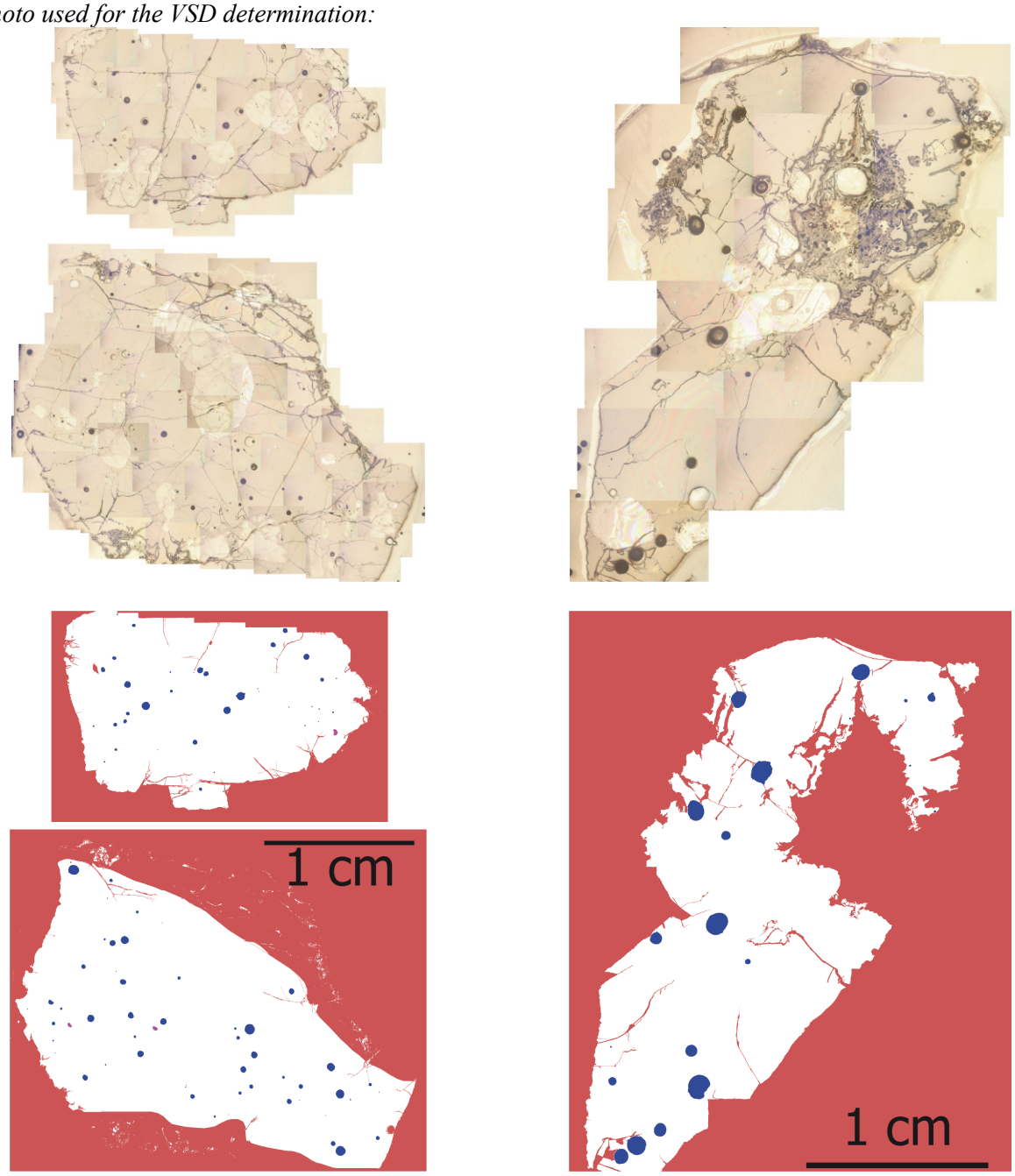
Sampling site description: sampled by dredge on a volcano (150m high) located on the Western flank of the segment, a and b represents two fragments coming from different side of the pillow.

Description: glass with 1-2% olivines and 5-10% plagioclases, alteration marks, palagonite, very high alteration in fragment b.

Data sources:

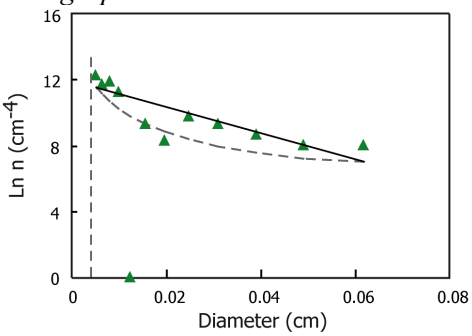
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:



Comments: a lot of alteration, a lot of manual treatment for the image processing

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	5.85 cm²
Vesicle number:	114
Resolution:	6 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -72±16.D + 11.6±0.5	D_{mean}:	256 µm
	r^2= 0.77	D_{max}:	685 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	37 µm
Vesicularity:	1.50 %		

SWF DR06-1-1g

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-44.90
Longitude:	36.47
Depth:	2350 m
Cruise:	

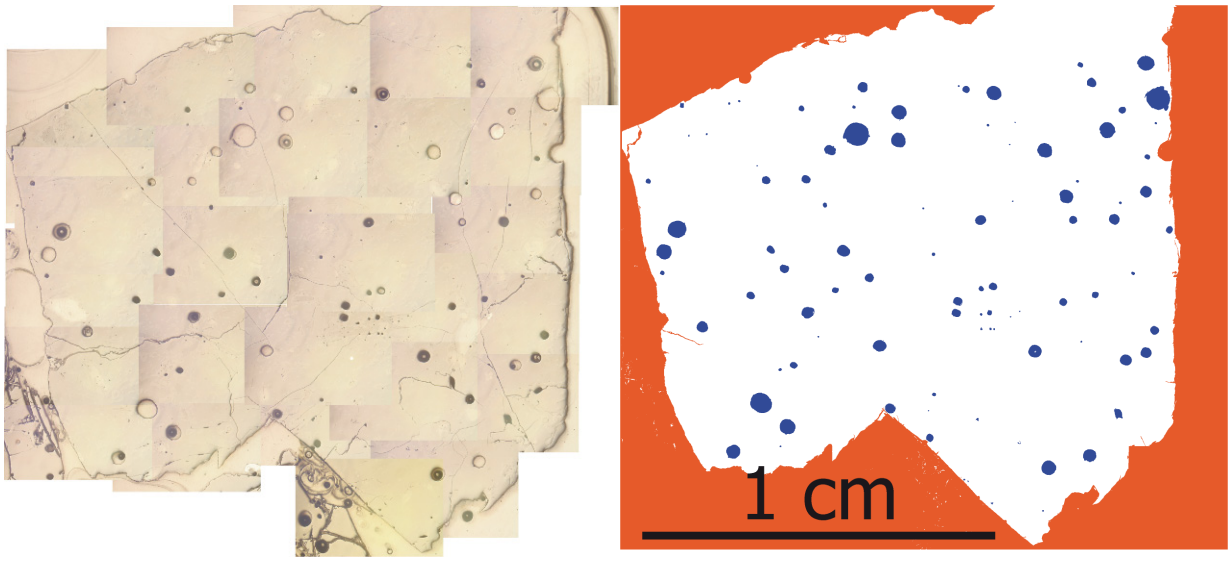
Sampling site description: dredge on a volcano located on the Eastern end of the segment.

Description: glass with 2-5% olivines and 5-10% plagioclases.

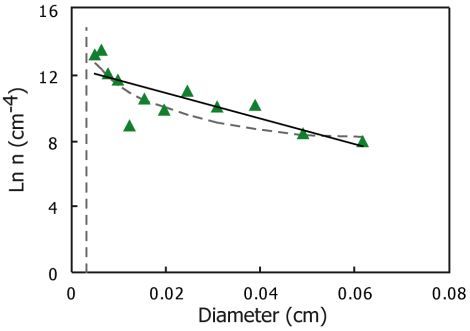
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.84 cm²
Vesicle number:	94
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -77±19.D + 12.4±0.6 r^2= 0.63	D_{mean}:	211 µm
VSD group:	II	D_{max}:	687 µm
Vesicularity:	2.74 %	D_{min}:	34 µm

SWF DR05-1-2g

Geographical settings:

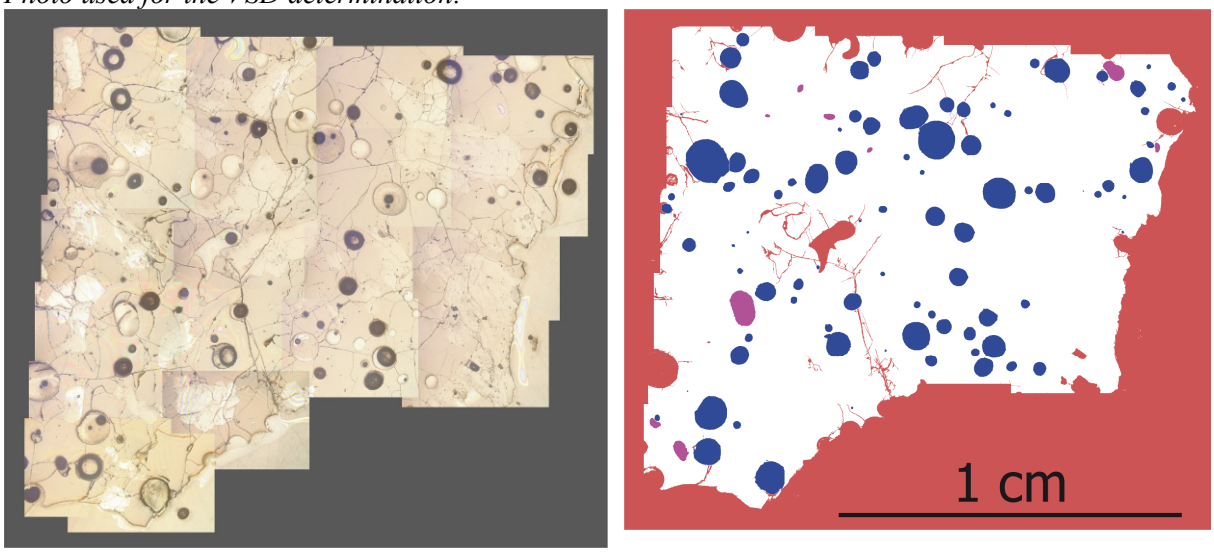
Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-44.86
Longitude:	36.18
Depth:	1270 m
Cruise:	
Sampling site description:	dredge on a volcano located the ridge

Description: 25 cm radius pillow lava with a glassy margin, glass with 2-5% olivines and plagioclase phenocrysts (10-20%).

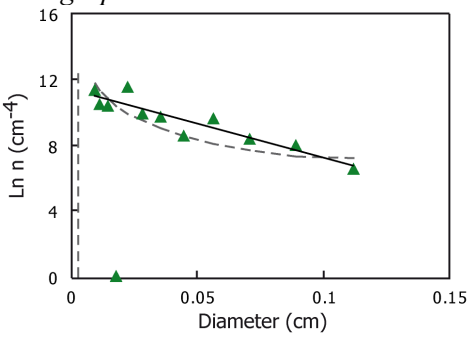
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Meyzen *et al.* 2005
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.56 cm²
Vesicle number:	87
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -41±6.D + 11.3±0.3	D_{mean}:	391 µm
	r^2= 0.86	D_{max}:	1252 µm
VSD group:	IVA	D_{min}:	35 µm
Vesicularity:	9.80 %		

SWF DR05 GlSt°

Geographical settings:

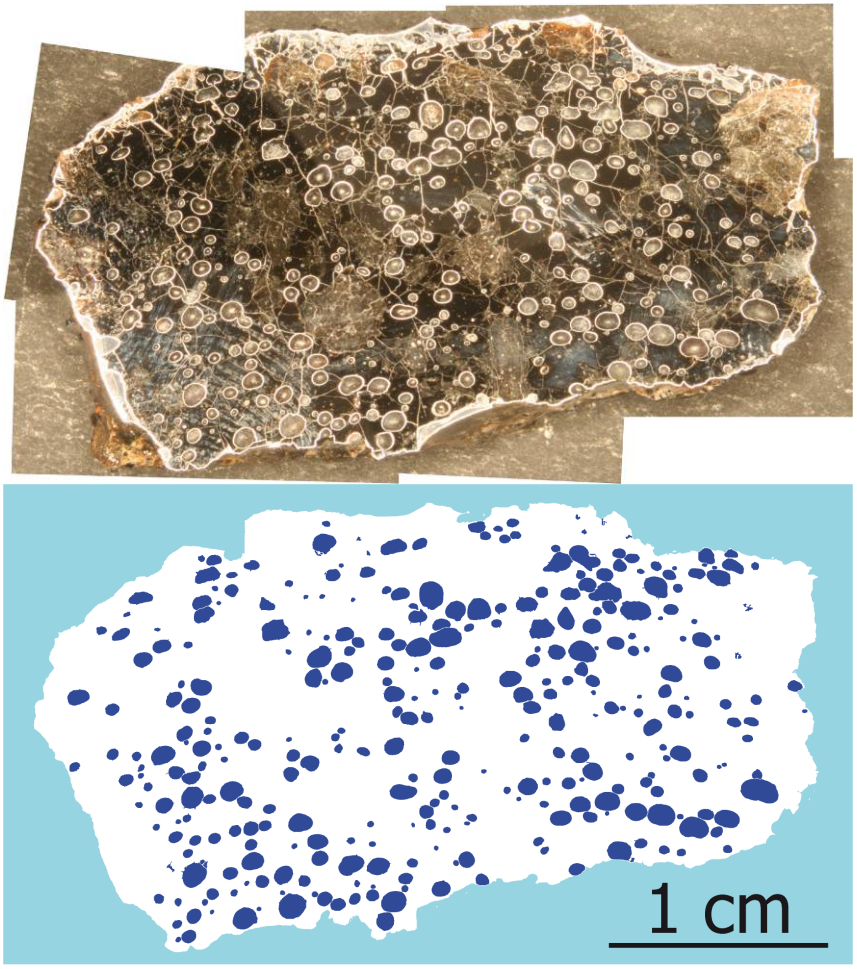
Location: Southwest Indian Ridge
Latitude: -44.86 *Longitude:* 36.18 *Depth:* 1270 m
Cruise:
Sampling site description: dredge on a volcano located on the ridge

Description: Glass station; about 1.7 kg of mixed pieces of glass and rock, glass with 1-2% olivines and plagioclase phenocrysts (10-20%).

Data sources:

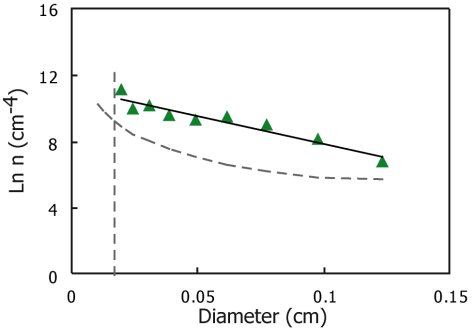
Major elements:	this study
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



Comments: photos taken from a binocularly view, vesicles slightly deformed (elongation ratio = 1.3)

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	5.48 cm²
Vesicle number:	323
Resolution:	9 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -34±4.D + 11.2±0.2	D_{mean}:	543 µm
	r^2= 0.92	D_{max}:	1371 µm
VSD group:	I	D_{min}:	181 µm
Vesicularity:	16.85 %		

SWF RC01#1g

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-46.06
Longitude:	34.23
Depth:	1980 m
Cruise:	

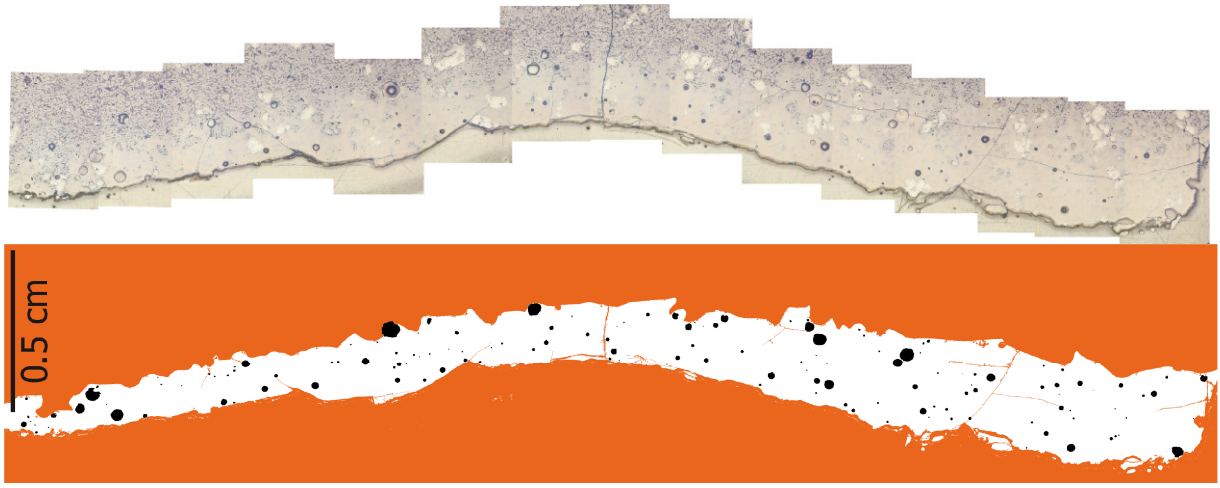
Sampling site description: heavy rock core

Description: glass with 5-10% olivines and <1% plagioclases.

