Effets thermodynamiques de l'extension de la lithosphère sur les roches du manteau : modélisation et quantification des flux de carbone mantelliques vers la croûte

Laura Créon Bocquet

▶ **To cite this version:**

Laura Créon Bocquet. Effets thermodynamiques de l'extension de la lithosphère sur les roches du manteau : modélisation et quantification des flux de carbone mantelliques vers la croûte. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066528 . tel-01329295

HAL Id: tel-01329295

https://theses.hal.science/tel-01329295

Submitted on 9 Jun 2016

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale Géosciences, ressources naturelles et environnement

IFP Energies nouvelles / Géosciences

Effets thermodynamiques de l'extension de la lithosphère sur les roches du manteau

Modélisation et quantification des flux de carbone mantelliques vers la croûte

Par Laura Creon

Thèse de doctorat de Géosciences

Dirigée par

François Guyot (Directeur) et Virgile Rouchon (Promoteur IFPEN)

Présentée et soutenue publiquement le 7 décembre 2015

Devant un jury composé de :

Grégoire, Michel, Directeur de recherche CNRS à l'Université de Toulouse, Rapporteur

Sarda, Philippe, Professeur à l'Université Paris Sud, Rapporteur

Sanloup, Chrystèle, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Présidente du jury

Métrich, Nicole, Directeur de recherche CNRS/INSU à l'Institut de Physique du Globe de Paris, Examinatrice

François, Guyot, Professeur à l'Université de Paris VII, Directeur de thèse

Virgile Rouchon, Ingénieur de recherche à IFP Energies nouvelles, Promoteur IFPEN

Szabo, Csaba, Professeur à l'Université Eötvös de Budapest, Invité

Delpech, Guillaume, Maître de conférences à l'Université Paris Sud, Invité

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

Remerciements

Trois années, 2 mois et 7 jours de thèse qui s'achèvent au sein d'IFP Energies nouvelles. Ces trois années (et des brouettes) resteront parmi les meilleurs moments de ma vie, autant d'un point de vu professionnel, que personnel. Aussi, je tiens à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué au bon déroulement de cette thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux encadrants Virgile Rouchon et François Guyot qui m'ont offert la chance de faire cette thèse sur un sujet passionnant et dans des conditions optimales. François, je voulais vous remercier pour avoir partagé votre passion pour la Science et pour votre soutien tout au long de cette thèse. J'espère que nombreuses collaborations sont encore à venir, notamment avec les travaux menés au Raman de l'Institut Néel. Virgile, aussi nommé Chef ! Ou pauvre promoteur IFPEN qui a dû me supporter pendant plus de trois ans… Tout d'abord, je voulais te remercier de m'avoir sélectionnée parmi les nombreux candidats que tu as eus ! J'espère que tu ne l'as pas trop souvent regretté… Tu as été un encadrant génialissime car tu étais disponible et à l'écoute tout en me laissant gérer mon projet. Tu m'as aussi appris à avoir plus confiance en moi par les nombreuses collaborations que tu m'as poussé à développer, et je te remercie énormément pour ça. Mais en dehors de ça tu m'as aussi appris à déguster convenablement les spécialités vinicoles de Hongrie, à forer des carottes dans les jardins d'IFPEN, ou à faire des bonshommes de neige sur un affleurement de péridotites ! Je te remercie encore une fois pour tout ce que tu m'as apporté durant ma thèse et pour mon avenir professionnel.

Je tiens ensuite à remercier mon jury de thèse : Michel Grégoire, Philippe Sarda, Christèle Sanloup et Nicole Métrich pour avoir accepté de lire mon manuscrit et pour leurs remarques et discussions scientifiques très enrichissantes au cours de la soutenance.

Je voudrais maintenant remercier l'ensemble des personnes qui ont permis l'aboutissement de mon projet de thèse par leur collaboration. Guillaume Delpech, je voulais te remercier pour tout ce que tu m'as appris sur le manteau terrestre, le métasomatisme et sur la recherche de péridotites. Je suis certaine que sans ton aide pour la recherche de ces xénolites nous serions revenus avec moitié moins d'échantillons ! Je te remercie aussi d'avoir trouvé les Big Mamas qui permettrons, j'en suis sure, à une centaine d'étudiants de découvrir les mystères du manteau sous Pannonien. Csaba Szabo, I would like to thank you a lot for the collaboration we developed together and for your kind welcoming in your LRG department. As you know, thanks to you I can probably now understand every English accents, which is

very significant! But first to all, you are an amazing and passionate researcher which can know everything about the Pannonian basin, write publications and have 15 students to help every day, which is incredible. Thank you for your kindness, I hope we can continue to collaborate in the near future. Elisabeth Rosenberg et Souhail Youssef, je vous remercie pour tout ce que vous m'avez appris sur la microtomographie à rayons X. L'apprentissage de cette méthode à donner un tout nouveau tournant dans ma thèse notamment sur l'observation des roches du manteau. Merci également pour votre disponibilité et votre écoute. Merci également pour votre accompagnement durant les nuits blanches au synchrotron. Marie-Claude Lynch, merci pour tout ce que tu m'as appris sur l'utilisation du microtomographe, j'ai hâte d'échanger avec toi sur le microtomographe que je vais utiliser au Mexique. Je te remercie également pour ta gentillesse et l'ensemble des discussions que nous avons pu avoir. Je tiens également à remercier Paul Tafforeau et Elodie Boller pour leur aide et leur collaboration pour l'utilisation de la microtomographie à rayons X par synchrotron à l'ESRF. Thank you very much to Paula Antoshechkina, Paul Asimow and Mark Ghiorso for their welcoming in Caltech institute and for the discussions we had. I was very happy to work with you on the MELTS softwares and I am impatient to try the last AphaMELTS version which integrates CO_2 and H_2O solubilities. I hope we can collaborate again in the near future. Enfin, je voudrais remercier Laurent Remusat et Smail Mostefaoui pour leur gentillesse et leur accueil à la NanoSIMS du Muséum national d'histoire naturelle.

Trois années (et quelques) ça peut être long si on est mal entouré, et je peux vous dire que pour ma part, je ne les ai pas vu passer… Et ça je le dois à une super équipe qui a été là au quotidien pour me soutenir, m'aider ou me faire rire. Je tiens donc à tous vous remercier un par un. Virgile Rouchon, le batteur et fan de Justin (non pas Bieber, le vrai !) Timberlake ! Bruno Garcia où la personne la plus organisée que je connaisse, j'espère que les Pago fraises ne vont pas trop te manquer ☺ ! Valérie Beaumont et Maria Romero Sarmiento, ou les super copines, à l'humour et la gentillesse débordante. Olivier Sissmann, notre geek passionné, qui ne fait jamais de pause pour parler d'autre chose que de science ou de jeux vidéo ! Pierre Bachaud, aussi nommé Papi, qui n'a toujours pas compris que le rugby n'était pas adapté à son physique de moustique ! Clémentine Meiller et Baptiste Auffray, mes collègues thésards de mes débuts qui m'ont tout appris et notamment que les thésards mangent à 11h30 ! Sonia Noirez, Madame gaz rares, la meilleure en spectrométrie de gaz et en tournage de vannes, ta gentillesse m'a beaucoup apporté ! Ramon Martinez, le meilleur retraité d'IFPEN, avec qui ont à bien rigolé à dos d'éléphant ! Corinne Ledard-Begnini, dit Coco, la meilleure assistante, qui a su nous montrer ce qu'était un vrai déguisement à la Zumba ! Hélène Vermesse, ou la

maman chitite au top de la mode, sache que Christian restera toujours le cadeau mémorable ! Said Youssouf, ou monsieur Chine, je sais qu'au fond de toi tu es un grand fan de Marseille et que ira y passer ta retraite et sans gilet par balles (PS : ma voiture te remercie également) ! Et puis vient le tour de mes héros du quotidien, ceux sans qui je serais morte de froid/chaud, sans voiture, ou coincée chez moi avec un phasme géant qui vole pendant que je pleure de panique ! Merci à vous Michel Chardin, Herman Ravelojaona et Julien Labaume. Cette Equipe que je viens de décrire, je souhaite à tous les thésards d'en avoir une pareille ! Vous êtes tous géniaux, je vous adore et vous attend au Mexique pour faire la fête !!!

Mais une thèse à IFPEN c'est également un nombre incalculable de thésards tous aussi incroyables les uns que les autres ! Tout d'abord merci à Julia Guélard, ma genialisime co-bureau, je ne pense pas pourvoir trouver meilleure co-bureau un jour. On a partagé toutes les émotions que nous provoque la thèse ensemble pendant deux ans et je te souhaite tout le meilleur pour cette dernière année en cours. Tu es la meilleure alors, ais confiance en toi ! Un grand merci à ma petite Claire Derlot, ma pote du premier jour avec qui on se s'est jamais séparé depuis la DRH jusqu'au départ. Je ne sais même pas comment résumé tout ce qu'on a vécu toute les deux entre notre passion commune pour les années 90 (que les autres n'ont apparemment pas su apprécier à sa juste valeur), nos repas potins, la Zumba et le karaoké ! Merci à toute les deux pour votre sourire pendant ces trois années. And don't forget « Friendship never end » ! Je voudrais aussi remercier mes collègues de « radio potin IFPEN » Vincent Crombez et Josselin Berthelon, j'espère que la relève sera se montrer à la hauteur pour perdurer le partage d'informations ! Merci également à Isabelle Bernachot, la personne dont il vaut mieux avoir la photo que l'inviter à manger ! Le séjour filles de Lisbonne restera un souvenir mémorable. Merci à Virginie Le Gal qui nous a apporté la fraicheur des premières années quand j'étais au bord du supplice. Merci également à Tatiana Michel, Marie Moiré, Charlotte Gallois et Marine Ciantar pour leur fun, leurs gouts musicaux géniaux et leur talent pour le chant ! Un grand merci également à Lucas Gomes Pedroni, le brésilien le plus galant ; à Matthieu Mascle le petit stagiaire (ou apprenti si tu préfères) ; à Thomas Cochard, le parisien pur et dur ; à Aurélien Cherubini, notre petit stagiaire adorable ; à Laura et James who help me to improve my English ; à Camille Parlangeau, et sa joie de vivre ; à Ramadan Ghalayini pour ses questions pas pertinentes pendant mes talks ; et à Hadrien Mate de Gerando et Benoit Pauwels qui ont du goût pour les lieux sympa où sortir… Ou pas ! Merci à mes collègues de l'ADIFP Florine Gaulier, Vincent Crombez, Marine Ciantar, Pedro Raimundo et Clément Edouard qui ont fait briller l'association. Et à Erica Tavares, Kanchana kularatne, Xavier Mangenot les petits nouveaux d'IFPEN.