Data sources:

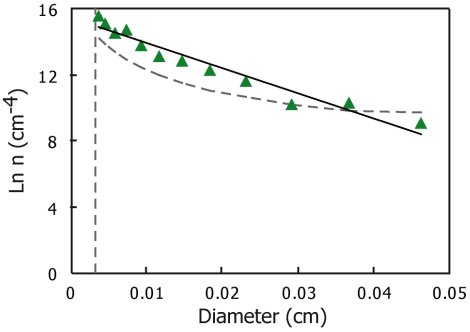
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



Comments: only a thin glassy rim in this sample of about 3 mm thick.

VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.74 cm²
Vesicle number:	143
Resolution:	4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -151±12.D + 15.4±0.3		
	r^2= 0.94	D_{mean}:	114 µm
VSD group:	I	D_{max}:	516 µm
Vesicularity:	3.26 %	D_{min}:	26 µm

SWF DR01-1-1g

Geographical settings:

Location:	Southwest Indian Ridge
Latitude:	-47.13
Longitude:	32.55
Depth:	3750 m
Cruise:	

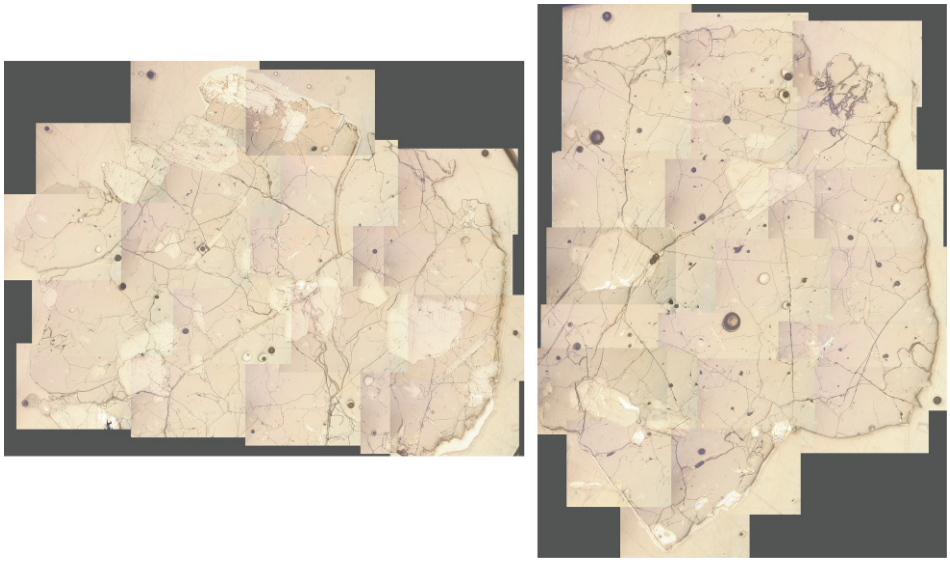
Sampling site description: sampled by dredge on the Western flank of the ridge

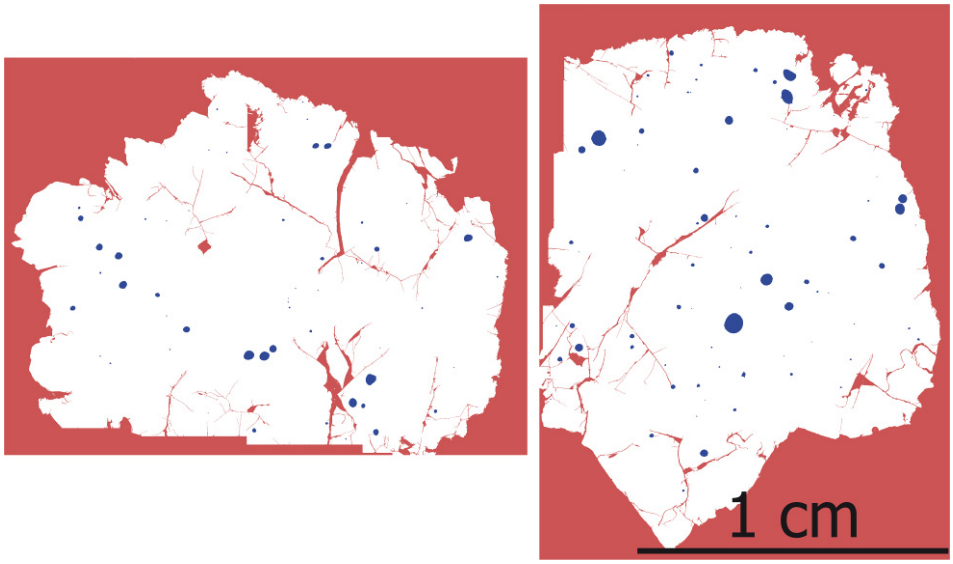
Description: 40 cm radius pillow with a 3 mm thick glassy margin, glass with 2-5% olivines and plagioclase phenocrysts (10-20%).

Data sources:

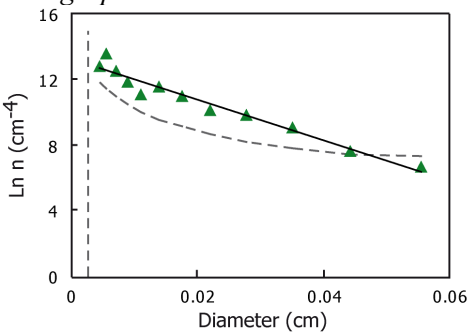
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	Gautheron 2002

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.93 cm²
Vesicle number:	129
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -124±8.D + 13.2±0.2	D_{mean}:	119 µm
	r^2= 0.96	D_{max}:	620 µm
VSD group:	I	D_{min}:	26 µm
Vesicularity:	0.86 %		

1011 (Ogive)

Geographical settings:

Location:	Red Sea
Latitude:	19.62
Longitude:	38.75
Depth:	2746 m
Cruise:	MD73 (1992)

Sampling site description: sampled by dredge

Description: aphiric glass with <1% olivines.

Data sources:

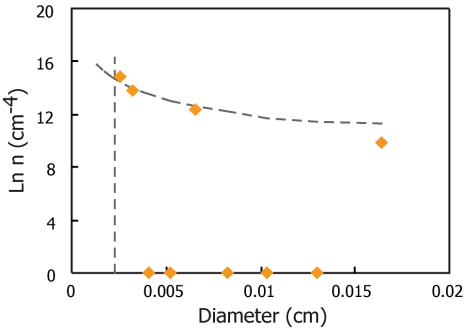
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.22 cm²
Vesicle number:	9
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.03 %

D_{mean}:	54 µm
D_{max}:	182 µm
D_{min}:	23 µm

Searise 1 DR04

Geographical settings:

Location:	Pacific
Latitude:	6.71°N
Longitude:	-102.60°W
Depth:	2800 m
Cruise:	SEARISE 1 (1980)

Sampling site description: sampled by dredge

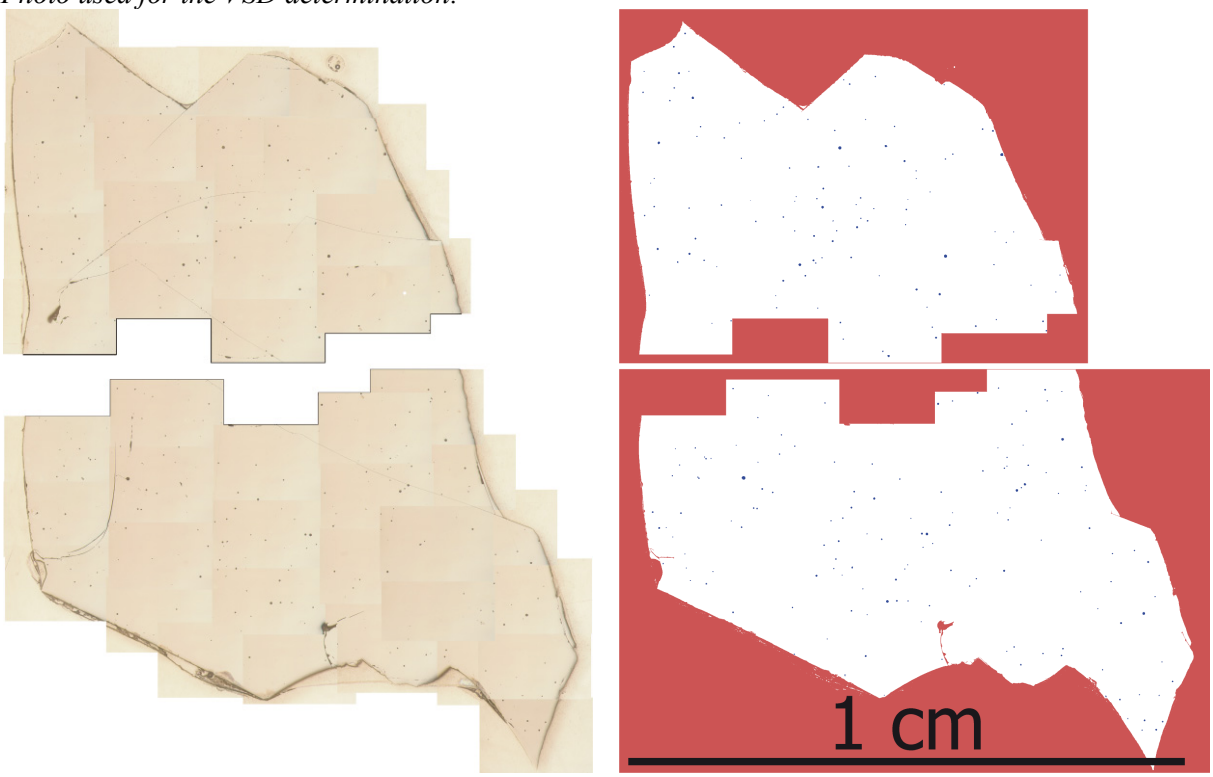
Description: aphiric glass with <1% olivines and <1% plagioclases.

Data sources:

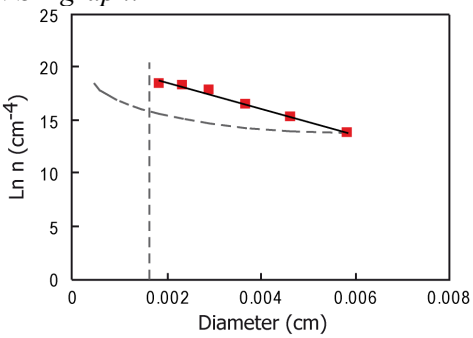
Major elements:	Bézos 2003

Trace elements: this study
Isotopic ratios: Hamelin *et al.* 1984
Noble gases: Marty et Zimmermann 1999

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:
Analyzed area: 0.79 cm²
Vesicle number: 250
Resolution: 2 µm/px

Observed characteristics:
VSD: Ln(n) = -1235±77.D + 21±0.3
r^2= 0.98
VSD group: I
Vesicularity: 0.19 %

D_{mean}: 26 µm
D_{max}: 65 µm
D_{min}: 16 µm

NZ 19-03

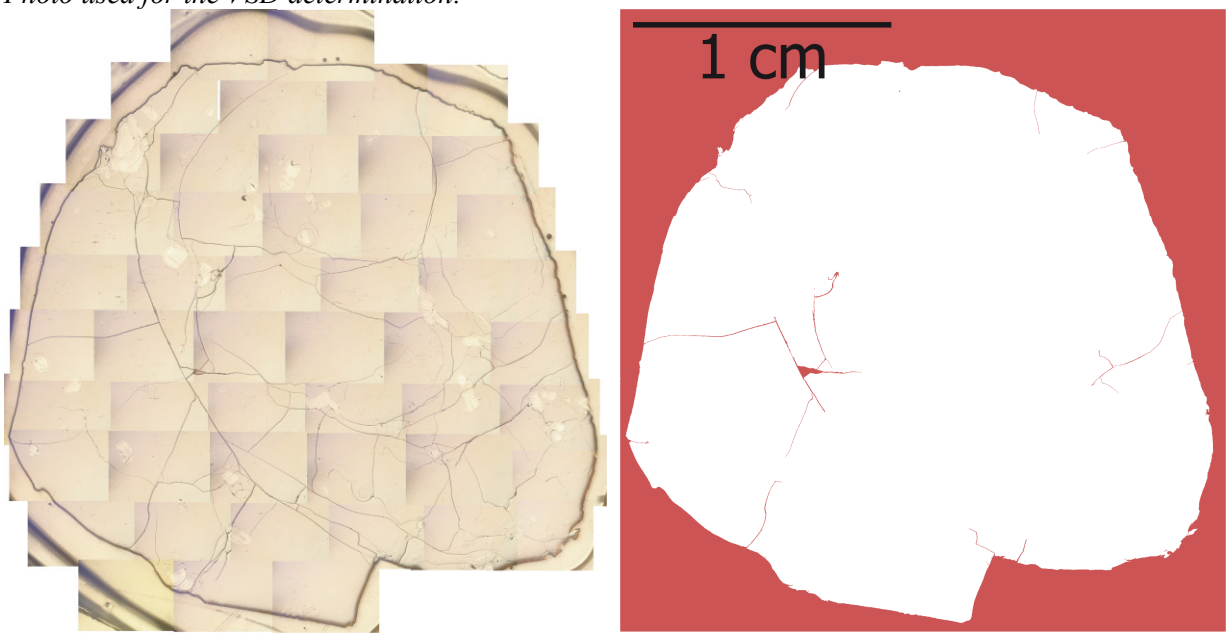
Geographical settings:
Location: Pacific
Latitude: 2.24
Longitude: -101.37
Depth: 4130 m

Cruise: NAZCOPAC-17 (1988)
Sampling site description: Sampled by submersible

Description: glass with 2-5% olivines and 2-5% plagioclases (plagioclase phenocrystals).

Data sources:
Major elements: Bézos 2003
Trace elements: Bézos 2003
Isotopic ratios: -
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:

No VSD graph

Analysis characteristics:
Analyzed area: 3.75 cm²
Vesicle number: 1
Resolution: 6 µm/px

Observed characteristics:
VSD: n.d.
VSD group: IVB
Vesicularity: 0.0004 %

D_{mean}: - µm
D_{max}: 42 µm
D_{min}: - µm

NZ 19-07

Geographical settings:
Location: Pacific
Latitude: 2.24
Longitude: -101.37
Depth: 4150 m
Cruise: NAZCOPAC-17 (1988)

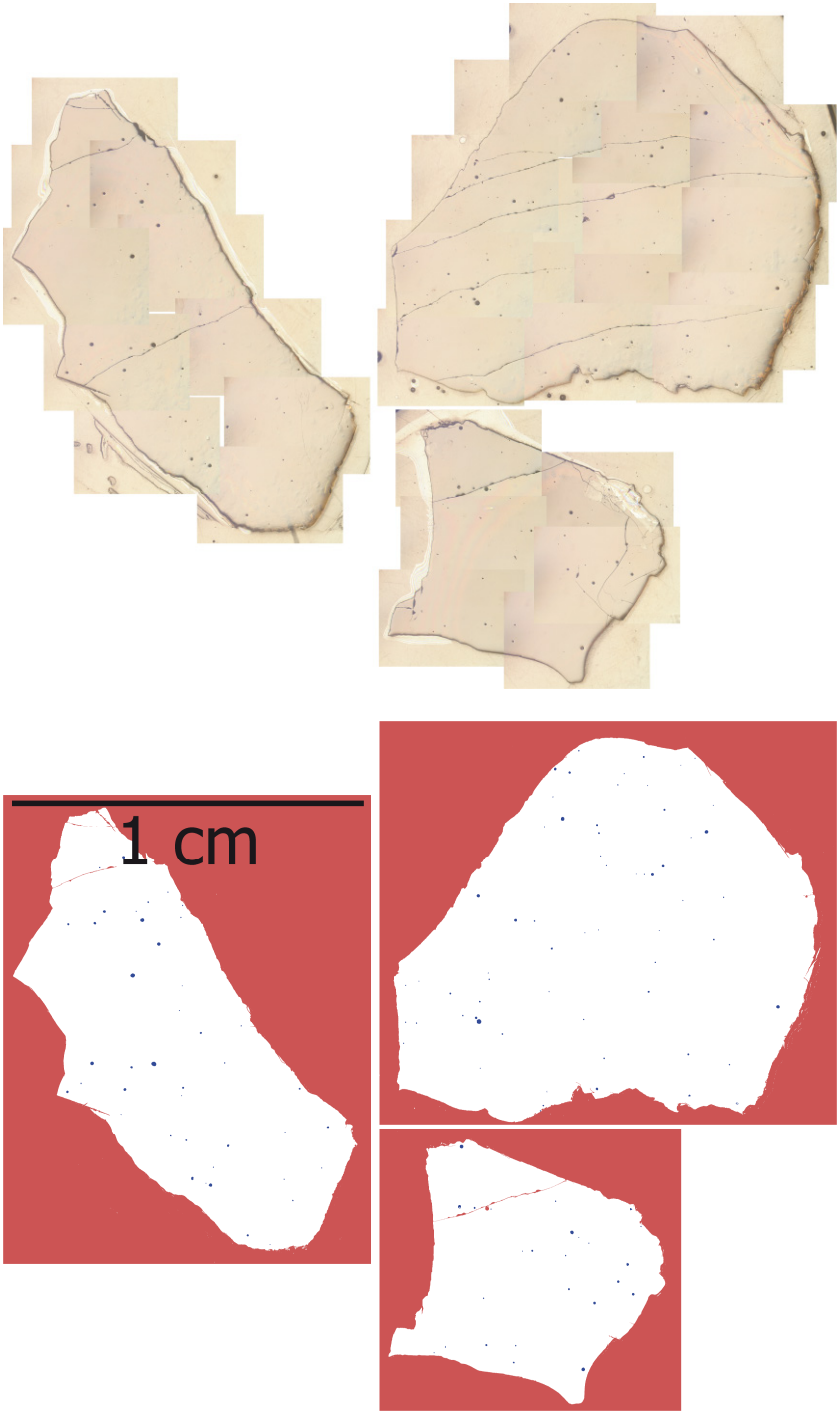
Sampling site description: sampled by sampled by submersible

Description: aphiric glass with <1% olivines and <1% plagioclases.

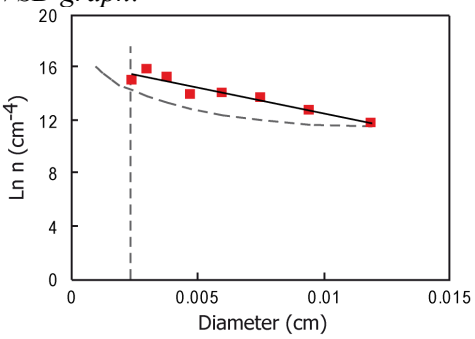
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.91 cm²
Vesicle number:	129
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -389±50.D + 16.4±0.3	D_{mean}:	50 µm
	r^2= 0.91	D_{max}:	132 µm
VSD group:	I	D_{min}:	23 µm
Vesicularity:	0.17 %		

AHA D11E

Geographical settings:

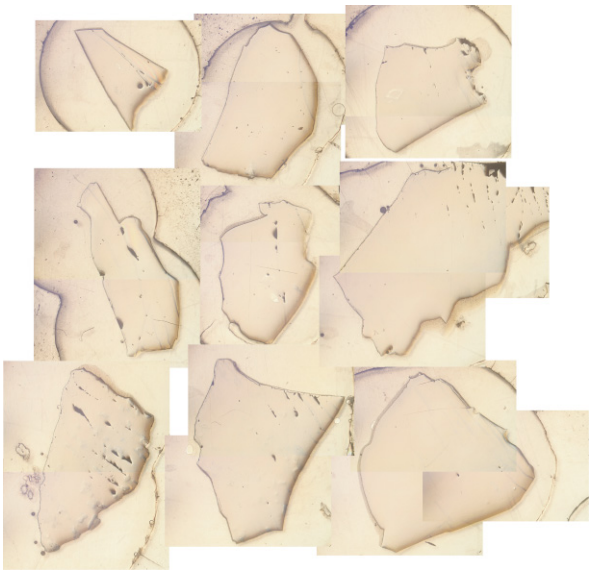
Location:	Pacific
Latitude:	1.70
Longitude:	-102.30
Depth:	2900 m
Cruise:	
Sampling site description:	

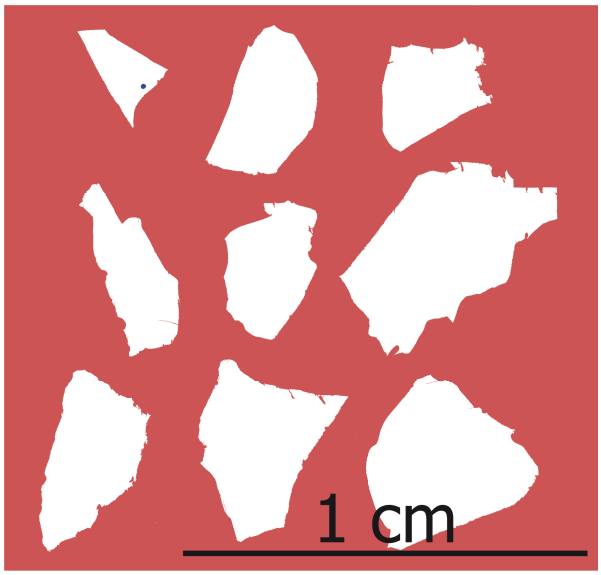
Description: aphiric glass with <1% olivines and <1% plagioclases, residual olivines

Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:

No VSD graph

Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.67 cm²
Vesicle number:	1
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
	r^2= -
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.02 %

D_{mean}:	- µm
D_{max}:	127 µm
D_{min}:	127 µm

GN 12-08

Geographical settings:

Location: East Pacific Rise (Garrett Transform, alpha ridge)) *Latitude:* -13.42

Longitude: -111.96

Depth: 3524 m

Cruise: NAUTILE-GARRETT (1982)

Sampling site description: sampled by submersible

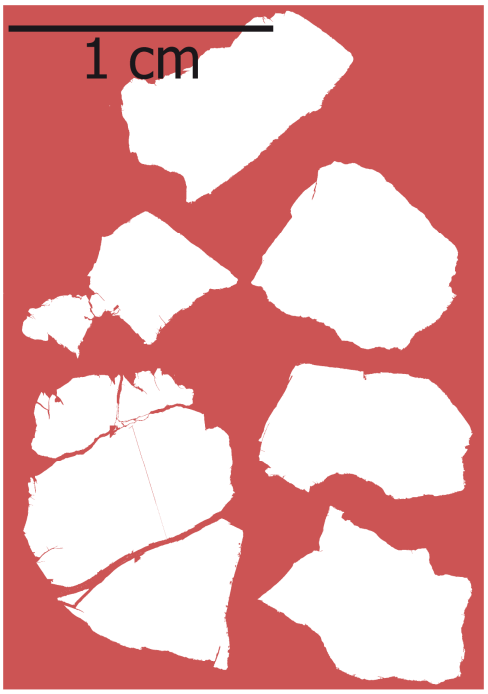
Description: glass with <1% olivines and 2-5% plagioclases.

Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:

No VSD graph

Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.17 cm²
Vesicle number:	0
Resolution:	5 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0 %

D_{mean}:	-
D_{max}:	-
D_{min}:	-

GN 12-11

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise (Garrett Transform, alpha ridge)
Latitude:	-13.42
Longitude:	-111.96
Depth:	3441 m
Cruise:	NAUTILE-GARRETT (1982)

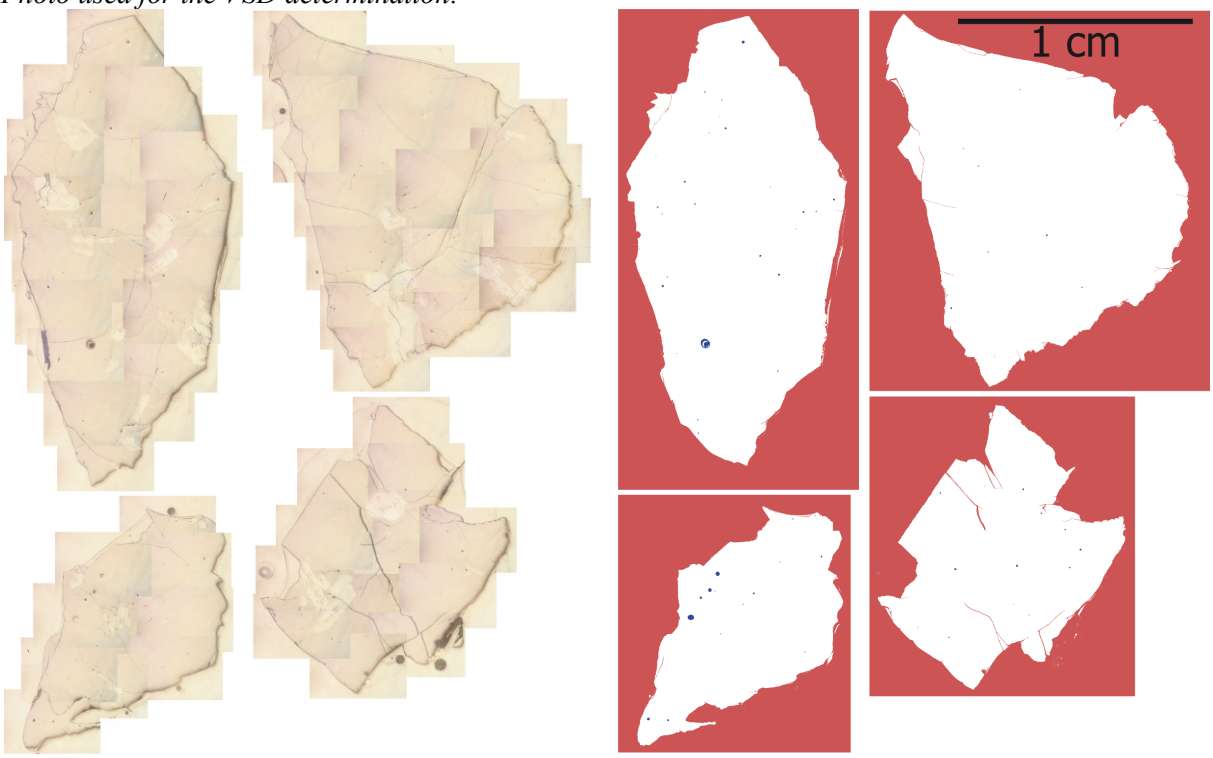
Sampling site description: sampled by submersible, summit (Hekinian *et al.* 1992, Tepley *et al.* 2004)

Description: glass with <1% olivines and 5-10% plagioclases.

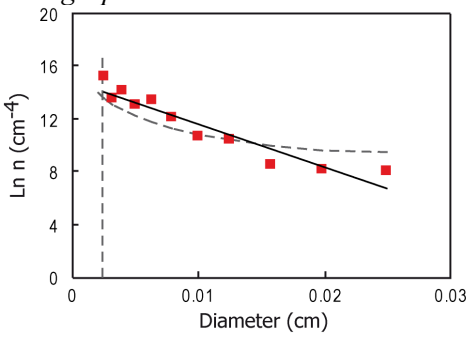
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	3.27 cm²
Vesicle number:	83
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -327±36.D + 14.9±0.5	D_{mean}:	55 µm
	r^2= 0.90	D_{max}:	277 µm
VSD group:	I	D_{min}:	23 µm
Vesicularity:	0.09 %		

GN 02-04

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise (Garrett Transform, gamma ridge)
Latitude:	-13.47
Longitude:	-111.36
Depth:	3307 m
Cruise:	NAUTILE-GARRETT (1982)

Sampling site description: sampled by submersible, East flank (Hekinian *et al.* 1992, Tepley *et al.* 2004)

Description: glass with <1% olivines and 2-5% plagioclases.

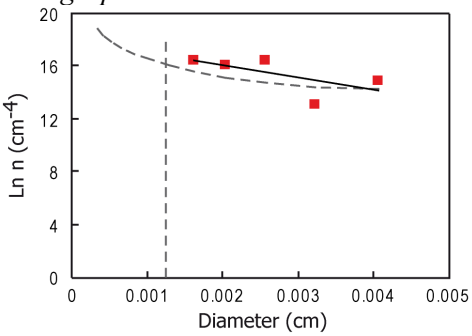
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.04 cm²
Vesicle number:	49
Resolution:	2 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -896±658.D + 17.8±1.9	D_{mean}:	25 µm
	r^2= 0.38	D_{max}:	45 µm
VSD group:	II	D_{min}:	14 µm
Vesicularity:	0.03 %		

GN 02-07

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise (Garrett Transform, gamma ridge)
Latitude:	-13.47
Longitude:	-111.37
Depth:	3192 m
Cruise:	NAUTILE-GARRETT (1982)

Sampling site description: sampled by submersible, ridge crest (Hekinian *et al.* 1992, Tepley *et al.* 2004)

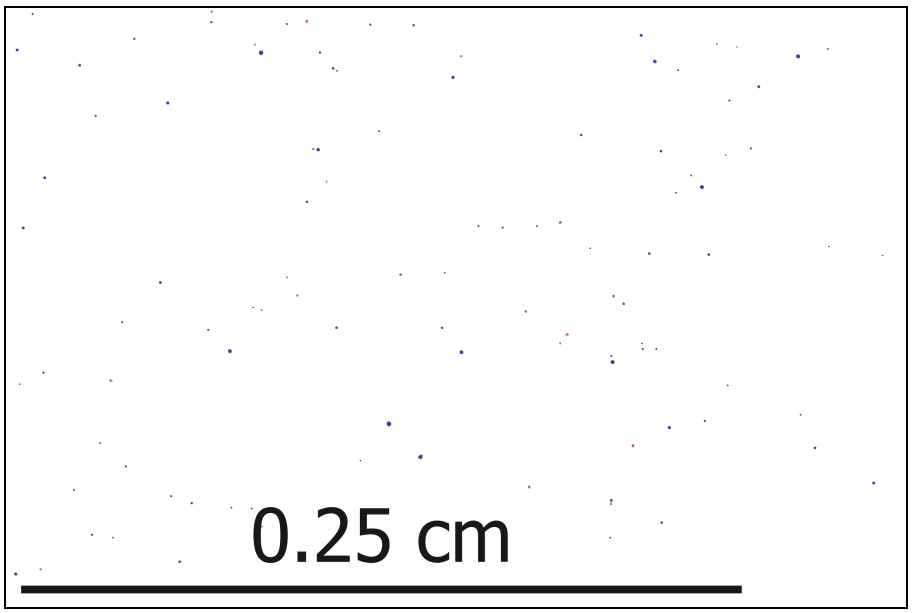
Description: glass with 1-2% plagioclases microphenocrysts and microlites.

Data sources:

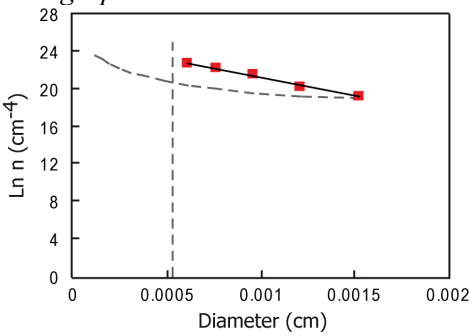
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.06 cm²
Vesicle number:	106
Resolution:	0.7 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -3969±404.D + 25.2±0.4	D_{mean}:	8 µm
	r^2= 0.97	D_{max}:	17 µm
VSD group:	I	D_{min}:	5 µm
Vesicularity:	0.09 %		

GN 02-08

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise (Garrett Transform, gamma ridge)
Latitude:	-13.47
Longitude:	-111.37
Depth:	3200 m
Cruise:	NAUTILE-GARRETT (1982)

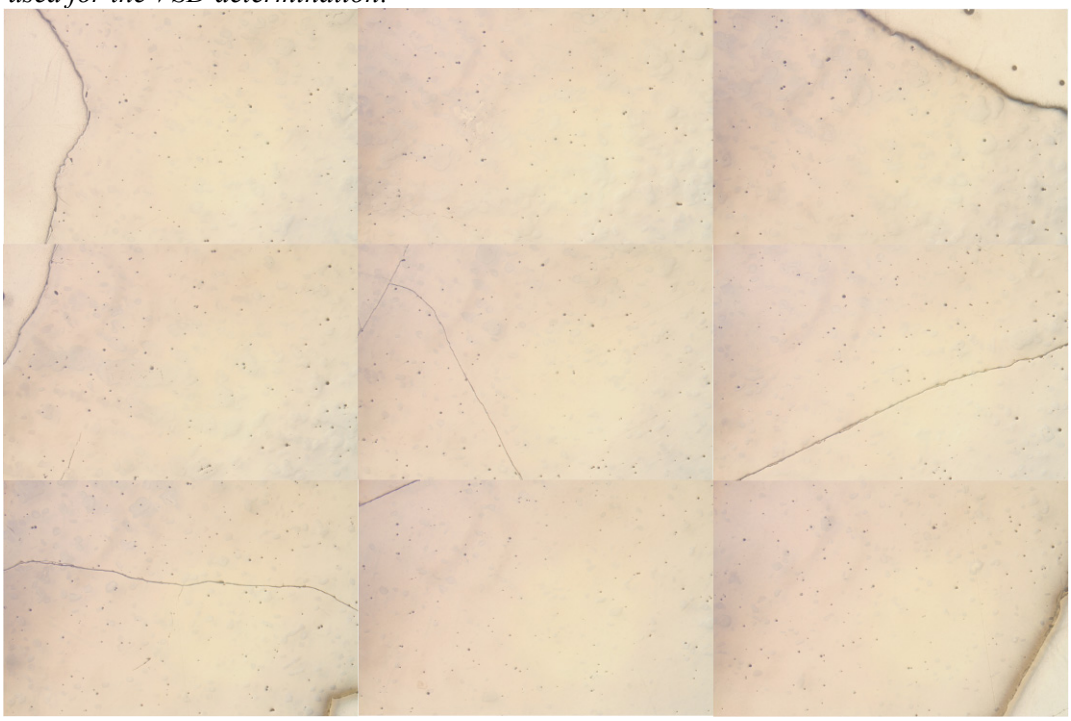
Sampling site description: sampled by submersible, ridge crest

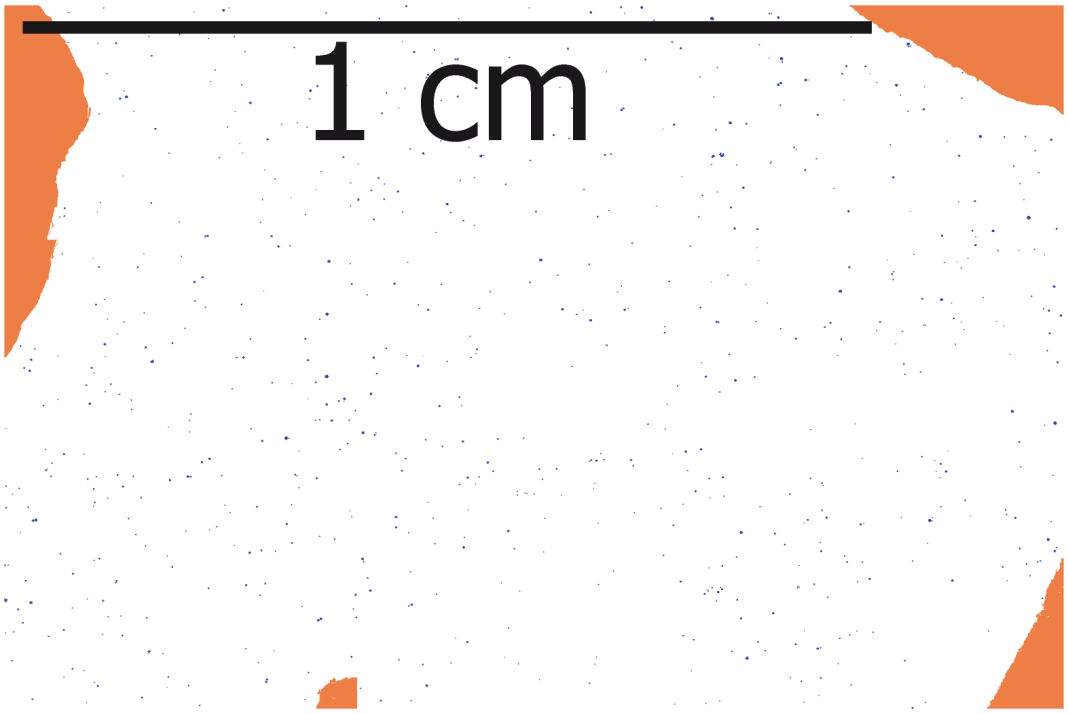
Description: aphiric glass with <1% plagioclases.