Enfin, je voudrais remercier ma famille qui m'a soutenue durant tout ce long parcours universitaire, même si mes choix pouvaient leur paraitre surprenant. Sans vous et votre soutien je n'en serais pas là aujourd'hui. Merci Maman, Alain, Mamie, Papi (de là où tu es), mes frères et sœur, Jérôme, Christopher, Michael, Cyril et Emilie et bien sûr merci à mon papa adoré ! Je vous fais de gros bisous !

Je finis ces remerciements par mon soutien le plus important depuis plus de sept ans maintenant, Thibault Fougeroux. Malgré les complications, la distance et le fait que tu n'encourage pas la bonne équipe de football (PS : Aller l'OM !), nous avons réussi à construire notre relation et à avancer côte à côte. Je nous souhaite un bel avenir ensemble, plein de volcanologie et de voyage sur tous les volcans du monde…Bien sûr, big dédicace à Pilli et sa team !

Sommaire

Remerciements 5
Sommaire 10
Introduction 12
Stratégie d'étude de la thèse 20
1 Contexte géologique & zone d'étude 22
1.1 Le Bassin Pannonien 22
1.2 La géodynamique locale 24
1.2.1 Historique 24
1.2.2 Thermomécanique associée 28
1.2.3 Volcanisme et flux de chaleur 30
1.3 Le bassin sédimentaire 33
1.3.1 Mise en place du Bassin Pannonien 33
1.3.2 Le système pétrolier du bassin 38
1.4 La Bakony Balaton Highland 42
1.4.1 Contexte géologique de la zone d'étude 42
1.4.2 Le volcanisme basaltique alcalin 44
1.4.3 Les édifices volcaniques étudiés 44
2 Les xénolites de le BBHVF 47
2.1 Echantillonnage et préparation des échantillons 49
2.2 Melt-peridotite interaction in the lithospheric mantle - Genesis of the Pannonian calc-alkaline suites revealed by Alkali basalt hosted xenoliths 51
2.2.1 Introduction 51
2.2.2 Geological background 53
2.2.3 Petrography 56
2.2.4 Geochemistry 60
2.2.5 Discussion 79
2.2.6 Conclusion 93
2.2.7 References 93
3 Le carbone dans le manteau sous Pannonien 101
3.1 Highly CO_2-supersaturated melts in the Pannonian lithospheric mantle – A transient carbon reservoir? 101
3.1.1 Introduction 102
3.1.2 Geological background 103
3.1.3 Analytical methods 107
3.1.4 Results 113
3.1.5 Discussion 121
3.1.6 Conclusions 129
3.1.7 References 129
4 La microtomographie, une nouvelle approche dans l'étude pétrographique des roches mantelliques 138
4.1 Principe de la microtomographie par rayons X 138
4.2 Les applications en géosciences 139
4.3 Microtomographie à rayon X de laboratoire, une approche préliminaire 139
4.3.1 Description de la méthode d'acquisition 139
4.3.2 Résultats obtenus et comparatif de méthode 144
5 Source du CO_2 dans le Bassin Pannonien 148

5.1 Traçage du CO_2 149
5.2 Échantillonnage des gaz d'aquifères 151
5.3 Techniques analytiques utilisées 153
5.3.1 Le GCC-IRMS 153
5.3.2 Le spectromètre de masse 154
5.4 Résultats obtenus 154
5.5 Discussion 157
5.6 Conclusions 166
6 La migration du CO_2 : du manteau au bassin Pannonien 167
6.1 Le bassin Pannonien – une zone géodynamique favorable aux migrations lithosphériques de fluides mantelliques 167
6.2 Perspectives de ces travaux de thèse 172
Conclusions 175
Bibliographie 178
Annexes 199
Annexe 1 – Compositions en éléments majeurs et traces des minéraux primaires, secondaires et des verres des veines et melt pockets 199
Annexe 2 – Détermination par NanoSIMS des teneurs en H_2O et CO_2 des verres des veines et des melt pockets 238
Table des illustrations 244
Table des tableaux 247

Introduction

La géochimie pétrolière a permis d'étendre notre compréhension des systèmes pétroliers grâce à l'étude de la (bio-) géochimie organique se produisant dans les roches mères et plus généralement dans les bassins sédimentaires. Cette compréhension satisfait une grande partie des questionnements de l'industrie sur la prévision des ressources et comme guide à l'exploration, notamment dans le cadre de la modélisation de bassin. Alors que les ressources conventionnelles d'hydrocarbure s'amenuisent et que l'exploration repousse constamment ses frontières, de nouvelles problématiques apparaissent. Dans le cadre des réservoirs d'hydrocarbures profonds, ces problématiques se révèlent en bonne partie bien différentes de la géochimie organique classique, et intéressent des domaines scientifiques et techniques de plus grande échelle, que ce soit pour la gamme des températures et des pressions, des dimensions spatiales, et touchent généralement aux processus abiotiques (ou non-biogéniques). Notamment, la présence de quantités de CO_2 très importantes représente un risque croissant dans les découvertes récentes et à fortiori futures. En effet, la production d'hydrocarbures riches en CO_2 engendre un surcoût de production lié à la nature des infrastructures, au traitement du gaz, et au devenir du CO_2 produit, qui doit aujourd'hui être réinjecté dans des réservoirs géologiques. L'industrie pétrolière s'intéresse donc naturellement à l'origine de ce CO_2, et commence à exprimer son désir d'en prédire les teneurs dans les bassins.

Bien que la présence de CO_2 inorganique dans les bassins sédimentaires soit répandue (Figure 1), son origine reste une vieille question toujours irrésolue. Des éléments de réponse existent de façon morcelée, sur les sources de carbone, les processus et conditions de genèse et les chemins de migration. Le CO_2 d'origine inorganique dans la croûte peut provenir 1) du manteau terrestre par des processus de fusion partielle et de dégazage, 2) de la croûte terrestre elle-même par des interactions fluide-roche à haute température et pression, 3) des niveaux profonds des bassins sédimentaires par décarbonatation de lithologies silico-carbonatés.

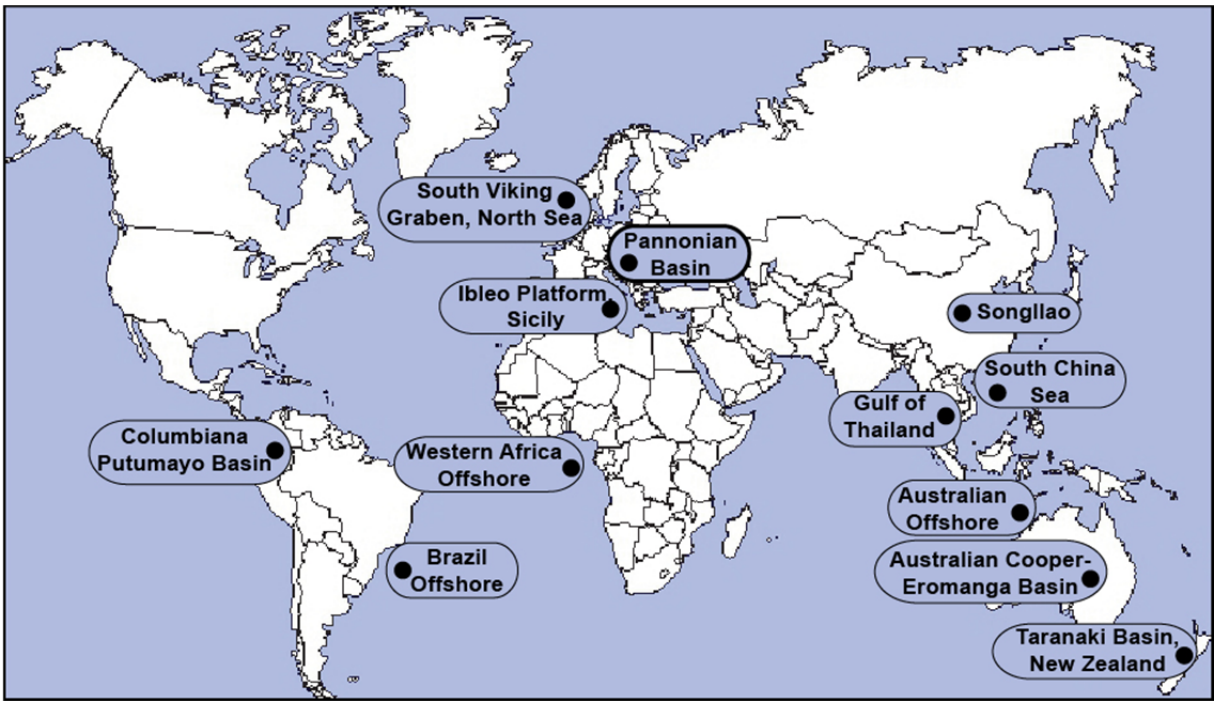


Figure 1 : Localisation des bassins sédimentaires à forte abondance de CO_2

On observe d'une manière courante dans les bassins sédimentaires riches en CO_2 une corrélation entre la teneur en CO_2 des accumulations de gaz et leur proportion d'hélium mantellique (Figure 2). C'est notamment le cas pour le bassin Pannonien, dont les gaz de champs pétroliers montrent une corrélation par laquelle les échantillons les plus riches en CO_2 approchent des valeurs de $CO_2/^3He$ similaires aux MORB (2.10^9 à 7.10^9) (Sherwood-Lollar et al, 1997).