Data sources:

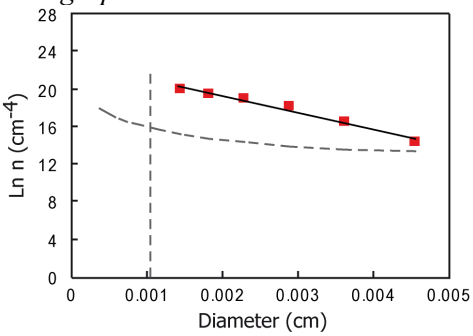
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.99 cm²
Vesicle number:	737
Resolution:	2.6 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -1775±136.D + 22.7±0.4	D_{mean}:	20 µm
	r^2= 0.98	D_{max}:	51 µm
VSD group:	I	D_{min}:	12 µm
Vesicularity:	0.25 %		

GN 02-02

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise (Garrett Transform, gamma ridge)
Latitude:	-13.48
Longitude:	-111.36
Depth:	3451 m
Cruise:	NAUTILE-GARRETT (1982)

Sampling site description: sampled by submersible, East flank

Description: aphiric glass with <1% plagioclases.

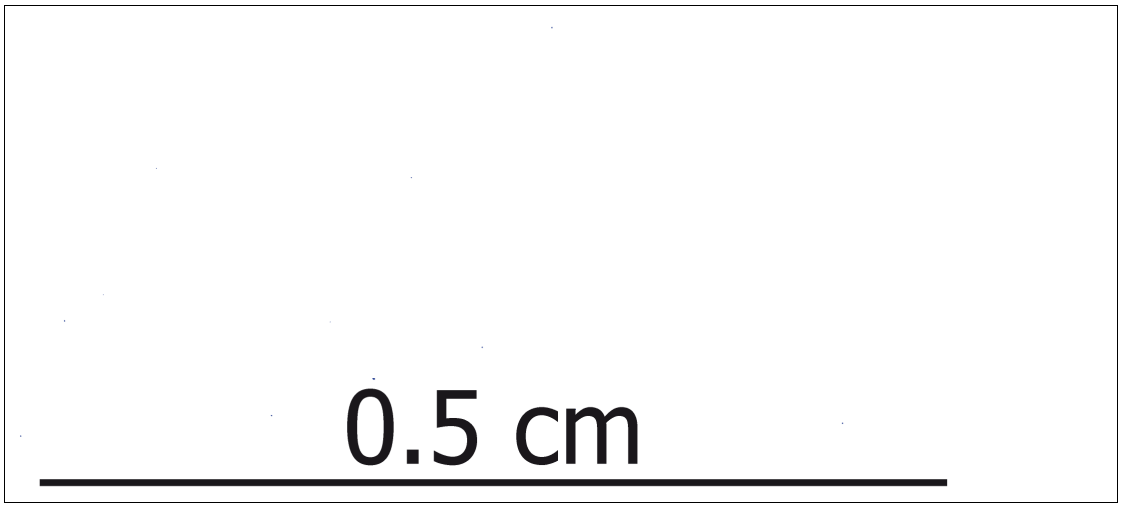
Data sources:

Major elements:	Bézos 2003

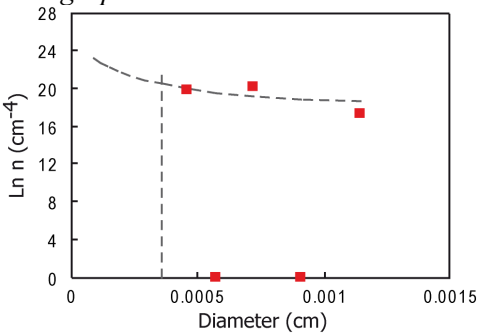
Trace elements: Bézos 2003
Isotopic ratios: Wendt *et al.* 1999
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.17 cm²
Vesicle number:	12
Resolution:	0.9 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	n.d.
VSD group:	IVB
Vesicularity:	0.003 %

D_{mean}:	7 µm
D_{max}:	13 µm
D_{min}:	4 µm

ND 20-02

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise
Latitude:	-17.44
Longitude:	-113.21
Depth:	2564 m
Cruise:	NAUDUR (1993)
Sampling site description:	

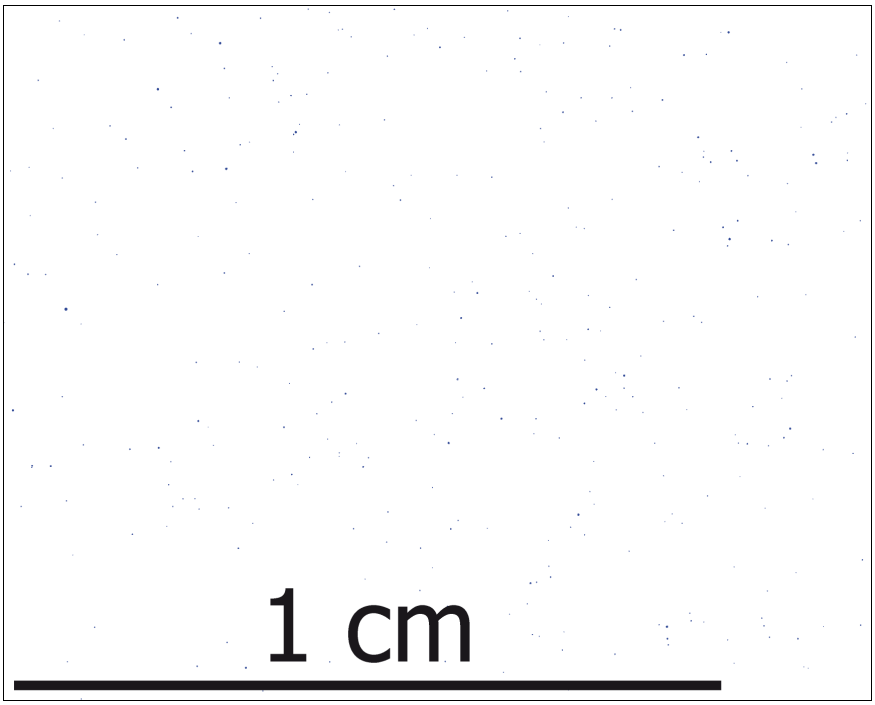
Description: aphiric glass with <1% plagioclases.

Data sources:

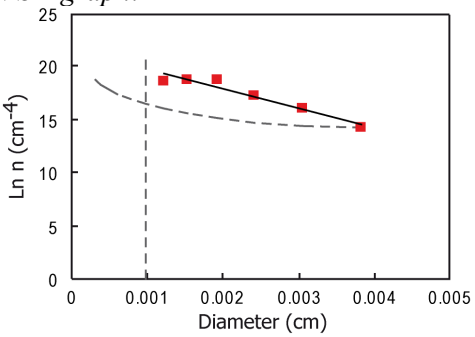
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	-
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.20 cm²
Vesicle number:	322
Resolution:	2.4 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -1841±241.D + 21.5±0.6	D_{mean}:	18 µm
	r^2= 0.94	D_{max}:	43 µm
VSD group:	III	D_{min}:	11 µm
Vesicularity:	0.07 %		

ND 07-04

Geographical settings:

Location:	East Pacific Rise
Latitude:	-18.36
Longitude:	-113.38
Depth:	2665 m
Cruise:	NAUDUR (1993)
Sampling site description:	

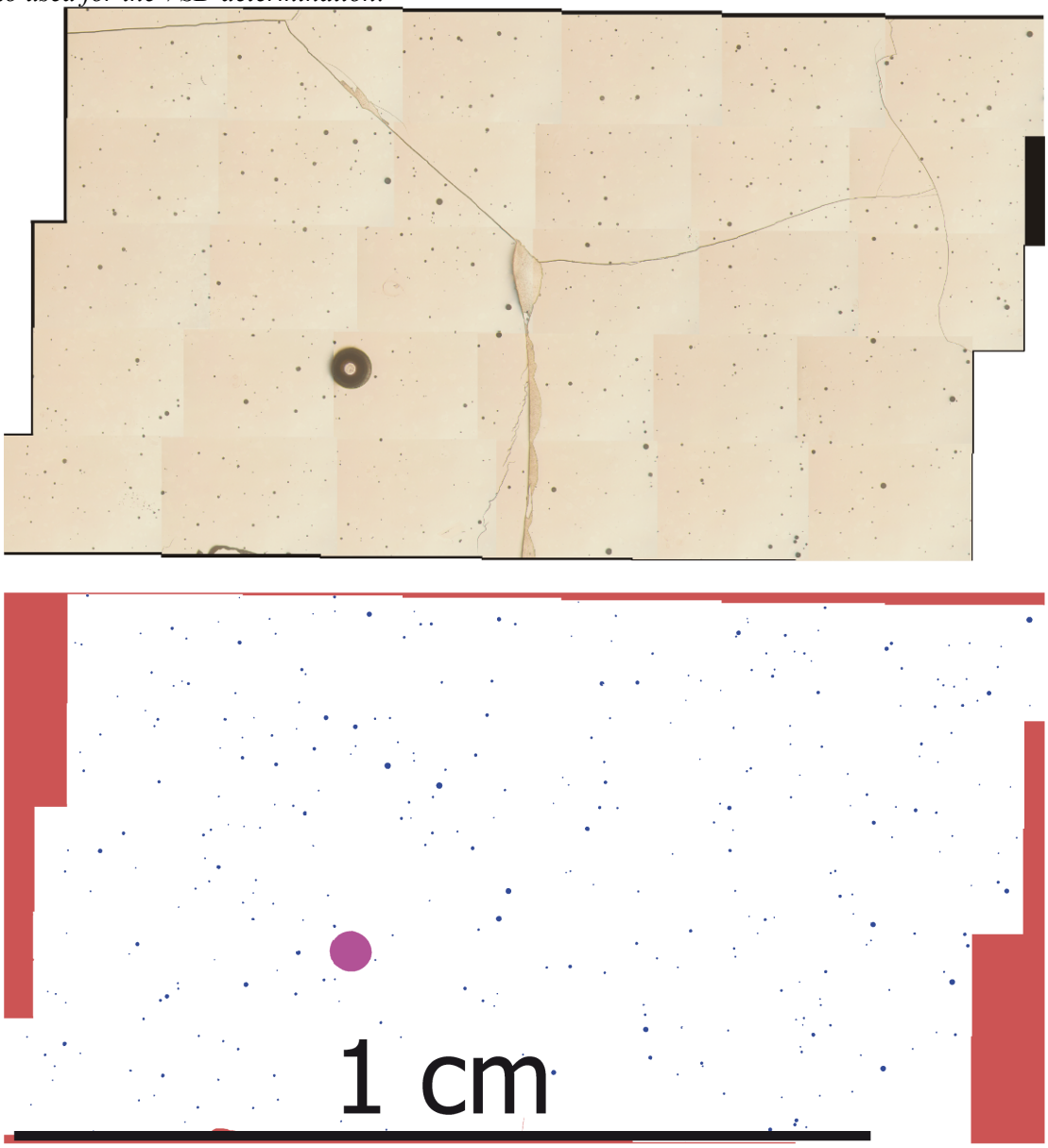
Description: aphiric glass with <1% plagioclases.

Data sources:

Major elements:	Bézos 2003

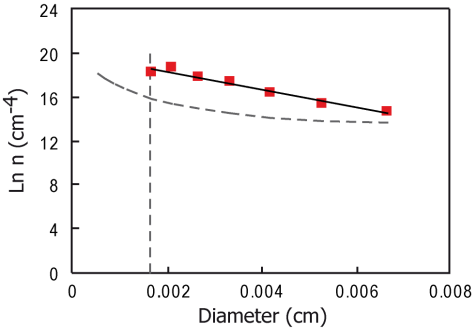
Trace elements: Bézos 2003
Isotopic ratios: -
Noble gases: -

Photo used for the VSD determination:



Comments: a big vesicle counted in vesicularity characteristics but not in the VSD

VSD graph:



Analysis characteristics:
Analyzed area: 0.71 cm²
Vesicle number: 321 (320)
Resolution: 2.0 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -774±54.D + 19.7±0.3	D_{mean}:	30 (29) µm
	r^2= 0.99	D_{max}:	485 (74) µm
VSD group:	I	D_{min}:	16 (16) µm
Vesicularity:	0.60 (0.35) %		

Searise 2 DR07

Geographical settings:

Location:	Pacific
Latitude:	-20.12°N
Longitude:	-113.71°W
Depth:	2915 m
Cruise:	SEARISE 2 (1980)

Sampling site description: sampled by dredge

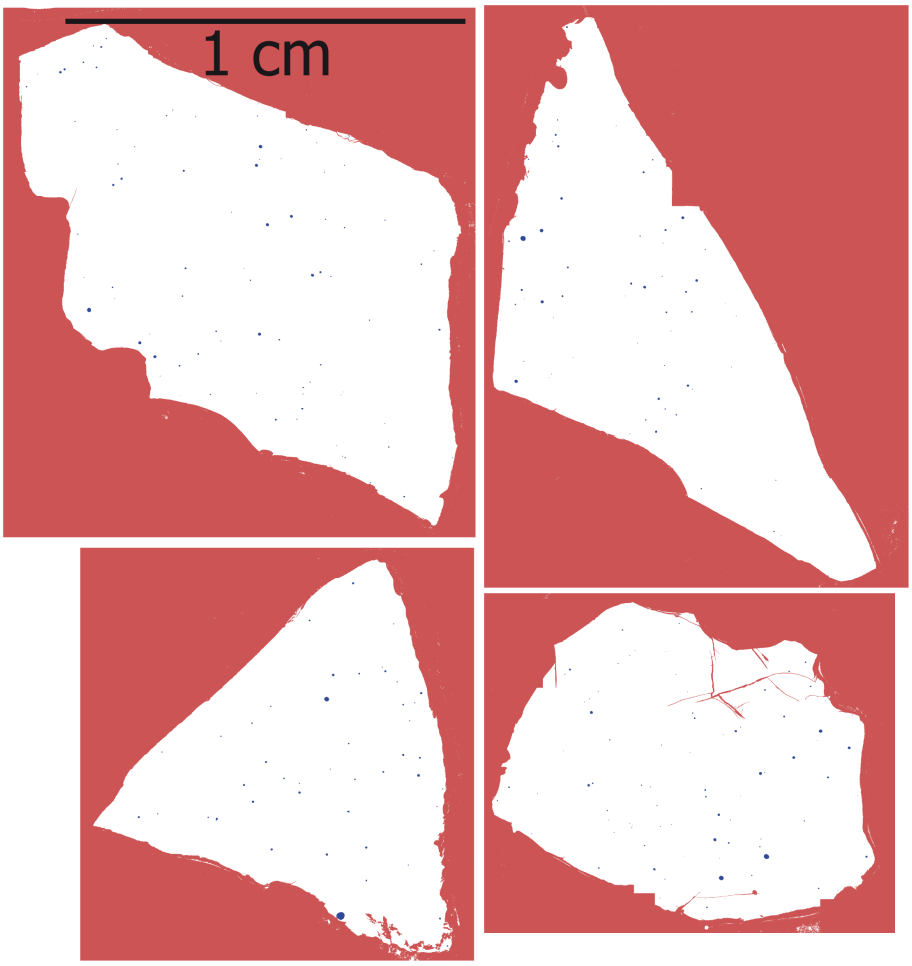
Description: aphiric glass with <1% olivines and 1-2% plagioclases.