Ce type d'évidence pointe vers une influence forte des fluides mantelliques dans les niveaux superficiels de la croûte terrestre, dans des contextes géodynamiques généralement extensifs à décrochant. La compréhension des processus de genèse des fluides mantelliques ainsi que les mécanismes de migration qui lient les réservoirs mantelliques et crustaux est donc primordiale, et ce, afin de mieux appréhender la distribution de ces fluides profonds dans les bassins sédimentaires.

Le dégazage du manteau lithosphérique peut être dissocié en un dégazage volcanique/advectif et un dégazage non-volcanique/diffusif, que nous allons décrire ci-après (Cooper et al. 1997; Morner & Etiope 2002).

Les quantités de CO_2 émises par le volcanisme concernent le dégazage des laves éruptées ainsi que les flux de CO_2 au niveau du cratère actif, mais également sur les flancs des édifices volcaniques. Les flux diffus associés aux périodes de quiescence sont le principal mode de dégazage des volcans (Morner & Etiope 2002).

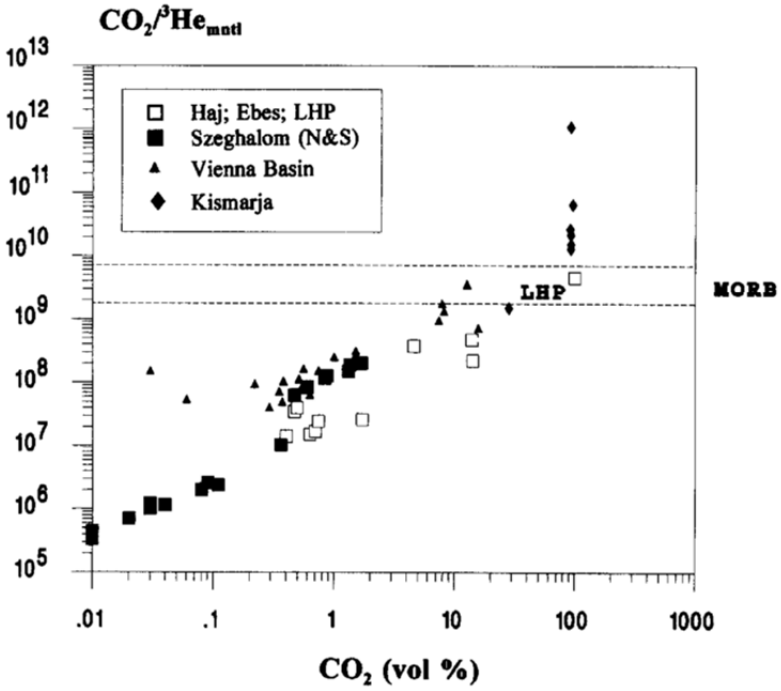


Figure 2 : $CO_2/^3He$ vs pourcentage volumique de CO_2 pour des réservoirs de gaz naturel dans les bassins Pannonien et de Vienne. Les erreurs associées aux données sont inférieures aux symboles. $CO_2/^3He$ des MORB basé sur Marty & Jambon (1987) et Trull et al. (1993). Source : [Sherwood Lollar et al. 1997].

La majorité du dégazage non-volcanique migre dans la lithosphère grâce à la perméabilité des roches et aux failles et fractures qui vont faciliter la pénétration et favoriser l'échappement de grandes quantités de gaz. De ce fait, la tectonique joue un rôle important dans les processus de dégazage (ex. : Gold 1993; Irwin & Barnes 1980). De manière générale, le métamorphisme et le magmatisme associés à des processus de subduction, génèrent la libération et la migration de magmas et de gaz (ex. : CO_2) à travers la lithosphère (ex. Touret 1992; Green et al. 1993).

La géodynamique active d'une région peut entrainer des changements de phase qui peuvent être à l'origine d'une perte de rigidité de la lithosphère (Artyushkov et al. 1996; Artyushkov & Morner 1998) et d'une libération importante de fluide (Morner & Etiope 2002). Plusieurs des principaux champs pétroliers et gaziers mondiaux sont localisés dans des bassins ayant subi une perte de rigidité de la lithosphère (Morner & Etiope 2002). Dans ces bassins (ex. : l'Est des Carpates, la Mer Noire, le Péri-Caspien), les accumulations d'espèces chimiques volatiles mantelliques (ex. : CO_2) ne se font pas dans le centre du bassin mais plutôt le long des pentes de flexion maximale où la lithosphère doit avoir perdue sa rigidité normale.

L'interaction de plusieurs facteurs géologiques tels que la tectonique, les contraintes mécaniques, les changements de propriétés des roches riches en éléments volatils avec les changements de condition P-T, ainsi que les réactions chimiques et précipitations, peuvent affecter fortement le transport des éléments volatils dans la lithosphère. Cependant, le dégazage du CO_2 mantellique est largement dépendant des flux de chaleur, de la tectonique fragile active et de la sismicité (Morner & Etiope 2002). Les flux de carbone entre le manteau et l'atmosphère, via la croûte, sont fortement conditionnés par la géodynamique (ex. : Gold 1993; Irwin & Barnes 1980; Morner & Etiope 2002). Ainsi, pour aller plus loin, il nous faut résumer les connaissances actuelles sur les flux relatifs au cycle géodynamique du carbone en lien avec l'état de phase du carbone dans le manteau.

Les flux de carbone peuvent être volcaniques (ride océanique, intra-plaque, arc-volcanique) ou diffus ; cependant, ces flux restent encore très mal contraints. Marty et al. (2013) et Resing et al. (2004) ont mis à jour les flux de CO_2 associés au magmatisme de rides océaniques et ont obtenu des estimations respectives de 8-21 Mt C/an et 6-24 Mt C/an. Le flux associé au volcanisme intra-plaque est encore incertain, mais correspond probablement à 10-100% des flux associés aux zones extensives (Marty & Tolstikhin 1998). La gamme résultante pour les flux sortant de carbone associés au volcanisme intraplaque ou en extension est donc de 8-42 Mt C/an (Figure 3).

La majorité du carbone, présent dans les couches superficielles de la Terre, est probablement recyclé dans le manteau au niveau des zones de subduction. Dans la littérature, deux hypothèses sont proposées quant au recyclage du carbone dans le manteau profond dans les zones de subduction. (1) En effet, Gorman et al. (2006) ont modélisé des systèmes de décarbonatation de slab et déduisent qu'une proportion importante de carbone est retenue par le slab lors de la subduction. Ils précisent de plus, que ceci dépend principalement des conditions de température ; les modèles prédisent que les zones de subduction les plus chaudes perdraient la totalité de leur CO_2, alors que les zones de subduction froide à intermédiaire peuvent retenir jusqu'à ~80% du CO_2 total. (2) A contrario, Kelemen & Manning (2015) affirment que la majorité du carbone va passer à travers le coin de manteau convectif et va être renvoyé dans le manteau lithosphérique, la croûte (par les volcans et le dégazage diffus), les océans et l'atmosphère. De ce fait, seuls de fins niveaux métasédimentaires et quelques carbonates de la croûte océanique altérée (petite fraction du carbone total) continueraient à subducter dans le manteau profond. Dans ce dernier cas, un flux total de 14-66 Mt C/an est décrit au niveau des arcs (Kelemen & Manning 2015 et references citées).

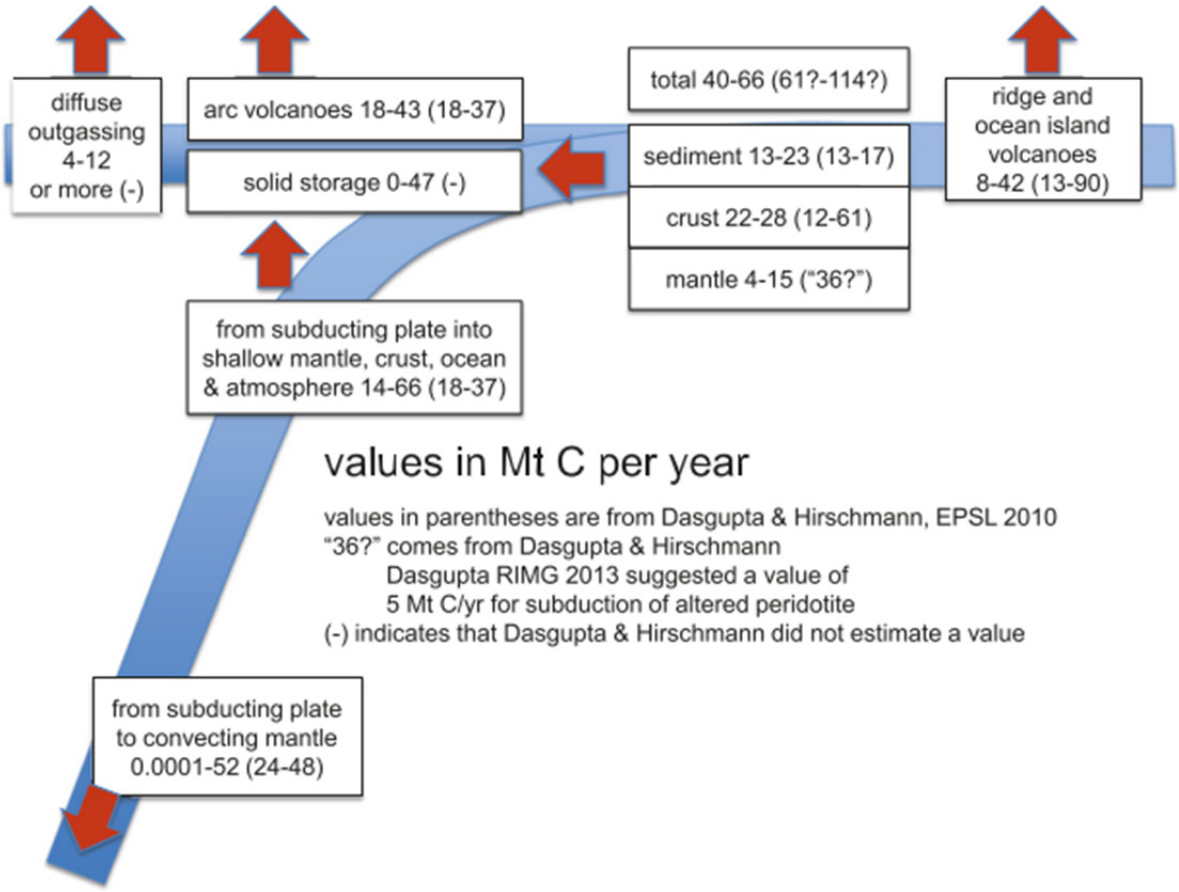


Figure 3 : Flux majeurs de carbone dans les différents contextes géodynamiques. Les données entre parenthèses sont de Dasgupta & Hirschmann (2010). Source : [Kelemen & Manning 2015].

Marty (2012) explique que la majorité du carbone extrait au niveau des MORB ou OIB est primordial est proviendrait d'un réservoir mantellique peu dégazé. Dans ce cas, si les zones de subduction entrainent beaucoup moins de carbone dans le manteau convectif (Kelemen & Manning 2015) que ce qui est extrait au niveau des rides océaniques ou des points chauds, alors la proportion de carbone dans le manteau lithosphérique, la croûte, les sédiments, les océans et l'atmosphère devrait augmenter avec le temps. Si ces valeurs sont correctes, de très grandes quantités de carbone doivent être stockées dans le manteau lithosphérique ; ~1000 ppm d'après les estimations de Kelemen & Manning (2015).

D'après diverses estimations, de grandes quantités de carbone seraient donc piégées dans le manteau terrestre. Il est donc important de connaitre les formes de ce carbone piégé pour en comprendre les divers mécanismes de libération et migration. Dasgupta & Hirschmann (2010) les décrivent en fonction des conditions de solubilité, pression, température et fugacité d'oxygène. Dans le manteau, le carbone est principalement stocké dans les phases accessoires (ex., Luth 1999). Ceci est lié à la très basse solubilité du carbone dans les silicates du manteau

(Keppler et al. 2003; Shcheka et al. 2006; Panero & Kabbes 2008), qui rend le manteau saturé en une phase riche en carbone, même avec seulement quelques dizaines à des centaines de ppm en poids de carbone. La phase cristalline stable, porteuse de carbone, dans les conditions du manteau océanique supérieur est le carbonate (ex., Luth 1999) qui peut être sous formes aragonite/calcite, dolomite–ankerite, ou magnesite en fonction de la pression, de la température et de la lithologie (Figure 4). A faible profondeur, et plus particulièrement dans les assemblages éclogitiques (typiquement ≤3–4GPa ou ≤90–120 km de profondeur), les carbonates cristallisés stables sont généralement riche en calcium (Dalton & Wood 1993; Hammouda 2003; Yaxley & Brey 2004; Dasgupta et al. 2005; Thomsen & Schmidt 2008), à profondeur intermédiaire (2 to ≤4GPa; 60–120 km de profondeur), les carbonates sont riches en dolomite (Wallace & Green 1988; Falloon & Green 1989; Dasgupta et al. 2004; Dasgupta et al. 2005; Dasgupta & Hirschmann 2006), et à plus grande profondeur (>4–5GPa; >120–150 km de profondeur), ils sont riches en magnésite (Dasgupta et al. 2004; Dasgupta & Hirschmann 2006; Dasgupta & Hirschmann 2007; Brey et al. 2008; Litasov & Ohtani 2010).

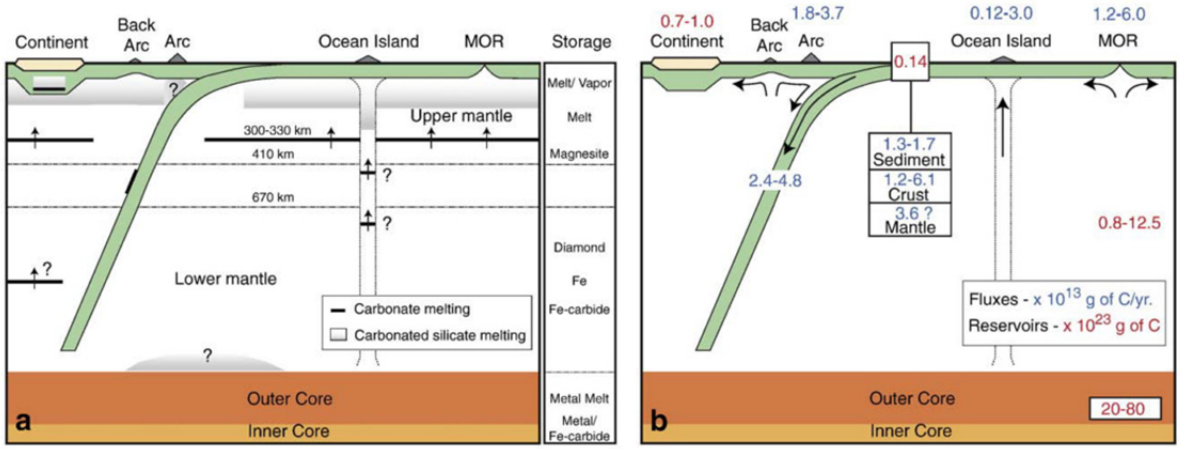


Figure 4 : (a) Plausibles localisations de fusion de carbonate dans le manteau terrestre. Le panel à droite correspond aux phases majoritaires porteuses de carbone. (b) Flux estimés (en bleu, g de C/an) et budget (en rouge, g de C) associés avec le cycle profond du carbone. Pour l'estimation en g de CO_2, multipliez par 3.67 et pour l'estimation en moles de carbone, multipliez par 0.0833. Source : [Dasgupta & Hirschmann 2010].

Cependant, tous les domaines du manteau ne sont pas propices au stockage du carbone sous forme de carbonate. Le manteau profond peut-être trop réduit pour permettre la stabilité des carbonates. Dans ce cas, les phases porteuses les plus évidentes pour le carbone sont le graphite ou le diamant. La partie la plus superficielle du manteau océanique est quant à elle, trop chaude pour permettre la stabilité d'une phase cristalline de type carbonate ; le carbone

est donc généralement dissout sous forme de CO_2 dans les magmas ou les fluides (ex. : Canil 1990; Luth 1999).