Data sources:

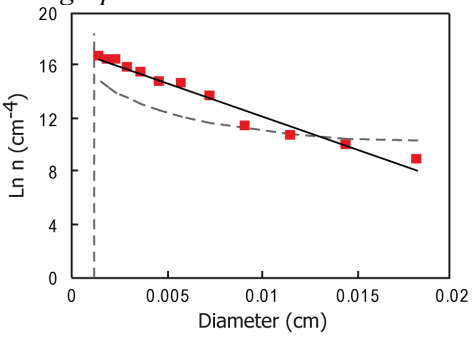
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	this study
Isotopic ratios:	Schiano *et al.* 1997, Hamelin *et al.* 1984
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	2.64 cm²
Vesicle number:	276
Resolution:	3 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -501±31.D + 17.2±0.3	D_{mean}:	38 µm
	r^2= 0.96	D_{max}:	202 µm
VSD group:	I	D_{min}:	14 µm
Vesicularity:	0.16 %		

Searise 2 DR03

Geographical settings:

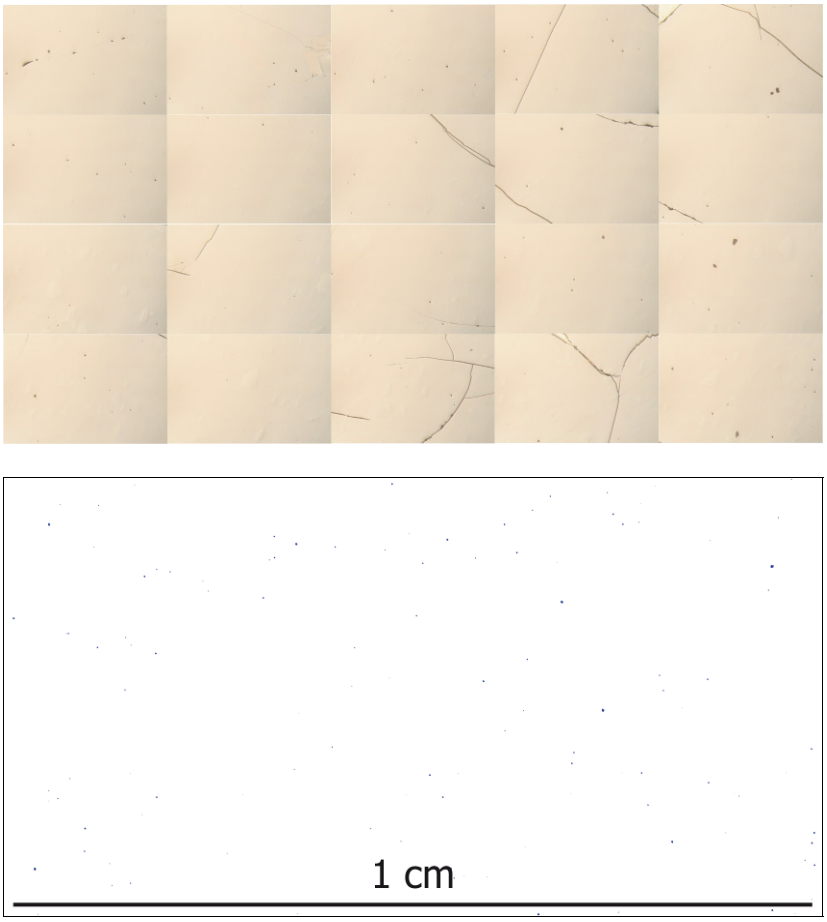
Location:	Pacific
Latitude:	-21.41°S
Longitude:	-114.28°W

Depth: 2808 m
Cruise: Searise 2 (1980)
Sampling site description: sampled by dredge

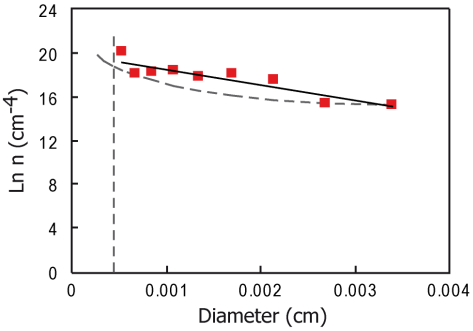
Description: aphiric glass with <1% plagioclases.

Data sources:
Major elements: Bézos 2003
Trace elements: this study
Isotopic ratios: Chauvel et Blichert-Toft 2001, Hamelin *et al.* 1984
Noble gases: Marty et Zimmermann 1999

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:
Analyzed area: 0.56 cm²
Vesicle number: 117
Resolution: 1 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -1449±232.D + 20.0±0.4		
	r^2= 0.85	D_{max}:	38 µm
VSD group:	II	D_{min}:	5 µm
Vesicularity:	0.04 %		
D_{mean}:	14 µm		

PITO 07-02

Geographical settings:

Location:	Pacific (Easter microplate East Rift, Pito Seamount)
Latitude:	-23.31
Longitude:	-111.67
Depth:	2457 m
Cruise:	PITO (1993)

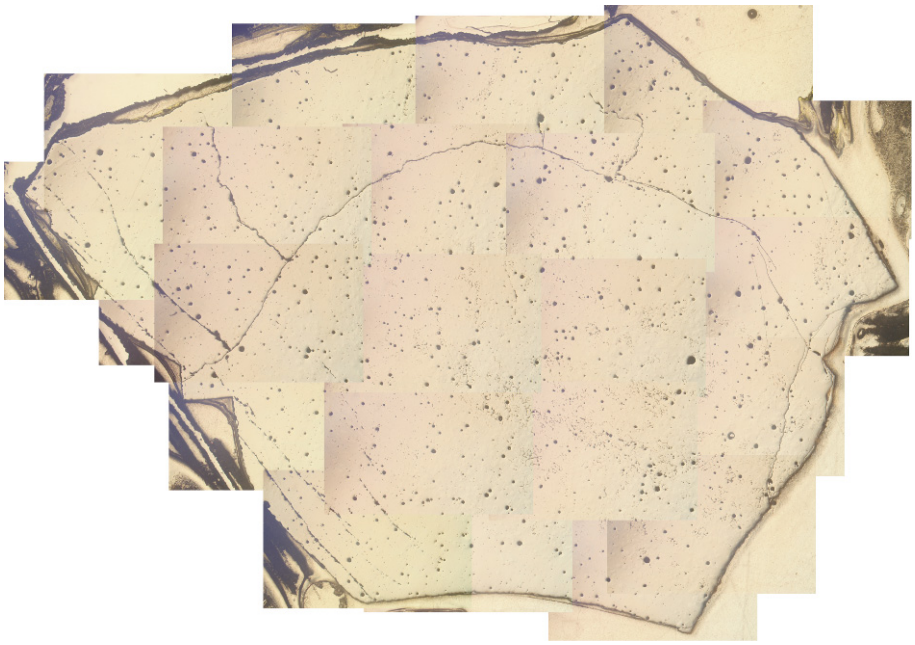
Sampling site description: sampled by submersible on-axis seamount, upper part North flank seamount, in-situ, ropey flow (Hekinian *et al.* 1996)

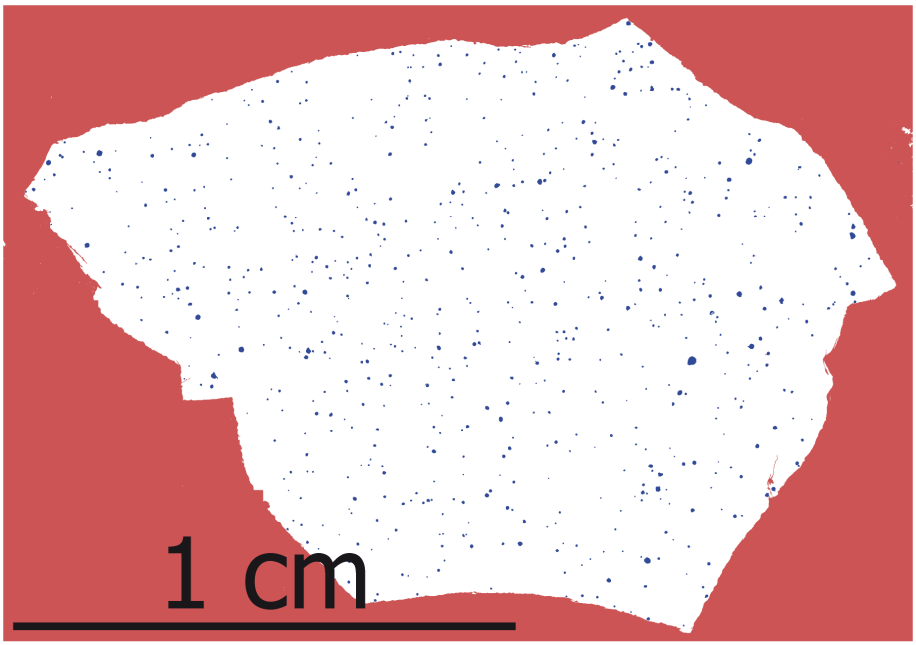
Description: on-axis seamount, aphiric glass with <1% plagioclases.

Data sources:

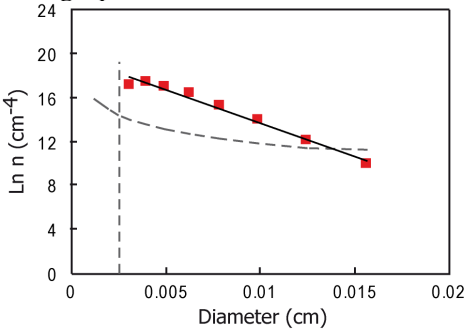
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Verati *et al.* 1999
Noble gases:	Aubaud *et al.* 2004

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.38 cm²
Vesicle number:	698
Resolution:	3.2 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -611±37.D + 19.8±0.3	D_{mean}:	50 µm
	r^2= 0.98	D_{max}:	175 µm
VSD group:	III	D_{min}:	26 µm
Vesicularity:	1.13 %		

PITO 07-03

Geographical settings:

Location:	Pacific (Easter microplate East Rift, Pito Seamount)
Latitude:	-23.31
Longitude:	-111.67
Depth:	2457 m
Cruise:	PITO (1993)

Sampling site description: sampled by submersible on-axis seamount, upper part North flank seamount, in-situ, ropey flow (Hekinian *et al.* 1996)

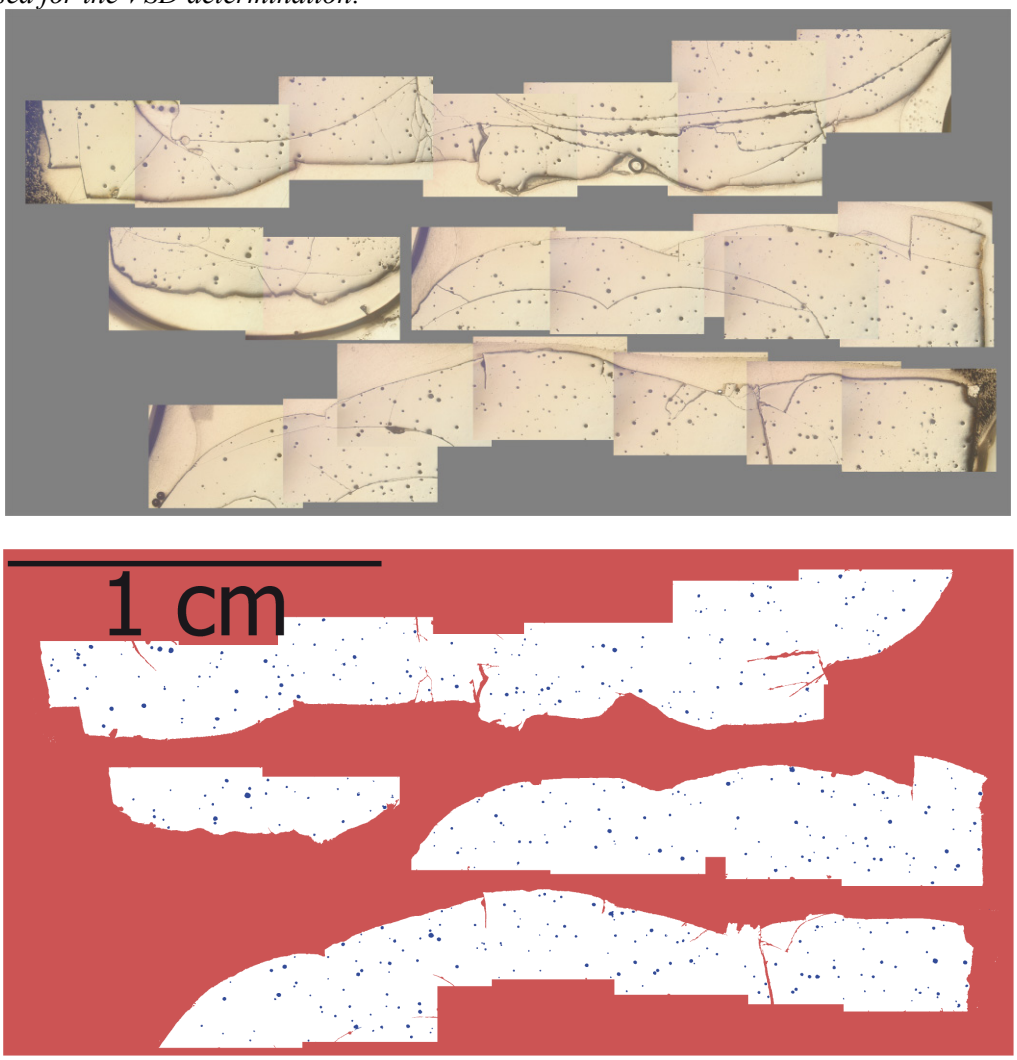
Description: glass with 10-20% plagioclase microcrystals.

Data sources:

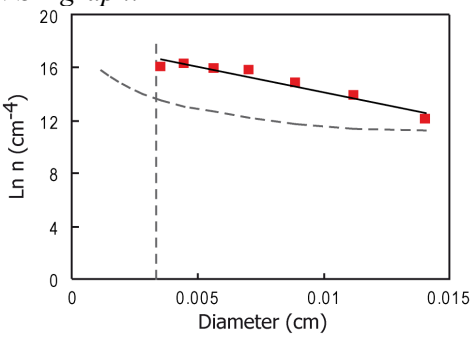
Major elements:	Bézos 2003

Trace elements: this study
Isotopic ratios: Verati *et al.* 1999
Noble gases: Aubaud *et al.* 2004

Photo used for the VSD determination:



VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	1.60 cm²
Vesicle number:	487
Resolution:	4.1 µm/px

Observed characteristics:

VSD:	Ln(n) = -382±48.D + 18.0±0.4		
	r^2= 0.93		
VSD group:	III	D_{mean}:	64 µm
Vesicularity:	1.11 %	D_{max}:	157 µm
		D_{min}:	33 µm

PC CV04

Geographical settings:

Location:	Pacific (Pacific Antarctic Rise)
Latitude:	-64.40
Longitude:	-169.40
Depth:	2340 m
Cruise:	PACANTARCTIC (1996)

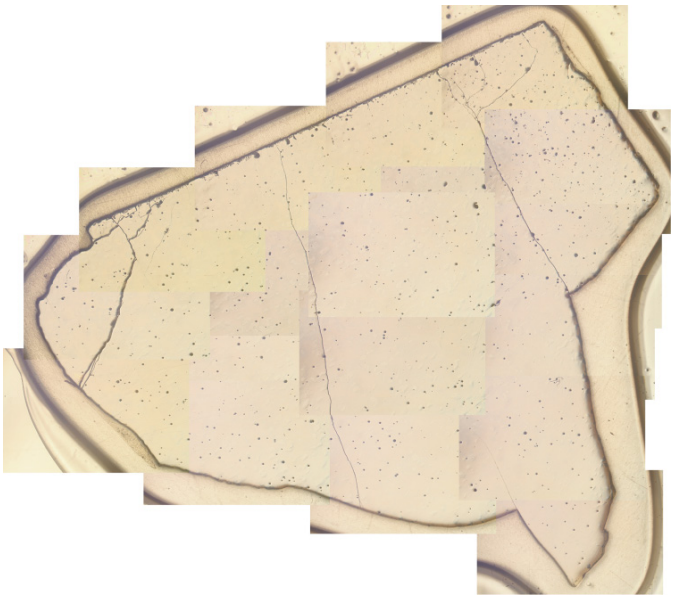
Sampling site description: rock core between Pitman and Heirtzler fracture zone.