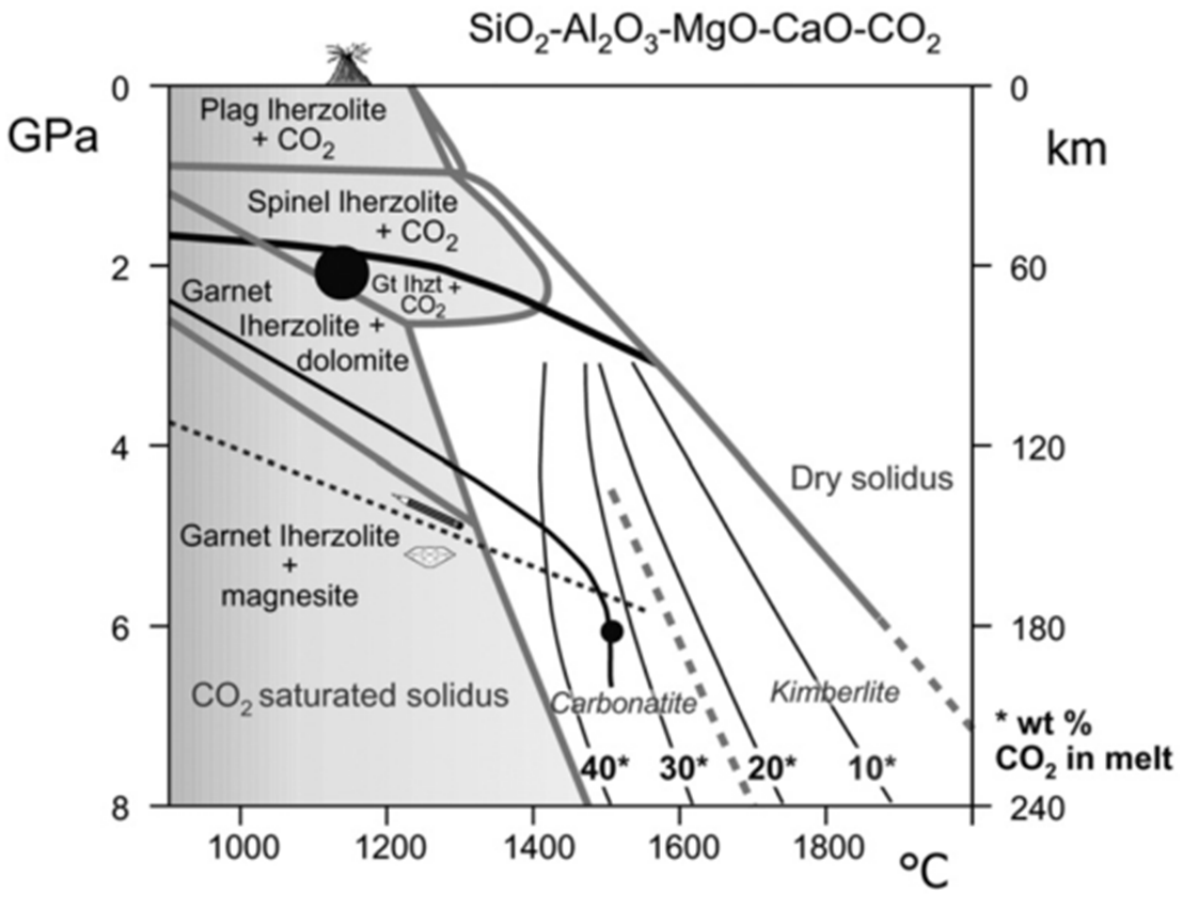


Figure 5 : Diagramme P/T, illustrant les effets du CO_2 et des carbonates sur la fusion des péridotites mantelliques (SiO_2–Al_2O_3–MgO–CaO–CO_2). Les effets des carbonates sur la composition des magmas générés à température croissante correspondent au champ blanc. La zone grisée présente les équilibres de phase sous le solidus. Le rond noir correspond aux conditions P-T enregistrées par des inclusions fluides très denses riches en CO_2. Source : [Frezzotti & Peccerillo 2007].

La Figure 5 montre l'influence des conditions pression/température sur la stabilité du carbone dans le manteau terrestre. Ainsi selon les températures et pressions, les magmas produits par fusion de péridotites mantelliques vont être de composition dolomitique (1 à 4 GPa et 900 à 1300°C), kimberlitique (>2 GPa et > 1600°C) ou sous forme de silicates carbonatés (>2 GPa et 1300 à 1600°C). Les magmas riches en carbonates devraient quant à eux, être générés pendant les processus métasomatiques, par des réactions entre les minéraux du manteau et les silicates carbonatés riches en éléments volatils (Schrauder & Navon 1993). La cristallisation progressive de minéraux silicatés à partir du magma métasomatique silicaté

devrait produire un fluide riche en carbone avec un fort enrichissement en alcalins et en éléments incompatibles (Frezzotti & Peccerillo 2007).

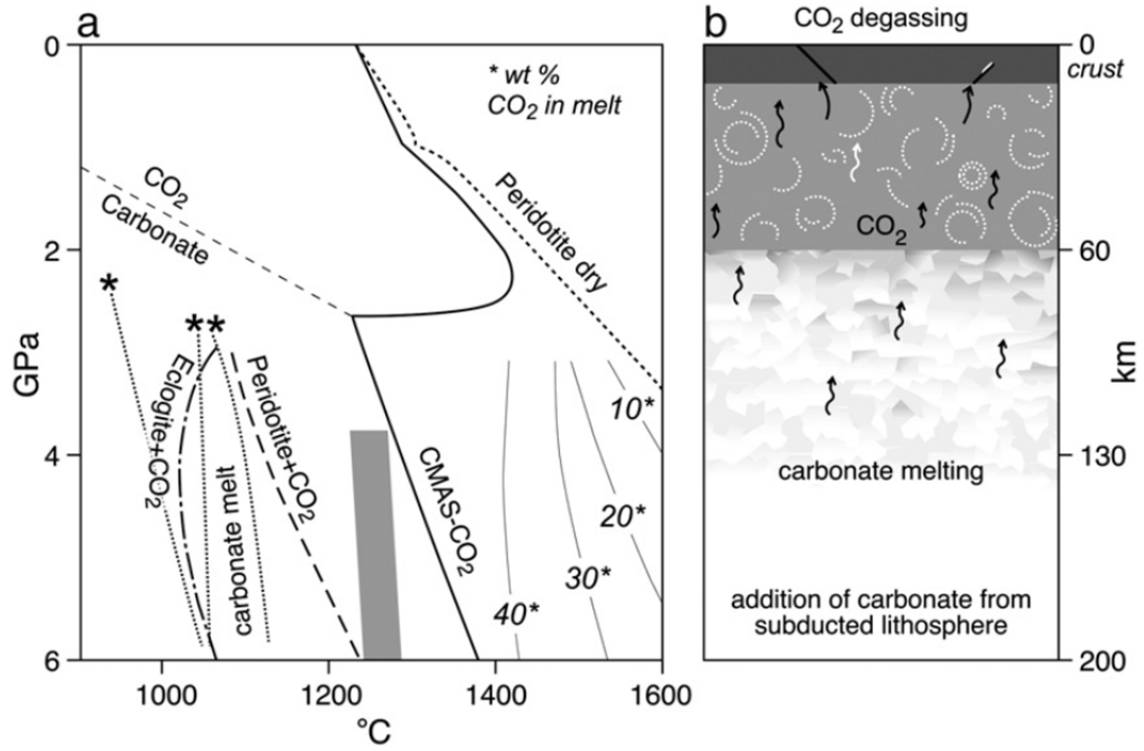


Figure 6 : a- Diagramme P/T illustrant les effets du CO_2 sur le solidus de lithologies carbonatées dans le manteau. Deux estimations différentes de solidus de péridotite + CO_2 sont reportées : CMSA–CO_2 d'après Dalton & Presnall (1998), et Gudfinnsson & Presnall (2005), et péridotite–CO_2 (2.5 wt. %) de Dasgupta & Hirschmann (2006). Le solidus de la peridotite sèche dans le système CMAS est de Gudfinnsson & Presnall (2005). Le solidus Eclogite + CO_2 (éclogite sèche + 5 wt. % CO_2) de Dasgupta et al. (2004). Les asterix (*) correspondent au solidus de KNCFMASH–CO_2 (pélite carbonate +1.1 wt. % H_2O + 4.8 wt. % CO_2) de Thomsen & Schmidt (2008). b- Application des relations de fusion déterminées expérimentalement pour des péridotites carbonatées et lithologies crustales pour illustrer les processus mantelliques et le métasomatisme sous l'ouest Méditerranéen. Source : [Frezzotti et al. 2009].

La diminution du solidus dans une péridotite carbonatée se situe à ~ 2GPa (Figure 6). De ce fait, quand la pression est supérieure à 2GPa, les carbonates sont stables et la fusion entraine la formation de magmas riches en carbonates. Inversement, quand la pression est inférieure à 2GPa, les magmas riches en carbonates et les carbonates vont libérer du CO_2 sous forme fluide. Ce CO_2 ainsi libéré pourra alors être remobilisé par la tectonique locale ou les contraintes mécaniques par exemples.

Les mécanismes de génération des fluides mantelliques riches en CO_2 sont donc multiples (ex. : fusion d'un manteau riche en carbone, libération de fluides par le slab lors de l'enfouissement) et fortement dépendant du contexte géodynamique (ex. : amincissement lithosphérique, zone de subduction) et de l'histoire géochimique du manteau (ex. : métasomatisme). L'étude pétro-géochimique du manteau est donc une étape indispensable pour contraindre les sources de carbone, qu'elles soient volcaniques et/ou diffuses.

Stratégie d'étude de la thèse

Dans ces travaux de thèse, il a été choisi de se focaliser sur un cas d'étude précis, réunissant un certain nombre de critères indiquant un fort flux de CO_2 mantellique au travers de la lithosphère, le bassin Pannonien. Le bassin Pannonien est en effet caractérisé par la présence de carbone mantellique dans les réservoirs d'hydrocarbures et dans les aquifères superficiels, de nombreux plans secondaires d'inclusions fluides riches en CO_2 dans les minéraux mantelliques et crustaux, des concentrations de carbone importantes des magmas métasomatisant le manteau.

L'état des connaissances sur le bassin Pannonien permet de s'appuyer sur une base géodynamique, structurale et volcanologique solide. Ainsi nous avons choisi d'aborder la problématique des flux de carbone mantellique à sa source, par l'étude des éléments volatils associés à des épisodes magmatiques enregistrés dans le manteau lithosphérique Pannonien. En effet, le volcanisme alcalin Miocène-Pliocène du bassin a remonté des xénolites de péridotite portant des évidences d'épisodes magmatiques très riches en CO_2. Ces travaux de thèse ont essentiellement porté sur l'étude petro-géochimique de ces roches.

Le premier chapitre de cette thèse décrit en détail, la géodynamique de la zone Carpato-Pannonienne ayant permis la mise-en-place du bassin Pannonien. Ce chapitre détaille également la zone d'échantillonnage des xénolites mantelliques et l'ensemble des épisodes volcaniques associés à la géodynamique complexe de la zone Carpato-Pannonienne.

Dans le deuxième chapitre, nous développons les études pétrographiques et géochimiques (analyse des éléments majeurs [EPMA], traces [LA-ICP-MS] et volatils [EPMA] dans les minéraux et magmas percolant) des xénolites mantelliques (péridotites) et des magmas percolant associés. Les analyses pétro-géochimiques ont permis de déterminer les compositions en éléments majeurs, traces et volatils dans les minéraux et magmas percolant et

de mettre en évidence la source du CO_2 dans le manteau et le processus à l'origine de sa présence. L'ensemble de ces résultats a permis la rédaction d'un premier article scientifique.

Le chapitre 3 développe la mise-en-œuvre d'une approche analytique originale couplant la microtomographie 3D par rayons X (synchrotron), la géochimie des magmas (éléments majeurs, traces et volatils par EPMA, LA-ICP-MS et NanoSIMS) et de la modélisation thermodynamique, en utilisant pour la première fois le nouveau modèle rhyolite-MELTS (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015). Le nouveau rhyolite-MELTS est un modèle créé pour calculer des équilibres thermodynamiques de systèmes mafique à felsique en incorporant H_2O et CO_2 sous des pressions de 0 à 3 GPa. Ce couplage de méthodes analytiques et de simulations numériques a permis de quantifier les teneurs en carbone dissoutes et libres dans le manteau échantillonnées par les xénolites mantelliques. Dans ce chapitre nous traitons également de la comparaison entre deux méthodes courantes de détermination des densités des inclusions fluides, la spectroscopie Raman et la microthermométrie. Ces travaux ont permis la rédaction d'un deuxième article scientifique.

Le chapitre 4 décrit l'apport considérable des études par microtomographie 3D par rayons X à la pétrographie (ex : quantification des phases, visualisation des réseaux de circulation des agents métasomatiques). Des études par microtomographie ont été menées en laboratoire (IFP Energies nouvelles, Rueil-Malmaison, France) et par synchrotron (European Synchrotron Radiation Facilities, ESRF, Grenoble, France). Ce chapitre se concentre sur la description de la méthode et sur une comparaison des résultats obtenus par ces deux méthodes de microtomographie à rayons X.

Le chapitre 5 se concentre sur la source du CO_2 dans le bassin Pannonien. Nous y développons l'échantillonnage de gaz d'aquifères et leurs analyses en laboratoire. Ces analyses sont ensuite comparées aux données existantes dans la littérature sur les gaz provenant de réservoirs naturels dans le Bassin Pannonien (Sherwood Lollar et al. 1997). Les méthodes analytiques utilisées pour discuter de l'origine du CO_2 sont la chromatographie en phase gazeuse (composition du gaz), la chromatographie en phase gazeuse couplée à un spectromètre de masse (isotopie du carbone présent dans le gaz) et la spectrométrie de masse dédiée à l'analyse des gaz rares.

Enfin, le chapitre 6 propose une discussion élargie des différents mécanismes (processus de migration volcanique ou non-volcanique) ayant pu être à l'origine de la migration de CO_2 mantellique dans le Bassin Pannonien. Nous proposons également des perspectives de travaux qui pourraient compléter ces travaux de thèse.

1 Contexte géologique & zone d'étude

1.1 Le Bassin Pannonien

Le bassin Pannonien (BP) se situe dans la partie centrale de l'Europe et couvre en partie ou en totalité plusieurs pays tels que la Hongrie, Roumanie, ou l'Autriche (Figure 7).

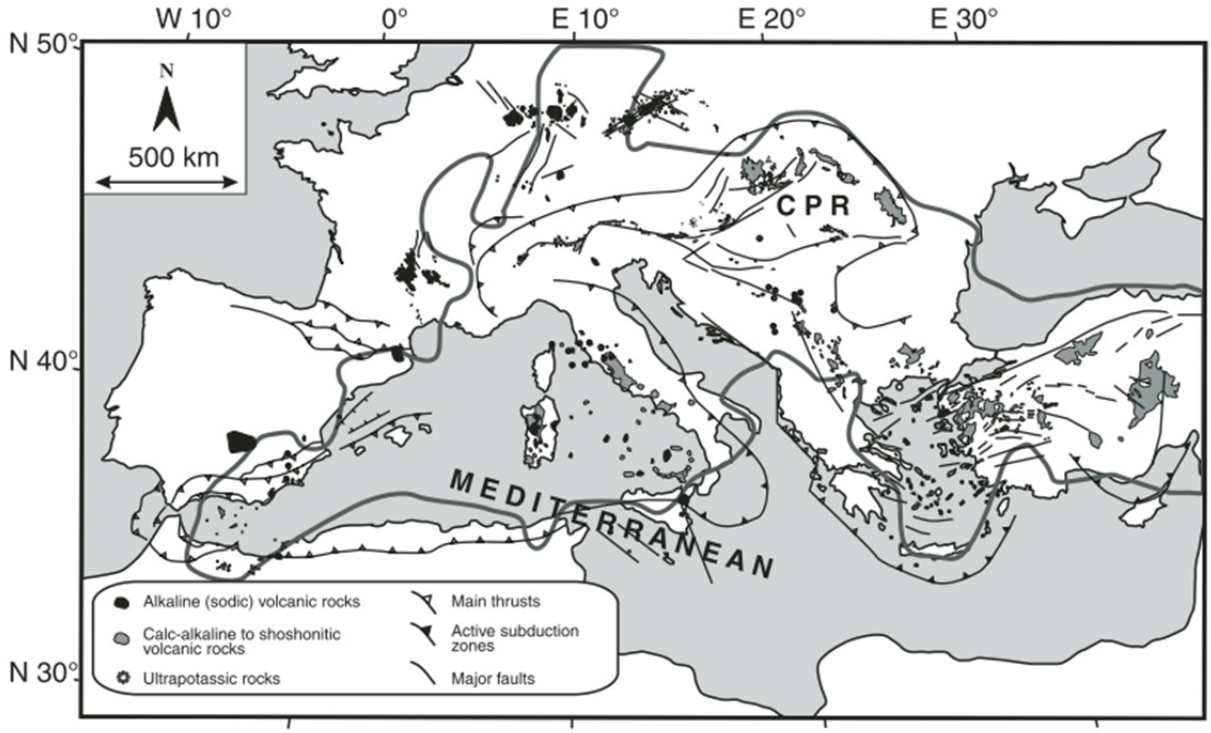


Figure 7 : Localisation du Bassin Pannonien. CPR – Zone Carpato-Pannonienne.
Source : [Harangi & Lenkey 2007]

Le BP est une plaine de 400 km du Nord au Sud et de 800 km d'Est en Ouest qui est située à 150 m au-dessus du niveau de la mer (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).Le BP est caractérisé par une croûte fine, de 25 à 30 km d'épaisseur (Posgay et al. 1991; Horvath 1993; Embey-Isztin et al. 2003), une lithosphère fine, de 60-70 km d'épaisseur (Embey-Isztin et al. 2003) (Figure 8), de forts flux de chaleur au sein des sous-bassins (les plus marginaux - Transylvanien et de Vienne- ont des valeurs de flux plus faibles que celles du flux continental dans d'autres zones) et un dégazage diffus de CO_2 interprété comme mantellique (Demény et al. 2010).

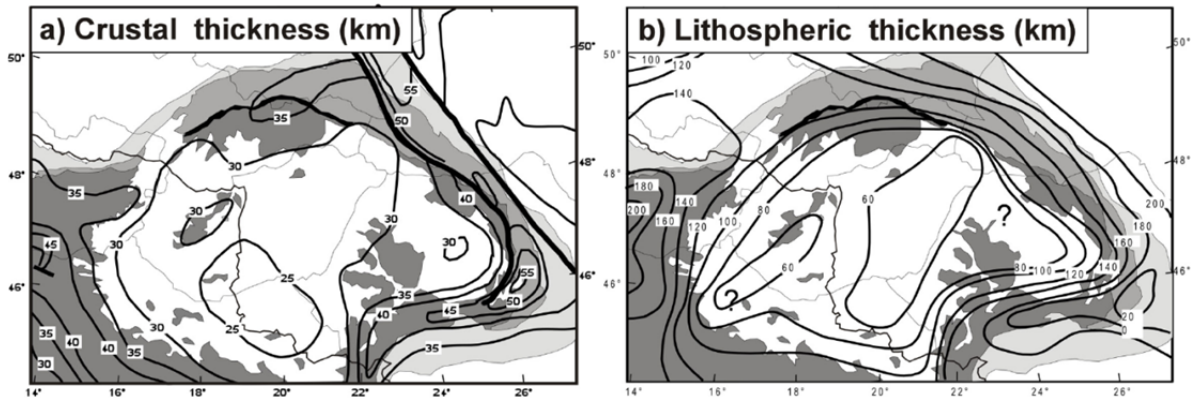


Figure 8 : Épaisseurs crustale (a) et lithosphérique (b) du BP. Source [Huismans et al. 2002]

D'un point de vue géologique le BP est entouré à l'Ouest par les Alpes, au Sud par les Alpes Dinarides et au Nord et à l'Est par l'Arc des Carpates (ceinture de plissements et de chevauchements, Hidas et al. 2010). Il est séparé en deux unités tectoniques majeures qui sont l'ALCAPA (Alpes-Carpates-Pannonie) au Nord et Tisza-Dacia au Sud. Entre ces deux unités majeures se situe la Mid Hungarian Zone que nous décrirons plus loin dans ce chapitre (Figure 9).