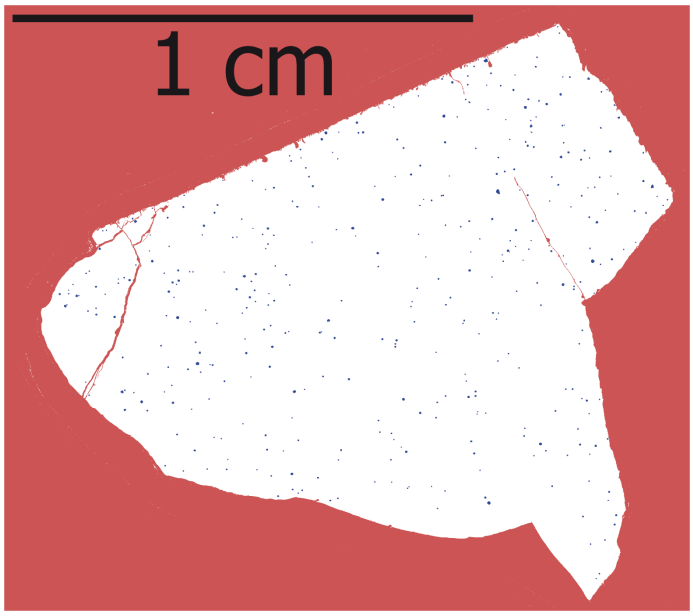
Description: glass with <1% plagioclase (microlites and microcystals), variolitic texture, lots of bubbles and crystals (dendritic or not) stuck together

Data sources:

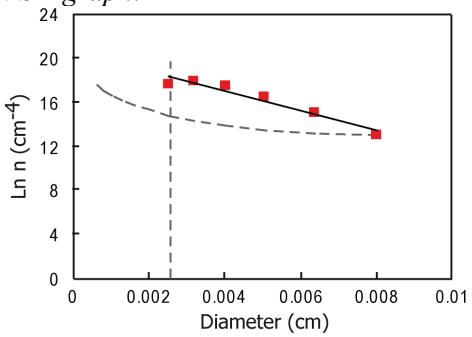
Major elements:	Bézos 2003
Trace elements:	Bézos 2003
Isotopic ratios:	Vlastelic *et al.* 2000
Noble gases:	-

Photo used for the VSD determination:





VSD graph:



Analysis characteristics:

Analyzed area:	0.99 cm²
Vesicle number:	396
Resolution:	3.2 µm/px

Observed characteristics:

VSD: Ln(n) = -891±125.D + 20.5±0.7

r^2= 0.93

VSD group: III

Vesicularity: 0.47 %

D_{mean}:	37 µm
D_{max}:	89 µm
D_{min}:	26 µm

Annexe 5

Données utilisées dans le chapitre 3

Valeurs des données calculées utilisées dans le chapitre 3 :

- Na_8 : calculée selon les équations de Bézos *et al.* (2009)
- K_2O/TiO_2
- $(La/Sm)_N$: normalisé aux chondrites (Sun et Mc Donough 1995).
- H_2O_8 : calculée calculée d'après les équations de Bézos *et al.* (2009).
- Cl/K
- Log η : viscosité calculée avec le modèle de Giordano *et al.* 2008
- C sursat. : sursaturation en carbone, calculée avec l'équation 3-2 p. 174.
- $(CO_2)_b$: teneur en CO_2 des bulles, calculée avec l'équation 3-4 p. 180.
- $(CO_2)_t$: teneur totale en CO_2 (CO_2 dissous + CO_2 bulles)
- CO_2/Nb
- $(CO_2)_t/Nb$
- $P_{sat.}$: pression de saturation du CO_2 total, calculée avec VolatilCalc (Newman et Lowenstern 2002) à partir de la teneur totale en CO_2.
- $P_{crist.}$: calculée avec la méthode YKG (Yang *et al.* 1996), d'après Michael et Cornell (1998).
- dP/dt : Taux de décompression du magma, soustraction de la P_{sat} et de la pression d'éruption, le tout divisé par le temps de résidence des magmas.

Tableau 5-A : Valeurs des données utilisées dans le chapitre 3, le détail est donné en p. 435.

Ech.	Na_8	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	$\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$	H_2O_8	Cl/K	log η Pa.s	C sursat	CO_2b ppm	CO_2t ppm	$\frac{CO_2}{Nb}$	$\frac{(CO_2)_t}{Nb}$	P_{sat} CO_2t (bar)	$P_{crist.}$ (kbar)	dP/dt
Océan Atlantique														
R.R.D97 D6	2.11	0.05	0.44	0.17	0.26	3.12	0.9	929	969	24	581	1979	2.5	1900
DV15-4	2.23	0.19	1.63	0.41	0.09	3.02	0.9	455	496	3	40	1071	1.8	818
DV19-6		0.19	1.40	0.00	0.10	3.30	1.1	859	947	10	105	1943		6999
GRA N4-1-1	2.29	0.16	1.33	0.29	0.10	2.96	1.5	887	1008	15	125	2054		7270
OT01-2	2.48	0.11	0.91	0.24	0.08	3.00	2.8	1190	1474	57	295	2888	3.0	14456
OT02-6	2.47	0.09	0.92	0.23	0.11	3.04	1.5	1131	1273	28	255	2535	2.5	8341
CH98 DR 11	2.63	0.04	0.48	0.29	0.08	2.99	0.8	716	844	76	504	1743		1013
G104#25-3	2.85	0.06	0.61	0.27	0.03	3.07	0.9	784	969	62	322	1984	3.5	3009
Ride lente DR21	2.81	0.06	0.62	0.18	0.04	3.26	1.6	308	579	154	329	1221	2.0	1655
Ride lente DR10	2.69	0.22	1.27	0.35	0.05	2.94	1.1	1454	1631	18	167	3157		3177
2πD47-1	3.03	0.18	1.13	0.33	0.05	3.05	1.0	1039	1205	18	130	2418	4.3	1025
2πD43	2.81	0.40	1.93	0.50		2.85	0.9	12244	12396	6	495	12134	3.4	9856
EW9309 25D GlSt°	3.40	0.09		0.11		3.47	1.1	882	982			2002	2.9	3642
EW9309 10D 3g	2.93	0.05	0.59	0.17		3.21	1.2	895	1115	134	680	2248	4.5	2404
EW9309 13D 1g1	2.59	0.04	0.51	0.11		3.26	1.2	214	407	207	437	869		1747
Océan Indien														
CIR														
MD57 D'10-1	2.87	0.17	1.06	0.32	0.06	3.14	0.9	952	1062	15	142	2163	0.8	4925
RTJ														
JC 030 703 D1 (1)	3.06	0.10	0.76	0.21	0.09	3.25	1.3	458	671	81	256	1405		2371
SEIR -St Paul Ams														
PLU DR06-1-2g		0.65	2.38	0.78	0.20	3.23							-0.1	
SWIR														
ED RC01	3.71	0.16	1.10	0.37	0.04	3.04	0.8	320	499	33	93	1058	4.9	2667
ED DR08-type2	3.77	0.17	1.25	0.36	0.03	2.96	1.1	673	891	47	192	1839	5.9	2792
ED DR12-2	3.53	0.14	0.92	0.32	0.07	2.81	0.8	260	446	43	103	957	8.6	
ED DR22-1-1	3.34	0.11	0.67	0.20	0.04	2.79	1.4	38	336	162	182	723		3001
ED DR29-1-2	4.10	0.23	1.15	0.29	0.03	2.99	0.9	945	1097	37	269	2218		3015
ED DR34-1-3	3.65	0.12	0.72	0.23	0.03	3.01	1.5	826	1127	95	355	2271		2409
ED DR53-2-3	3.26	0.06	0.54	0.23	0.05	2.88	0.9	470	605	112	500	1274		5028
ED DR65-1-1	3.23	0.08	0.70	0.29	0.03	3.07	1.1	573	769	62	243	1604	5.0	2198
ED DR66-2-6	3.12	0.09	0.66	0.18	0.04	2.74	1.3	627	849	121	465	1750		2470
ED DR68-tube	3.54	0.13	1.08	0.35	0.04	2.87	0.9	57	225	33	44	503	4.2	497
ED DR76-3-1	2.26	0.02	0.37	0.26	0.25	2.99	1.7	160	344	210	394	743	4.4	3539
SWF DR29-2-1g	2.73	0.22	0.93	0.47	0.04	2.88	0.9	1646	1768	17	245	3397	3.5	2363
SWF DR28-1-1g		0.30	1.33	0.61		2.96	0.6	905	978	5	60	2072	-0.1	1748
SWF DR17-1-3g	2.79	0.12	1.31	0.37	0.13	2.69	0.7	916	990	8	110	2024		3073
SWF DR14-3-1g	2.68	0.26	1.27	0.28	0.02	3.15	1.6	373	569	23	67	1206	3.0	1998
SWF DR10-2-2agb	2.66	0.23	1.02	0.20		2.98	1.2	890	1055	40	253	2138		1965
SWF DR06-1-1g	2.95	0.21	1.40	0.43	0.08	2.91	1.3	1144	1283	11	103	2571	1.0	2694
SWF DR05-1-2g	2.79	0.33	1.74	0.53		2.82	0.6	1801	1837	2	97	3516	1.8	2097
SWF DR05-GlSt°	2.80	0.29	1.78	0.51	0.05	2.91	0.5	3241	3272	2	167	5613	1.6	2772

Ech.	Na_8	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	$\left(\frac{La}{Sm}\right)_N$	H_2O_8	Cl/K	log η Pa.s	C sursat	CO_2b ppm	CO_2t ppm	$\frac{CO_2}{Nb}$	$\frac{(CO_2)_t}{Nb}$	P_{sat} CO_2t (bar)	$P_{crist.}$ (kbar)	dP/dt
Océan Indien (suite)														
SWF RC01g #1	2.70	0.17	0.96	0.48	0.04	2.49	0.8	1139	1215	19	297	2441		5082
SWF DR01-1-1g	2.81	0.07	0.62	0.32	0.11	2.92	1.0	602	768	58	269	1607	1.4	2291
Océan Pacifique														
Searise 1 DR04	2.60	0.06	0.66	0.27	0.15	2.66	1.7	102	326	56	82	707	3.0	7733
NZ 19-07	2.43	0.05	0.48	0.18	0.08	3.07	1.9	134	496	198	272	1052		3720
GN12-11	2.42	0.04	0.45	0.15	0.17	3.27	1.7	61	339	245	299	729	2.5	1844
GN02-04	2.44	0.04	0.43	0.16	0.32	3.15	1.8	16	295	305	322	636		4106
GN02-07	2.50	0.04	0.40	0.18	0.54	3.14	1.9	57	330	314	380	710		23265
GN02-08	2.39	0.03	0.40	0.15	0.44	3.25	1.5	155	381	262	442	816	1.7	13208
ND 20-02	2.68	0.07	0.66	0.19	0.18	3.21	2.3	35	305	92	104	659	2.1	11125
ND 07-04	2.91	0.05	0.60	0.22	0.08	3.10	1.2	303	450	71	217	961	2.4	8062
Searise 2 DR07	2.52	0.05	0.57	0.23	0.67	3.25	1.6	88	298	51	73	654	0.8	2728
Searise 2 DR03	2.73	0.04	0.49	0.18	0.41	3.29	2.0	21	285	146	158	617	1.8	7322
PC CV04	2.69	0.04	0.50	0.12	0.12	3.15	2.4	212	465	208	383	988		10073

Bibliographie

Allègre, C. J., Hamelin, B., Provost, A. and Dupré, B. (1987), Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**(4), 319-337.

Amante, C. and Eakins, B. W. (2009), ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis, *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*, 19 pp.

Aubaud, C., Pineau, F., Hekinian, R. and Javoy, M. (2005), Degassing of CO_2 and H_2O in submarine lavas from the Society hotspot, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **235**(3-4), 511-527.

Aubaud, C., Pineau, F., Jambon, A. and Javoy, M. (2004), Kinetic disequilibrium of C, He, Ar and carbon isotopes during degassing of mid-ocean ridge basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**(2), 391-406.

Bartolomew, R. F., Butler, B. L., Hoover, H. L. and Wu, C. K. (1980), Infrared spectra of a water-containing glass, *Journal of the American Ceramic Society*, **63**, 481-485.

Berner, R. A. (1991), A model for atmospheric CO_2 over Phanerozoic time, *Am. J. Sci.*, **291**(4), 339-376.

Berner, R. A. (1994), GEOCARB II; a revised model of atmospheric CO_2 over Phanerozoic time, *Am. J. Sci.*, **294**(1), 56-91.

Berner, R. A. and Kothavala, Z. (2001), Geocarb III: a revised model of atmospheric CO_2 over Phanerozoic Time, *Am. J. Sci.*, **301**(2), 182-204.

Bézos, A. (2003), Etude des éléments lithophiles et fortement sidérophiles (Pd, Pt, Ru et Ir) dans les basaltes des dorsales océaniques*, Ph.D. thesis*, Univ. Paris 7 Denis Diderot, Paris, 318 p.

Bézos, A., Escrig, S., Langmuir, C. H., Michael, P. J. and Asimow, P. D. (2009), Origins of chemical diversity of back-arc basin basalts: A segment-scale study of the Eastern Lau Spreading Center, *J. Geophys. Res.*, **114**, B06212, doi:10.1029/2008JB005924.

Bézos, A. and Humler, E. (2005), The $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ ratios of MORB glasses and their implications for mantle melting, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 711-725.

Bézos, A., Lorand, J. P., Humler, E. and Gros, M. (2005), Platinum-group element systematics in Mid-Oceanic Ridge basaltic glasses from the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **69**(10), 2613-2627.

Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1027, 10.1029/2001GC000252.

Blower, J. D., Keating, J. P., Mader, H. M. and Phillips, J. C. (2002), The evolution of bubble size distributions in volcanic eruptions, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **120**(1-2), 1-23.

Bottinga, Y. and Javoy, M. (1989), MORB degassing: evolution of CO_2, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **95**(3-4), 215-225.

Bottinga, Y. and Javoy, M. (1990a), Mid-ocean ridge basalt degassing: bubble nucleation, *J. Geophys. Res.*, **95**(B4), 5125-5131.

Bottinga, Y. and Javoy, M. (1990b), MORB degassing: bubble growth and ascent, *Chem. geol.*, **81**(4), 255-270.

Bottinga, Y. and Javoy, M. (1991), The degassing of Hawaiian tholeiite, *Bulletin of Volcanology*, **53**(2), 73-85.

Brey, G. P. and Green, D. H. (1975), The role of CO_2 in the genesis of olivine melilitite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**, 93-103.

Brooker, R. A., Kohn, S. C., Holloway, J. R. and McMillan, P. F. (2001), Structural controls on the solubility of CO_2 in silicate melts: Part II: IR characteristics of carbonate groups in silicate glasses, *Chem. geol.*, **174**(1-3), 241-254.

Bryan, W. B., Thompson, G. and Ludden, J. N. (1981), Compositional variation in normal MORB from 22°–25°N: Mid-Atlantic Ridge and Kane Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, **86**(B12), 11,815–11,836.

Burnard, P. (1999a), The bubble-by-bubble volatile evolution of two mid-ocean ridge basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **174**(1-2), 199-211.

Burnard, P. (1999b), Eruption dynamics of "popping rock" from vesicle morphologies, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **92**(3-4), 247-258.

Burnard, P. (2001), Correction for volatile fractionation in ascending magmas: noble gas abundances in primary mantle melts, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **65**(15), 2605-2614.

Burnard, P. (2004), Diffusive fractionation of noble gases and helium isotopes during mantle melting, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **220**(3-4), 287-295.

Burnard, P., Graham, D. and Farley, K. (2004), Fractionation of noble gases (He, Ar) during MORB mantle melting: a case study on the Southeast Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**(3-4), 457-472.

Burnard, P., Graham, D. and Turner, G. (1997), Vesicle-Specific Noble Gas Analyses of "Popping Rock": Implications for Primordial Noble Gases in Earth, *Science*, **276**(5312), 568-571.

Burnard, P., Harrison, D., Turner, G. and Nesbitt, R. (2003), Degassing and contamination of noble gases in Mid-Atlantic Ridge basalts, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1002, doi:10.1029/2002GC000326.

Burnard, P. G., Graham, D. W. and Farley, K. A. (2002), Mechanisms of magmatic gas loss along the Southeast Indian Ridge and the Amsterdam -St. Paul Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**(1), 131-148.

Caldeira, K. and Rampino, M. R. (1991), The mid-cretaceous super plume, carbon dioxide, and global warning, *Geophys. Res. Lett.*, **18**(6), 987-990.

Canil, D. and Scarfe, C. M. (1990), Phase Relations in Peridotite + CO_2 Systems to 12 GPa: Implications for the Origin of Kimberlite and Carbonate Stability in the Earth's Upper Mantle, *J. Geophys. Res.*, **95**(B10), 15805-15816.

Cannat, M., Rommevaux-Jestin, C., Sauter, D., Deplus, C. and Mendel, V. (1999), Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49° to 69°E), *J. Geophys. Res.*, **104**(B10), 22,825-22,843.

Cannat, M., Sauter, D., Bezos, A., Meyzen, C. M., Humler, E. and Le Rigoleur, M. (2008), Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q04002, doi:10.1029/2007GC001676.

Carroll, M. R. and Draper, D. S. (1994), Noble gases as trace elements in magmatic processes, *Chem. geol.*, **117**(1-4), 37-56.

Cartigny, P., Jendrzejewski, N., Pineau, F., Petit, E. and Javoy, M. (2001), Volatile (C, N, Ar) variability in MORB and the respective roles of mantle source heterogeneity and degassing: the case of the Southwest Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **194**(1-2), 241-257.

Cartigny, P., Pineau, F., Aubaud, C. and Javoy, M. (2008), Towards a consistent mantle carbon flux estimate: Insights from volatile systematics (H_2O/Ce, δD, CO_2/Nb) in the North Atlantic mantle (14°N and 34°N), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **265**(3-4), 672-685.

Cashman, K. V. and Ferry, J. M. (1988), Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization, *Contrib. Min. Petrol.*, **99**(4), 401-415.

Cashman, K. V. and Marsh, B. D. (1988), Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake, *Contrib. Min. Petrol.*, **99**(3), 292-305.

Chauvel, C. and Blichert-Toft, J. (2001), A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **190**(3-4), 137-151.

Chu, D. and Gordon, R. G. (1998), Current plate motions across the Red Sea, *Geophys. J. Int.*, **135**(2), 313-328.

Cluzel, N., Laporte, D., Provost, A. and Kannewischer, I. (2008), Kinetics of heterogeneous bubble nucleation in rhyolitic melts: implications for the number density of bubbles in volcanic conduits and for pumice textures, *Contrib. Min. Petrol.*, **156**(6), 745-763.

Cogné, J.-P. and Humler, E. (2004), Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180 My, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**(3-4), 427-439.

Cogné, J.-P. and Humler, E. (2006), Trends and rhythms in global seafloor generation rate, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q03011, doi:10.1029/2005GC001148.

Corliss, J. B., Dymond, J., Gordon, L. I., Edmond, J. M., von Herzen, R. P., Ballard, R. D., Green, K., Williams, D., Bainbridge, A., Crane, K. and van Andel, T. H. (1979), Submarine Thermal Sprirngs on the Galapagos Rift, *Science*, **203**(4385), 1073-1083.

Craig, H., Clarke, W. B. and Beg, M. A. (1975), Excess ^{3}He in deep water on the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 125-132.

Crisp, J. A. (1984), Rates of magma emplacement and volcanic output, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **20**(3-4), 177-211.

Danyushevsky, L. V., Eggins, S. M., Falloon, T. J. and Christie, D. M. (2000), H_2O Abundance in Depleted to Moderately Enriched Mid-ocean Ridge Magmas; Part I: Incompatible Behaviour, Implications for Mantle Storage, and Origin of Regional Variations, *J. Petrology*, **41**(8), 1329-1364.

Danyushevsky, L. V., Sobolev, A. V. and Dmitriev, L. V. (1996), Estimation of the pressure of cristallisation and H_2O content of MORB glasses: calibration of an empirical technique, *Mineral. Petrol.*, **57**(185-204).

Debaille, V., Blichert-Toft, J., Agranier, A., Doucelance, R., Schiano, P. and Albarede, F. (2006), Geochemical component relationships in MORB from the Mid-Atlantic Ridge, 22-35°N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**(3-4), 844-862.

DeMets, C., Gordon, R., G. and Vogt, P. (1994a), Location of the Africa-Australia-India Triple Junction and Motion Between the Australian and Indian Plates: Results From an Aeromagnetic Investigation of the Central Indian and Carlsberg Ridges, *Geophys. J. Int.*, **119**(3), 893-930.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S. (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**(2), 425-478.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S. (1994b), Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**(20), 2191-2194.

Des Marais, D. J. and Moore, J. G. (1984), Carbon and its isotopes in mid-oceanic basaltic glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**(1), 43-57.

Detrick, R. S. (1987), Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, *Nature*, **326**, 35-41.

Dixon, J. E. (1997), Degassing of alkalic basalts, *Am. Mineral.*, **82**(3-4), 368-378.

Dixon, J. E. and Clague, D. A. (2001), Volatiles in Basaltic Glasses from Loihi Seamount, Hawaii: Evidence for a Relatively Dry Plume Component, *J. Petrology*, **42**(3), 627-654.

Dixon, J. E., Leist, L., Langmuir, C. and Schilling, J.-G. (2002), Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt, *Nature*, **420**(6914), 385-389.

Dixon, J. E., Stolper, E. and Delaney, J. R. (1988), Infrared spectroscopic measurements of CO_2 and H_2O in Juan de Fuca Ridge basaltic glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**(1), 87-104.

Dixon, J. E. and Stolper, E. M. (1995), An Experimental Study of Water and Carbon Dioxide Solubilities in Mid-Ocean Ridge Basaltic Liquids. Part II: Applications to Degassing, *J. Petrology*, **36**(6), 1633-1646.

Dixon, J. E., Stolper, E. M. and Holloway, J. R. (1995), An Experimental Study of Water and Carbon Dioxide Solubilities in Mid-Ocean Ridge Basaltic Liquids. Part I: Calibration and Solubility Models, *J. Petrology*, **36**(6), 1607-1631.

Donnelly, K. E., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H. and Spiegelman, M. (2004), Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **226**(3-4), 347-366.

Dosso, L., Bougault, H. and Joron, J.-L. (1993), Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°-24°N: Trace element-isotope complementarity, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 443-462.

Dosso, L., Bougault, H., Langmuir, C., Bollinger, C., Bonnier, O. and Etoubleau, J. (1999), The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31-41°N), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**(3), 269-286.

Duan, Z., Møller, N. and Weare, J. H. (1995), A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **60**(7), 1209-1216.

Dupré, B. and Allègre, C. J. (1983), Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature*, **303**(5913), 142-146.

Elderfield, H. and Schultz, A. (1996), Mid-Ocean Ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 191-224.

Farley, K. A., Maier-Reimer, E., Schlosser, P. and Broecker, W. S. (1995), Constraints on mantle ^{3}He fluxes and deep-sea circulation from an oceanic general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **100**(B3), 3829-3839.

Fine, G. and Stolper, E. (1985), The speciation of carbon dioxide in sodium aluminosilicate glasses, *Contrib. Min. Petrol.*, **91**(2), 105-121.

Fine, G. and Stolper, E. (1986), Dissolved carbon dioxide in basaltic glasses: concentrations and speciation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**(3-4), 263-278.

Frakes, L. A., Francis, J. E. and Syktus, J. I. (1992), Climate modes of the Phanerozoïc*, Cambridge, Cambridge University Press*, 274 p.

François, L. M. and Goddéris, Y. (1998), Isotopic constraints on the Cenozoic evolution of the carbon cycle, *Chem. geol.*, **145**(3-4), 177-212.

Gaillard, F., Malki, M., Iacono-Marziano, G., Pichavant, M. and Scaillet, B. (2008), Carbonatite Melts and Electrical Conductivity in the Asthenosphere, *Science*, **322**(5906), 1363-1365.

Gaonac'h, H., Lovejoy, S., Stix, J. and Scherzter, D. (1996), A scaling growth model for bubbles in basaltic lava flows, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **139**(3-4), 395-409.

Gautheron, C. (2002), Le manteau lithosphérique sous-contienantal contraint par la systématique des gaz rares: apport à la géodynamique chimique des réservoirs terrestres*, Ph.D. thesis*, Université Paris 7 Denis Diderot, Paris, 253 p.

Gerlach, T. M. (1989), Degassing of carbon dioxide from basaltic magma at spreading centers: II. mid-oceanic ridge basalts, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **39**(2-3), 221-232.

Gerlach, T. M. (1991a), Comment on "Mid-ocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests" by P. Sarda and D. Graham, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**(4), 566-567.

Gerlach, T. M. (1991b), Present-day CO_2 emissions from volcanoes, *EOS Trans. AGU*, **72**(23), 249-255.

Giordano, D., Russell, J. K. and Dingwell, D. B. (2008), Viscosity of magmatic liquids: A model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **271**(1-4), 123-134.

Gordon, R. G. and DeMets, C. (1989), Present-day motion along the Owen fracture zone and Dalrymple trough in the Arabian sea, *J. Geophys. Res.*, **94**(B5), 5560-5570.

Graham, D. and Sarda, P. (1991), Reply to comment by T.M. Gerlach on "Mid-ocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests", *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**(4), 568-573.

Graham, D. W. (2002), Noble Gas Isotope Geochemistry of Mid-Ocean Ridge and Ocean Island Basalts: Characterization of Mantle Source Reservoirs, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47**(1), 247-317.

Guillot, B. and Sarda, P. (2006), The effect of compression on noble gas solubility in silicate melts and consequences for degassing at mid-ocean ridges, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **70**(5), 1215-1230.

Hamelin, B. and Allègre, C. J. (1985), Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the South-West Indian Ridge, *Nature*, **315**(6016), 196-199.

Hamelin, B., Dupré, B. and Allègre, C. J. (1984), Lead-strontium isotopic variations along the East Pacific Rise and the Mid-Atlantic Ridge: a comparative study, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**(3), 340-350.

Hamelin, B., Dupré, B. and Allègre, C. J. (1986), Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**(3-4), 288-298.

Hart, S. R. (1984), A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, *Nature*, **309**(5971), 753-757.

Hauri, E. H., Gronvold, K., Oskarsson, N., McKenzie, D. and Shimizu, N. (2002), Volatiles in the Icelandic mantle: constraints from primitive melt inclusions, *EOS Trans. AGU*, **83**(47), Fall Meet. Suppl., Abstract V21C-08.

Hayes, J. M. and Waldbauer, J. R. (2006), The carbon cycle and associated redox processes through time, *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **361**(1470), 931-950.

Hekinian, R., Bideau, D., Cannat, M., Francheteau, J. and Hébert, R. (1992), Volcanic activity and crust-mantle exposure in the ultrafast Garrett transform fault near 13°28'S in the Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **108**(4), 259-275.

Hekinian, R., Francheteau, J., Armijo, R., Cogné, J. P., Constantin, M., Girardeau, J., Hey, R., Naar, D. F. and Searle, R. (1996), Petrology of the Easter microplate region in the South Pacific, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **72**(3-4), 259-289.

Hekinian, R., Pineau, F., Shilobreeva, S., Bideau, D., Gracia, E. and Javoy, M. (2000), Deep sea explosive activity on the Mid-Atlantic Ridge near 34°50'N: Magma composition, vesicularity and volatile content, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **98**(1-4), 49-77.

Higgins, M. D. (2000), Measurement of crystal size distributions, *Am. Mineral.*, **85**, 1105-1116.

Higgins, M. D. and Roberge, J. (2007), Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **161**(3), 247-260.

Hirschmann, M. M. and Dasgupta, R. (2009), The H/C ratios of Earth's near-surface and deep reservoirs, and consequences for deep Earth volatile cycles, *Chem. geol.*, **262**(1-2), 4-16.

Hofmann, A. W. (1988), Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**(3), 297-314.

Holloway, J. R. (1998), Graphite-melt equilibria during mantle melting: constraints on CO_2 in MORB magmas and the carbon content of the mantle, *Chem. geol.*, **147**(1-2), 89-97.

Honda, M. and Patterson, D. B. (1999), Systematic elemental fractionation of mantle-derived helium, neon, and argon in mid-oceanic ridge glasses, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **63**(18), 2863-2874.

Humler, E., Langmuir, C. and Daux, V. (1999), Depth versus age: new perspectives from the chemical compositions of ancient crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**(1-2), 7-23.

Hurwitz, S. and Navon, O. (1994), Bubble nucleation in rhyolitic melts: Experiments at high pressure, temperature, and water content, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**(3-4), 267-280.

Ihinger, P. D., Hervig, R. L. and McMillan, P. F. (1994), Analytical methods for volatiles in glasses, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **30**(1), 67-121.

Jambon, A., Déruelle, B., Dreibus, G. and Pineau, F. (1995), Chlorine and bromine abundance in MORB: the contrasting behaviour of the Mid-Atlantic Ridge and East Pacific Rise and implications for chlorine geodynamic cycle, *Chem. geol.*, **126**(2), 101-117.

Jambon, A., Weber, H. and Braun, O. (1986), Solubility of He, Ne, Ar, Kr and Xe in a basalt melt in the range 1250-1600°C. Geochemical implications, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **50**(3), 401-408.

Javoy, M. and Pineau, F. (1991), The volatiles record of a "popping" rock from the Mid-Atlantic Ridge at 14°N: chemical and isotopic composition of gas trapped in the vesicles, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**(3-4), 598-611.

Javoy, M., Pineau, F. and Allegre, C. J. (1982), Carbon geodynamic cycle, *Nature*, **300**(5888), 171-173.

Jean-Baptiste, P. (1992). Helium-3 distribution in the deep world ocean. *In Isotopes of Noble Gases as Tracers in Environmental Studies,* Rozanski, K. (ed.). *Vienna, International Atomic Energy Agency*, p. 219-240.

Jean-Baptiste, P. and Fourré, E. (2004), Arctic Ocean (communication arising): Hydrothermal activity on Gakkel Ridge, *Nature*, **428**(6978), 36-36.

Jendrzejewski, N., Javoy, M. and Trull, T. W. (1996), Mesures quantitatives de carbone et d'eau dans les verres basaltiques naturels par Spectroscopie Infrarouge. Partie II : l'eau = Quantitative measurements of water and carbon concentrations in natural basaltic glasses by Infrared Spectroscopy. Part II : water, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, **322**(9), 735-742.

Jendrzejewski, N., Trull, T. W., Pineau, F. and Javoy, M. (1997), Carbon solubility in Mid-Ocean Ridge basaltic melt at low pressures (250-1950 bar), *Chem. geol.*, **138**(1-2), 81-92.

Johnson, E. R., Wallace, P. J., Cashman, K. V., Granados, H. D. and Kent, A. J. R. (2008), Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **269**(3-4), 478-487.

Keller, W. D. and Pickett, E. E. (1954), Hydroxyl and water in perlites from Superior, Arizona., *Am. J. Sci.*, **252**, 87-98.

Kelley, D. S. and Delaney, J. R. (1987), Two-phase separation and fracturing in mid-ocean ridge gabbros at temperatures greater than 700°C., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**(53-66).

Kent, A. J. R., Norman, M. D., Hutcheon, I. D. and Stolper, E. M. (1999), Assimilation of seawater-derived components in an oceanic volcano: evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi seamount, Hawaii, *Chem. geol.*, **156**(1-4), 299-319.

Kent, A. J. R., Peate, D. W., Newman, S., Stolper, E. M. and Pearce, J. A. (2002), Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**(2), 361-377.

King, P. L., McMillan, P. F. and Moore, G. M. (2004), Infrared spectroscopy of silicate glasses with application to natural systems, *In "Molecules to Planets: Infrared Spectroscopy in Geochemistry, Exploration Geochemistry and Remote Sensing", Mineral Assoc Canada,, Ontario, Canada, ed. PL King. MS Ramsey, GA Swayze*, **33**, 93-133.

Kingsley, R. H. and Schilling, J.-G. (1995), Carbon in Mid-Atlantic Ridge basalt glasses from 28°N to 63°N: Evidence for a carbon-enriched Azores mantle plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **129**(1-4), 31-53.

Kirkpatrick, R. J., Robinson, G. R. and Hays, J. F. (1976), Kinetics of Crystal Growth From Silicate Melts: Anorthite and Diopside, *J. Geophys. Res.*, **81**(32), 5715-5720.

Klein, E. M. and Langmuir, C. H. (1987), Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, **92**(B8), 8089-8115.

Klug, C. and Cashman, K. V. (1994), Vesiculation of May 18, 1980, Mount St. Helens magma, *Geology*, **22**(5), 468-472.

Kominz, M. A. (1984). Oceanic ridge volumes and sea-level change - An error analysis. *In Intergional Unconfomrmities and Hydrocarbon Accumulation,* Schlee, J. S. (ed.)*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, **36**, p. 108-127.

Kurz, M. D. and Jenkins, W. J. (1981), The distribution of helium in oceanic basalt glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**(1), 41-54.

Kurz, M. D., Moreira, M., Curtice, J., Lott Iii, D. E., Mahoney, J. J. and Sinton, J. M. (2005), Correlated helium, neon, and melt production on the super-fast spreading East Pacific Rise near 17°S, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **232**(1-2), 125-142.

Langmuir, C. H., Klein, E. M. and Plank, T. (1992), Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: Constraints on Melt Generation Beneath Ocean Ridges, *AGU Monograph*, **71**, 183-280.

Larson, R. L. (1991), Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume, *Geology*, **19**(6), 547-550.

Launeau, P. (2004), Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'images 2-D des distributions 3-D d'Orientations Préférentielles de Formes, *Bull. geol. Soc. Fr.*, **175**, 331-350.

Launeau, P. and Cruden, A. R. (1998), Magmatic fabric mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study, *J. geophys. Res.*, **103**(B3), 5067-5089.

Launeau, P. and Robin, P. Y. F. (1996), Fabric analysis using the intercept method, *Tectonophysics*, **267**(1-4), 91-119.

le Roux, P. (2000), The geochemistry of selected mid-ocean ridge basallts from the southern id-Atlantic ridge (40-55°S)*, PhD*, Universiy of Cape Town, p.

le Roux, P., le Roex, A. and Schilling, J. G. (2002), Crystallization processes beneath the southern Mid-Atlantic Ridge (40-55°S), evidence for high-pressure initiation of crystallization, *Contrib. Min. Petrol.*, **142**(5), 582-602.

le Roux, P. J., Shirey, S. B., Hauri, E. H., Perfit, M. R. and Bender, J. F. (2006), The effects of variable sources, processes and contaminants on the composition of northern EPR MORB (8-10°N and 12-14°N): Evidence from volatiles (H_2O, CO_2, S) and halogens (F, Cl), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **251**(3-4), 209-231.

Mangan, M. and Sisson, T. (2000), Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **183**(3-4), 441-455.

Mangan, M. T. and Cashman, K. V. (1996), The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **73**(1-2), 1-18.

Mangan, M. T., Cashman, K. V. and Newman, S. (1993), Vesiculation of basaltic magma during eruption, *Geology*, **21**(2), 157-160.

Mangan, M. T., Sisson, T. W. and Hankins, W. B. (2004), Decompression experiments identify kinetic controls on explosive silicic eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, **31**.

Marsh, B. D. (1988), Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization, *Contrib. Min. Petrol.*, **99**(3), 277-291.

Marsh, B. D. (1998), On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems, *journal of Petrology*, **39**, 553-599.

Marsh, B. D. (2007), Crystallization of Silicate Magmas Deciphered Using Crystal Size Distributions, *Journal of the American Ceramic Society*, **90**(3), 746-757, doi:10.1111/j.1551-2916.2006.01473.x.

Marty, B. (1995), Nitrogen content of the mantle inferred from N_2-Ar correlation in oceanic basalts, *Nature*, **377**(6547), 326-329.

Marty, B. and Jambon, A. (1987), $C/^3He$ in volatile fluxes from the solid Earth: implications for carbon geodynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**(1-4), 16-26.

Marty, B. and Ozima, M. (1986), Noble gas distribution in oceanic basalt glasses, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **50**(6), 1093-1097.

Marty, B. and Tolstikhin, I. N. (1998), CO_2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes, *Chem. geol.*, **145**(3-4), 233-248.

Marty, B. and Zimmermann, L. (1999), Volatiles (He, C, N, Ar) in mid-ocean ridge basalts: assesment of shallow-level fractionation and characterization of source composition, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **63**(21), 3619-3633.