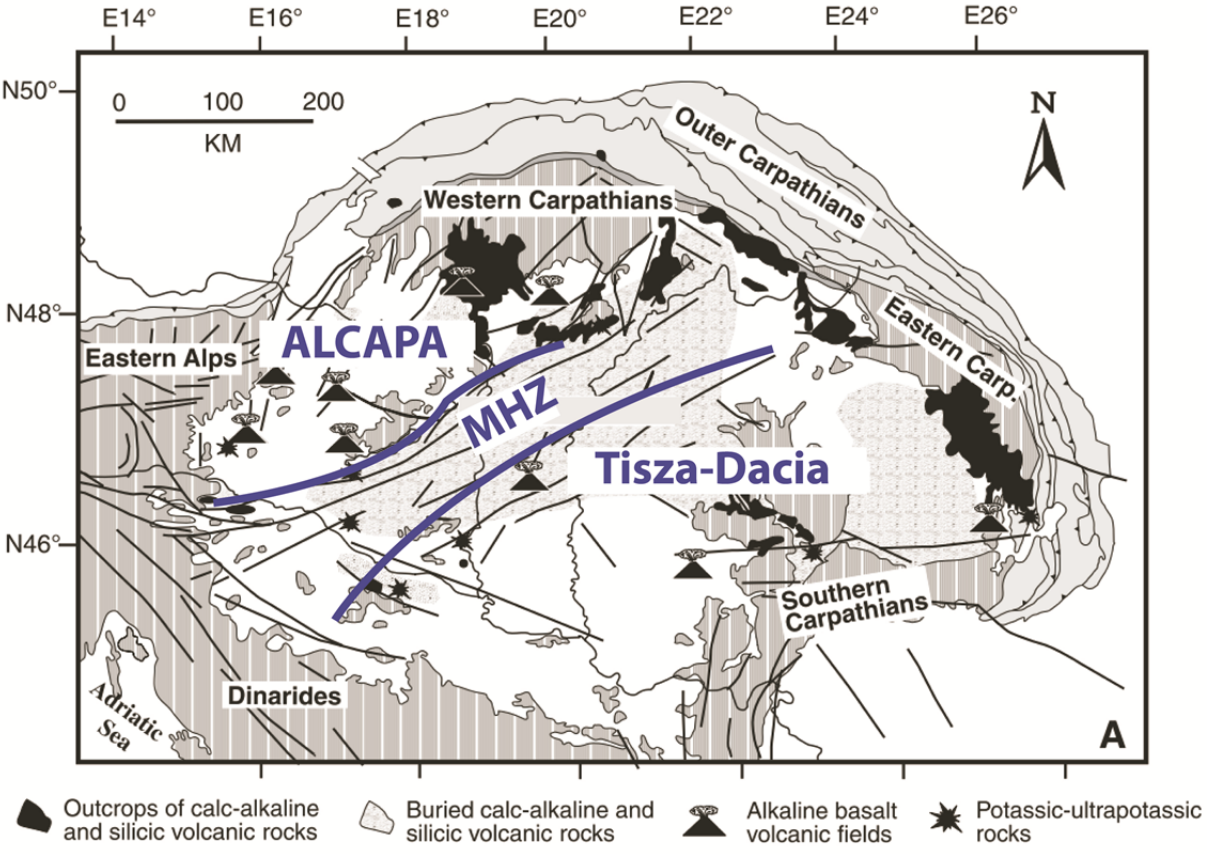


Figure 9 : Unités tectoniques majeures du BP. Source [Harangi & Lenkey 2007]

1.2 La géodynamique locale

1.2.1 Historique

La mise en place du substratum du BP a commencée, au Carbonifère moyen, lors de la collision entre les continents Laurentia (au Nord) et Gondwana (au Sud). Cette collision, à l'origine de la formation de la Pangée, a provoqué la fermeture de la Téthys, la formation d'une suture le long de la marge européenne (et à l'Ouest du futur BP) et le métamorphisme de la roche paléozoïque (Figure 10).

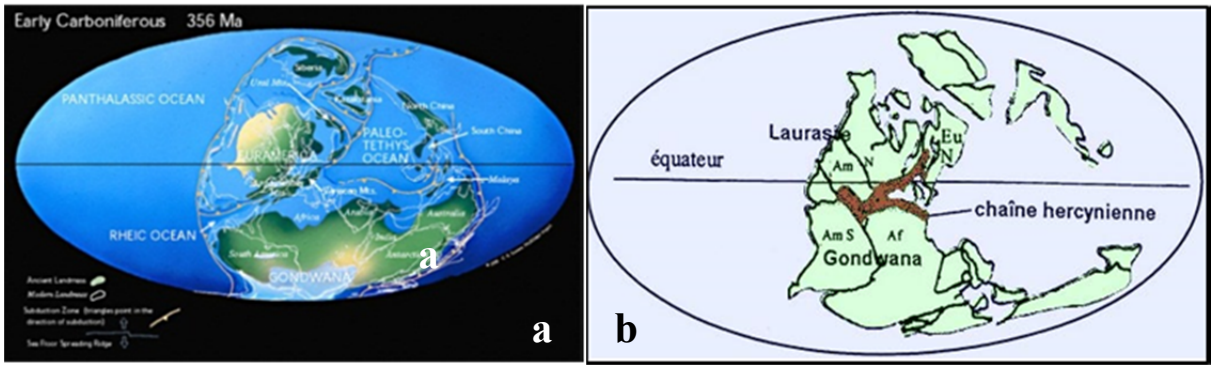


Figure 10 : Fermeture de la Téthys à l'origine de la formation du super continent, La Pangée. Sources : [a - Un essai de schématisation des grands traits de l'histoire géologique de la Terre; b – Geowiki]

La réouverture de la Téthys, de la fin du Permien à la fin du Jurassique, va entrainer la mise en place d'une zone de rifting, la formation de grabens (Dolton 2006; Horvath & Tari 1999), de plateformes et de bassins sédimentaires (Figure 11).

La Téthys se refermera, entre le Jurassique et le Crétacé inférieur, par la convergence entre la plaque Européenne et des fragments crustaux provenant de la plaque Africaine. Cette convergence va entrainer le développement d'une zone de subduction et la mise en place de volcanisme calco-alcalin.

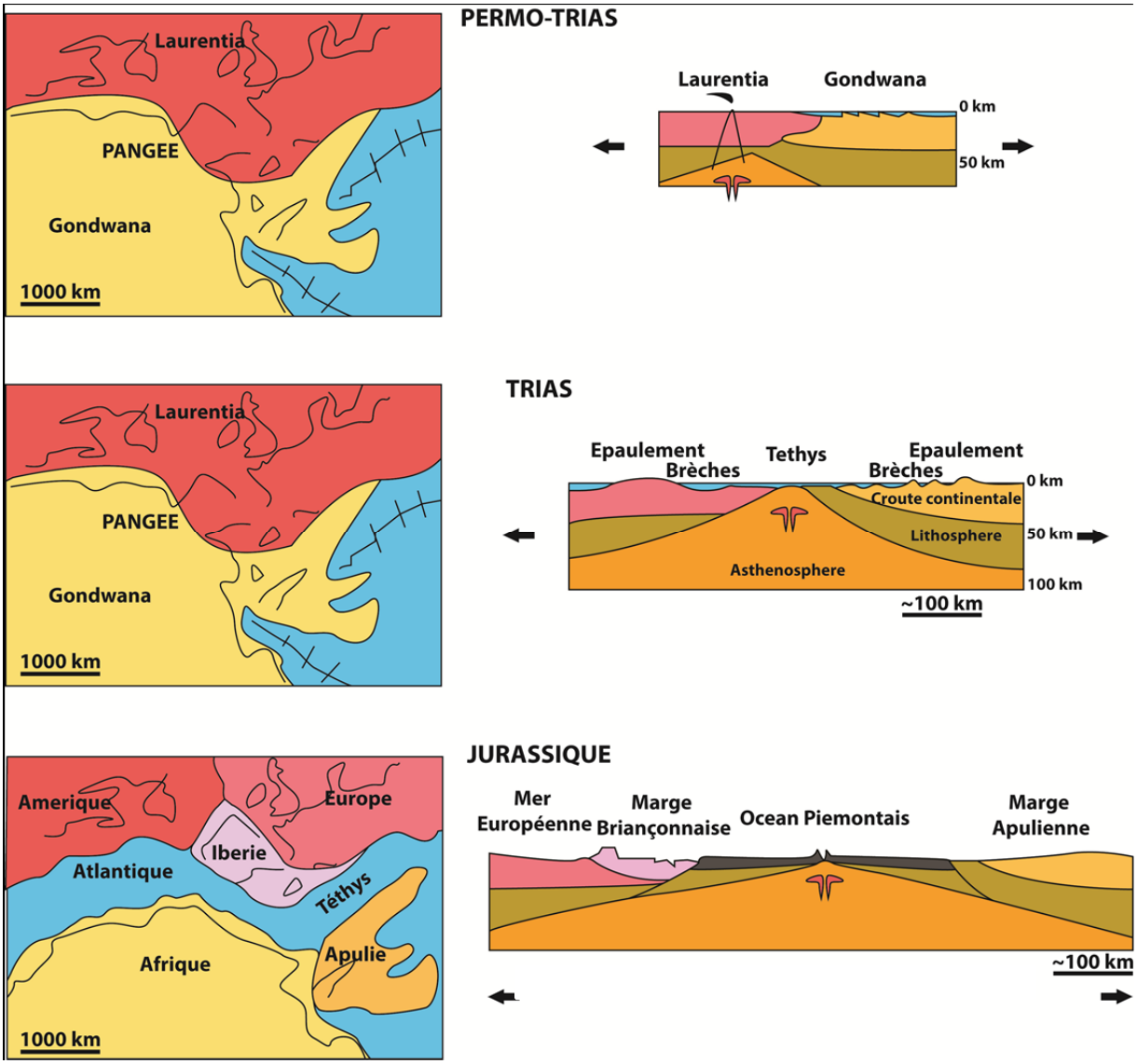


Figure 11 : Évolution de la Réouverture de la Téthys (Permo-Trias à Jurassique).
Source : [Delacou 2004]

La première compression majeure a lieu entre la fin du Crétacé et le Paléocène. C'est elle qui sera à l'origine du premier épaississement crustal de la formation des Alpes, du métamorphisme de haute pression (Delacou 2004) et de la formation de l'océan Parathétys (Figure 12). Le BP reposera par la suite, sur les plissements de l'orogénèse alpine (Dolton 2006).