Massol, H. and Koyaguchi, T. (2005), The effect of magma flow on nucleation of gas bubbles in a volcanic conduit, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **143**(1-3), 69-88.

McDonough, W. F. and Sun, S. s. (1995), The composition of the Earth, *Chem. geol.*, **120**(3-4), 223-253.

Meyzen, C. M. (2002), Pétrogénèse des MORB dans les zones froides du manteau supérieur indien : la ride sud-ouest indienne et la discordance australo-antarctique, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 290 p.

Meyzen, C. M., Ludden, J. N., Humler, E., Luais, B., Toplis, M. J., Mével, C. and Storey, M. (2005), New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q11K11, doi:10.1029/2005GC000979.

Meyzen, C. M., Toplis, M. J., Humler, E., Ludden, J. N. and Mevel, C. (2003), A discontinuity in mantle composition beneath the southwest Indian ridge, *Nature*, **421**(6924), 731-733.

Michael, P. (1995), Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H_2O, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **131**(3-4), 301-320.

Michael, P. (2002), Earth science: Lava without the fizz, *Nature*, **419**(6906), 445-446.

Michael, P. J. and Cornell, W. C. (1998), Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath mid-ocean ridges: Evidence from chlorine and major element chemistry of mid-ocean ridge basalts, *J. Geophys. Res.*, **103**(B8), 18,325–18,356.

Michael, P. J., Langmuir, C. H., Dick, H. J. B., Snow, J. E., Goldstein, S. L., Graham, D. W., Lehnert, K., Kurras, G., Jokat, W., Muhe, R. and Edmonds, H. N. (2003), Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean, *Nature*, **423**(6943), 956-961.

Michael, P. J. and Schilling, J.-G. (1989), Chlorine in mid-ocean ridge magmas: Evidence for assimilation of seawater-influenced components, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **53**(12), 3131-3143.

Moore, J. G. (1979), Vesicularity and CO_2 in mid-ocean ridge basalt, *Nature*, **282**(5736), 250-253.

Moore, J. G., Batchelder, J. N. and Cunningham, C. G. (1977), CO_2-filled vesicles in mid-ocean basalt, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **2**(4), 309-327.

Moreira, M., Kunz, J. and Allegre, C. J. (1998), Rare Gas Systematics in Popping Rock: Isotopic and Elemental Compositions in the Upper Mantle, *Science*, **279**(5354), 1178-1183.

Moreira, M. and Sarda, P. (2000), Noble gas constraints on degassing processes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**(3-4), 375-386.

Morizet, Y., Brooker, R. A. and Kohn, S. C. (2002), CO_2 in haplo-phonolite melt: solubility, speciation and carbonate complexation, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **66**(10), 1809-1820.

Morizet, Y., Nichols, A. R. L., Kohn, S. C., Brooker, R. A. and Dingwell, D. B. (2007), The influence of H_2O and CO_2 on the glass transition temperature: insights into the effects of volatiles on magma viscosity, *Eur J Mineral*, **19**(5), 657-669.

Mourtada-Bonnefoi, C. C. and Laporte, D. (1999), Experimental study of homogeneous bubble nucleation in rhyolitic magmas, *Geophysical Research Letters*, **26**(23), 3505-3508.

Mourtada-Bonnefoi, C. C. and Laporte, D. (2002), Homogeneous bubble nucleation in rhyolitic magmas: An experimental study of the effect of H_2O and CO_2, *J. Geophys. Res.*, **107**(B4), doi:10.1029/2001JB000290.

Mourtada-Bonnefoi, C. C. and Laporte, D. (2004), Kinetics of bubble nucleation in a rhyolitic melt: an experimental study of the effect of ascent rate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **218**(3-4), 521-537.

Nakamoto, K. (1978), Infrared and Raman Spectra of Inorganic and Coordination Compound*, New York, John Wiley*, 3rd edn, 448 p.

Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002), VOLATILCALC: a silicate melt-H_2O-CO_2 solution model written in Visual Basic for excel, *Comp. Geosci.*, **28**(5), 597-604.

Nichols, A. R. L. and Wysoczanski, R. J. (2007), Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals, *Chem. geol.*, **242**(3-4), 371-384.

Nishio, Y., Nakai, S. i., Ishii, T. and Sano, Y. (2007), Isotope systematics of Li, Sr, Nd, and volatiles in Indian Ocean MORBs of the Rodrigues Triple Junction: Constraints on the origin of the DUPAL anomaly, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **71**(3), 745-759.

Nishio, Y., Sasaki, S., Gamo, T., Hiyagon, H. and Sano, Y. (1998), Carbon and helium isotope systematics of North Fiji Basin basalt glasses: carbon geochemical cycle in the subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **154**(1-4), 127-138.

O'Hara, M. J. (1965), Primary magma and the origin of basalts, *Scot. J. Geol.*, **1**, 19-40.

O'Hara, M. J. (1977), Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber, *Nature*, **266**, 503-507.

Ohlhorst, S., Behrens, H. and Holtz, F. (2001), Compositional dependence of molar absorptivities of near-infrared OH- and H2O bands in rhyolitic to basaltic glasses, *Chem. geol.*, **174**(1-3), 5-20.

Paonita, A. and Martelli, M. (2006), Magma dynamics at mid-ocean ridges by noble gas kinetic fractionation: Assessment of magmatic ascent rates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**(1-2), 138-158.

Pétry, F. (2003), Guide pratique d'introduction à la régression en sciences sociales, Presses Université Laval, 195 p.

Pineau, F. and Javoy, M. (1983), Carbon isotopes and concentrations in mid-oceanic ridge basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**(2), 239-257.

Pineau, F. and Javoy, M. (1994), Strong degassing at ridge crests: The behaviour of dissolved carbon and water in basalt glasses at 14°N, Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **123**(1-3), 179-198.

Pineau, F., Javoy, M. and Bottinga, Y. (1976), $^{13}C/^{12}C$ ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the Mid-Atlantic Ridge and their bearing on the problem of isotopic composition of deep-seated carbon, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**(2), 413-421.

Rehkämper, M. and Hofmann, A. W. (1997), Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **147**(1-4), 93-106.

Resing, J. A., Lupton, J. E., Feely, R. A. and Lilley, M. D. (2004), CO_2 and ^3He in hydrothermal plumes: implications for mid-ocean ridge CO_2 flux, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **226**(3-4), 449-464.

Reynolds, J. R. and Langmuir, C. H. (1997), Petrological systematics of the Mid-Atlantic Ridge south of Kane: Implications for ocean crust formation, *J. Geophys. Res.*, **102**(B7), 14915-14946.

Rohr, K. M. M., Milkereit, B. and Yorath, C. J. (1988), Asymmetric deep crustal structure across the Juan de Fuca Ridge, *Geology*, **16**(6), 533-537.

Ryan, M. P. and Sammis, C. G. (1981), The glass transition in basalt, *J. Geophys. Res.*, **86**(B10), 9519-9535.

Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J. and Zemsky, R. (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q03014, doi:10.1029/2008GC002332.

Saal, A. E., Hauri, E. H., Langmuir, C. H. and Perfit, M. R. (2002), Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle, *Nature*, **419**(6906), 451-455.

Salters, V., J., M. and Stracke, A. (2004), Composition of the depleted mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**(5), Q05B07, doi:10.1029/2003GC000597.

Saltykov, S. A. (1967). The determination of the size distribution of particles in an opaque material rom measurement of the size distribution in their section. *In Elias H., Ed., Proceedings of the Second International Congress for Stereology,*(ed.). *New York, Springer*, p. 163.

Sarda, P. and Graham, D. (1990), Mid-ocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**(3-4), 268-289.

Sarda, P. and Guillot, B. (2005), Breaking of Henry's law for noble gas and CO2 solubility in silicate melt under pressure, *Nature*, **436**(7047), 95-98.

Sarda, P. and Moreira, M. (2002), Vesiculation and vesicle loss in mid-ocean ridge basalt glasses: He, Ne, Ar elemental fractionation and pressure influence, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **66**(8), 1449-1458.

Sarda, P., Staudacher, T. and Allègre, C. J. (1988), Neon isotopes in submarine basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**(1-2), 73-88.

Schiano, P., Birck, J.-L. and Allègre, C. J. (1997), Osmium-strontium-neodymium-lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**(3-4), 363-379.

Schilling, J. G., Bergeron, M. B. and Evans, R. (1980), Halogens in the mantle beneath the North Atlantic, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **297**, 147-178.

Schilling, J. G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D. and Kingsley, R. (1983), Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, *Am. J. Sci.*, **283**(6), 510-586.

Scholze, H. (1959), Der Einbau des Wassers in Gläsern, *Glastechnische Berichte*, **32**, 81-88, 142-145, 278-281.

Scholze, H. (1960), Zur Frage der Unterscheidung zwischen H2O-Molekeln und OH-Gruppen in Gläsern und Mineralen., *Naturwissenschaften*, **47**, 226-227.

Scholze, H. (1966), Gases and water in glass, *Glass Industry*, **47**, 546-551, 622-628.

Sharma, S. K. (1979), Structure and solubility of carbone dioxyde in silicate glasses of diopside and sodium melilite compositionat high pressure from Raman spectroscopic data, *Carnegie Insitution of Washington*, **Yearbook 78**, 532-537.

Sharma, S. K., Hoering, T. C. and Yoder, H. S. (1979), Quenched melts of akermatite compositions with and without CO_2 - characterisation by Raman spectroscopy and gas chromatography, *Carnegie Insitution of Washington*, **Yearbook 78**, 537-542.

Shaw, A. M., Behn, M. D., Humphris, S. E., Sohn, R. A. and Gregg, P. M. (2010), Deep pooling of low degree melts and volatile fluxes at the 85°E segment of the Gakkel Ridge: Evidence from olivine-hosted melt inclusions and glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **289**(3-4), 311-322.

Shaw, A. M., Hilton, D. R., Macpherson, C. G. and Sinton, J. M. (2004), The CO2-He-Ar-H2O systematics of the manus back-arc basin: resolving source composition from degassing and contamination effects, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **68**(8), 1837-1855.

Shaw, D. M. (1970), Trace element fractionation during anatexis, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **34**(2), 237-243.

Silver, L. and Stolper, E. (1989), Water in Albitic Glasses, *J. Petrology*, **30**(3), 667-709.

Simons, K., Dixon, J., Schilling, J.-G., Kingsley, R. and Poreda, R. (2002), Volatiles in basaltic glasses from the Easter-Salas y Gomez Seamount Chain and Easter Microplate: Implications for geochemical cycling of volatile elements, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **3**, doi:10.1029/2001GC00017.

Singh, S. C., Crawford, W. C., Carton, H., Seher, T., Combier, V., Cannat, M., Pablo Canales, J., Dusunur, D., Escartin, J. and Miguel Miranda, J. (2006), Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field, *Nature*, **442**(7106), 1029-1032.

Sinton, J. M. and Detrick, R. S. (1992), Mid-Ocean Ridge Magma Chambers, *J. Geophys. Res.*, **97**(B1), 197-216.

Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1997), Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, **277**, 1957-1962.

Sparks, R. S. J. and Brazier, S. (1982), New evidence for degassing processes during explosive eruptions, *Nature*, **295**, 218-220.

Standish, J. J., Dick, H. J. B., Michael, P. J., Melson, W. G. and O'Hearn, T. (2008), MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9-25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q05004, doi:10.1029/2008GC001959.

Staudacher, T., Sarda, P., Richardson, S. H., Allègre, C. J., Sagna, I. and Dmitriev, L. V. (1989), Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14°N: geodynamic consequences, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**(1-2), 119-133.

Stolper, E. (1982), Water in silicate glasses: An infrared spectroscopic study, *Contrib. Min. Petrol.*, **81**(1), 1-17.

Stolper, E. and Holloway, J. R. (1988), Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**(4), 397-408.

Stolper, E. M. and Newman, S. (1994), The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 293-325.

Su, Y. (2002), Mid-ocean ridge basalt trace element systematics: constraints from database management, ICPMS analyses, global data compilation, and petrologic modeling*, Ph.D. thesis*, Columbia, 457 p.

Sun, S. s. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes*. In Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications,* In: Saunders, A. D. N., M. J. (ed.), **42**, p. 313–345.

Tajika, E. (1998), Climate change during the last 150 million years: reconstruction from a carbon cycle model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**(3-4), 695-707.

Tepley, F. J., Lundstrom, C. C., Sims, K. W. W. and Hékinian, R. (2004), U-series disequilibria in MORB from the Garrett Transform and implications for mantle melting, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **223**(1-2), 79-97.

Toramaru, A. (2006), BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **154**(3-4), 303-316.

Underwood, E. E. (1970), Quantitave Stereology*, Addison-Wesley, Reading, Massachusetts*, 274 p.

Verati, C., Lancelot, J. and Hékinian, R. (1999), Pb isotope study of black-smokers and basalts from Pito Seamount site (Easter microplate), *Chem. geol.*, **155**(1-2), 45-63.

Vlastelic, I., Dosso, L., Bougault, H., Aslanian, D., Geli, L., Etoubleau, J., Bohn, M., Joron, J.-L. and Bollinger, C. (2000), Chemical systematics of an intermediate spreading ridge: the Pacific-Antarctic ridge between 56°S and 66°S, *J. Geophys. Res.*, **105**(B2), 2915-2936.

Wager (1961), A note on the origin of phitic texture in the chilled olivine gabbro of the Skaergaard intrusion, *Geol. Mag.*, **98**, 353-366.

Watson, E. B. (1991), Diffusion of dissolved CO_2 and Cl in hydrous silicic to intermediate magmas, *Geoch. Cosmochim. Acta*, **55**(7), 1897-1902.

Wendt, J. I., Regelous, M., Niu, Y., Hékinian, R. and Collerson, K. D. (1999), Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**(3), 271-284.

Whitham, A. G. and Sparks, R. S. J. (1986), Pumice, *Bulletin of Volcanology*, **48**(4), 209-223.

Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005), Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**(1-2), 53-72.

Workman, R. K., Hauri, E., Hart, S. R., Wang, J. and Blusztajn, J. (2006), Volatile and trace elements in basaltic glasses from Samoa: Implications for water distribution in the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**(3-4), 932-951.

Yang, H.-J., Kinzler, R. J. and Grove, T. L. (1996), Experiments and models of anhydrous, basaltic olivine-plagioclase-augite saturated melts from 0.001 to 10 kbar, *Contrib. Min. Petrol.*, **124**(1), 1-18.

Les mesures de la vésicularité dans les basaltes sont importantes car elles sont directement liées au dégazage des magmas, qui est le paramètre clé pour comprendre les transferts de gaz de l'intérieur de la Terre vers l'hydrosphère et l'atmosphère. Mais de telles données sont rares empêchant toute approche globale. Pour pallier ce problème, nous avons déterminé très précisément les caractéristiques de la vésicularité de 64 verres basaltiques de ride médio-océanique. Les distributions de taille des bulles (VSD) montrent que les MORBs de l'Océan Pacifique ont des vésicularités en moyenne 14 fois plus faibles, des diamètres moyens de bulles 5 fois plus faibles et des densités de bulles 3 fois plus importantes que ceux provenant des océans Atlantique et Indien.
La comparaison des vésicularités avec une large gamme de paramètres chimiques et physiques ont mis en évidence l'influence de 3 paramètres sur la vésicularité des MORBs. Le paramètre principal contrôlant la vésicularité des basaltes est le taux d'accrétion (50%) et dans une moindre mesure la profondeur d'éruption et l'enrichissement en éléments incompatibles du manteau (25% chacun). La relation empirique, reliant le logarithme de la vésicularité en fonction du taux d'accrétion, de la profondeur de l'axe de la dorsale et du rapport K_2O/TiO_2, a permis de calculer pour la première fois le flux de CO_2 émis par chaque segment de dorsale. Le flux de CO_2 total est de $5,8\pm1,6.10^{11}$ mol/an et la teneur moyenne en CO_2 dans le manteau de 66^{+35}_{-23} ppm, avec des valeurs plus élevées à proximité des points chauds. Le flux de CO_2 provenant du volcanisme le plus important de la Terre ne représente donc que 0,1% du flux anthropogénique.

Mots-clés : vésicularité, MORB, flux de CO_2, dégazage, VSD.

Global mapping of CO_2 fluxes along the Mid-Ocean Ridge system: a petrological approach

Vesicularity measurements in basalts are important because they are directly linked to magma degassing, the key parameter to understand gas transfer from the Earth interior to the hydrosphere and atmosphere. But such data are limited, preventing any global approach. In order to circumvent this problem, vesicularity characteristics have been precisely determined on 64 mid-ocean ridge basalts. Vesicle size distribution (VSD) shows that Pacific MORBs have vesicularities and mean diameter respectively 14 times and 5 times lower and bubble density 3 times greater than the ones from the Atlantic and Indian oceans.
The comparisons of the vesicularities with a large range of geochemical and geophysical parameters suggest that 3 parameters control MORB vesicularity. We show that the main parameter is the spreading rate (50%), and to a lesser extent eruption depth and mantle compositional variations (25% each). The empirical equation defining the logarithm of vesicularity as a function of spreading rate, depth axis ridge and the K_2O/TiO_2 ratio, allows the calculation for the first time of the CO_2 flux released at each ridge segment. CO_2 total flux is $5.8\pm1.6.10^{11}$ mol/yr and the mean CO_2 content of the mantle is 66^{+35}_{-23} ppm, with higher values near hot spots. CO_2 flux from the most important volcanic activity on Earth is only 0.1% of the anthropogenic flux.

Key-words: vesicularity, MORB, CO_2 flux, degassing, VSD.

Discipline : Sciences de la Terre