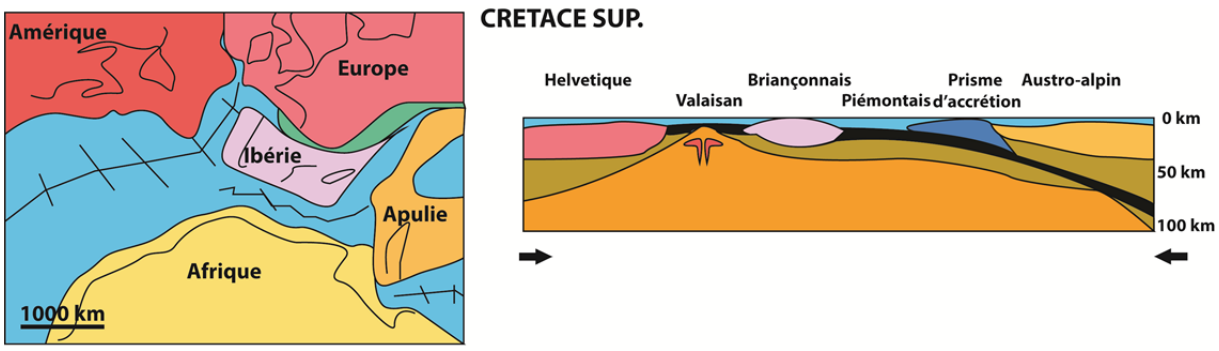


Figure 12 : Collision entre la plaque Européenne et des fragments crustaux provenant de la plaque Africaine. Source : [Delacou 2004]

A partir de l'Éocène, la deuxième phase compressive de la formation des Alpes a lieu. Cette deuxième phase compressive va donner lieu à un épaississement crustal important et à la formation d'une profonde racine lithosphérique (Delacou 2004) (Figure 13).

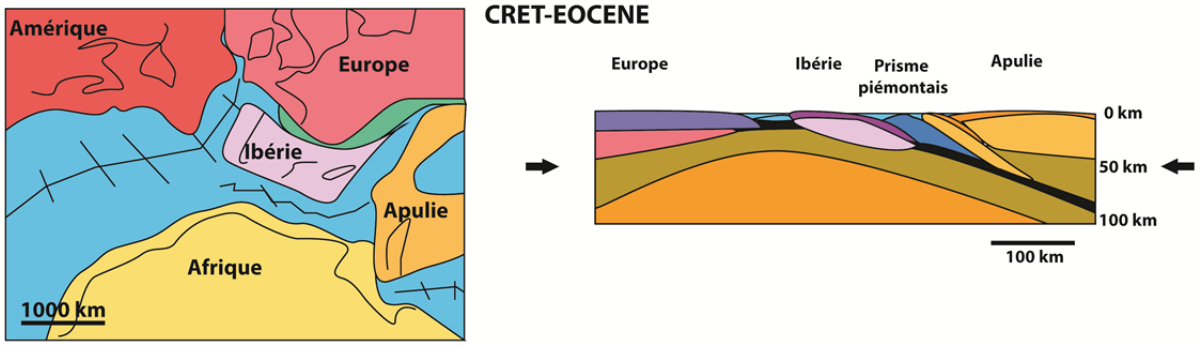


Figure 13 : Évolution de la collision Europe / fragments africain entre le Crétacé et l'Éocène. Source : [Delacou 2004]

Entre l'Éocène et le début de l'Oligocène, la convergence a poussé les blocs Apulien, Pelso et Tisza plus loin dans la plaque européenne provoquant ainsi des transpressions et rotations de blocs et le développement du Bassin Paléogène Hongrois (Figure 14).

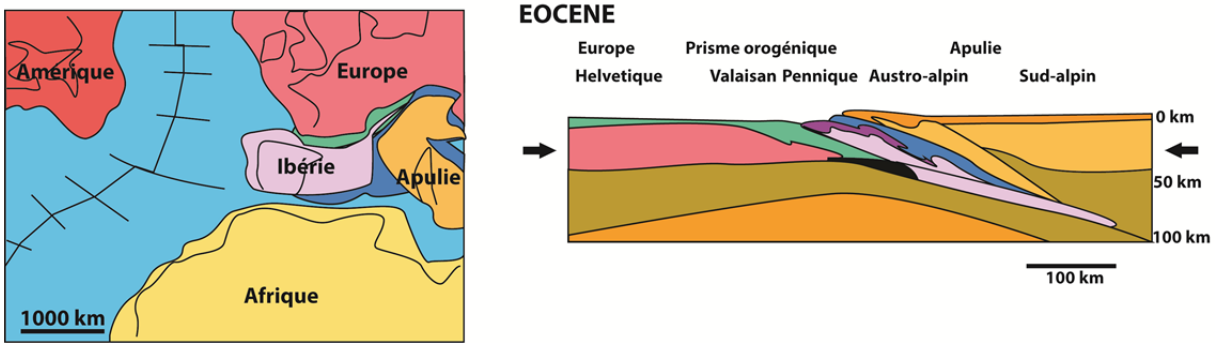


Figure 14 : Évolution de la collision Europe / fragments africain à l'Éocène.

Source : [Delacou 2004]

Au milieu de l'Oligocène, il y a transport de l'ALCAPA dans les Carpates (Hidas et al. 2010); l'ALCAPA est donc séparé du Sud des Alpes et va migrer vers l'Est avec une rotation antihoraire. Un ensemble de bassins va se développer dans la partie centrale du bassin Paléogène entre l'Éocène et le Miocène supérieur (Figure 15).

Entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène un fort amincissement ante-rift associé à une compression N-S à NO-SE a lieu ainsi qu'une fusion importante dans le manteau antérieurement métasomatisé (Hidas et al. 2010).

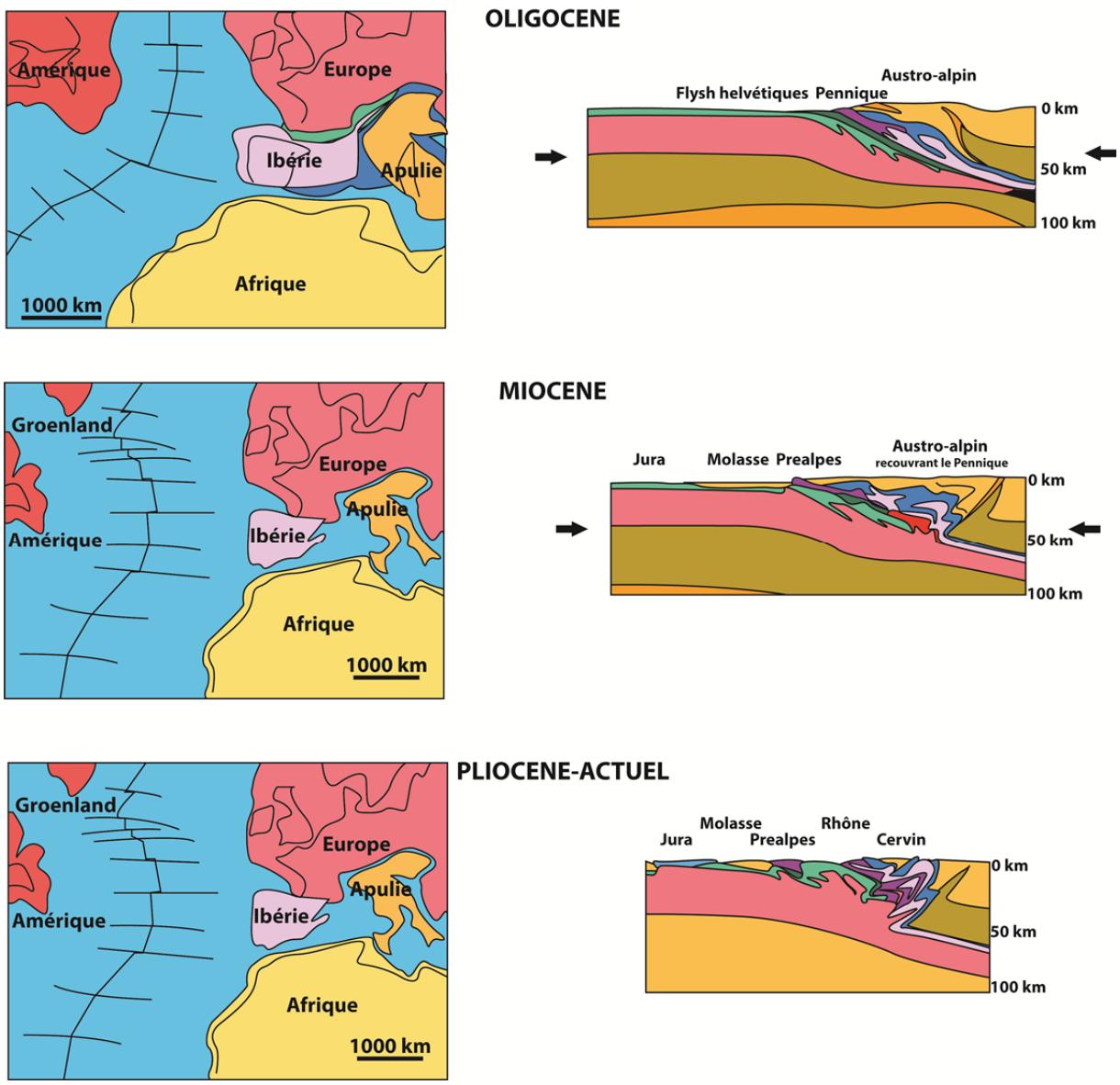


Figure 15 : Évolution de la collision Europe / fragments africain entre l'Oligocène et le présent. Source : [Delacou 2004]

A la même époque, les rotations horaires du bloc Tisza-Dacia et antihoraires du bloc ALCAPA vont conduire à la formation de la Mid Hungarian Zone (MHZ) (Figure 16). La MHZ a encore subi de fortes déformations il y 16 Ma, car pendant cette période, la collision ALCAPA/Europe va provoquer une déformation extensive entre le bloc ALCAPA en rotation et le bloc Tisza-Dacia (Kovács & Szabó 2008).

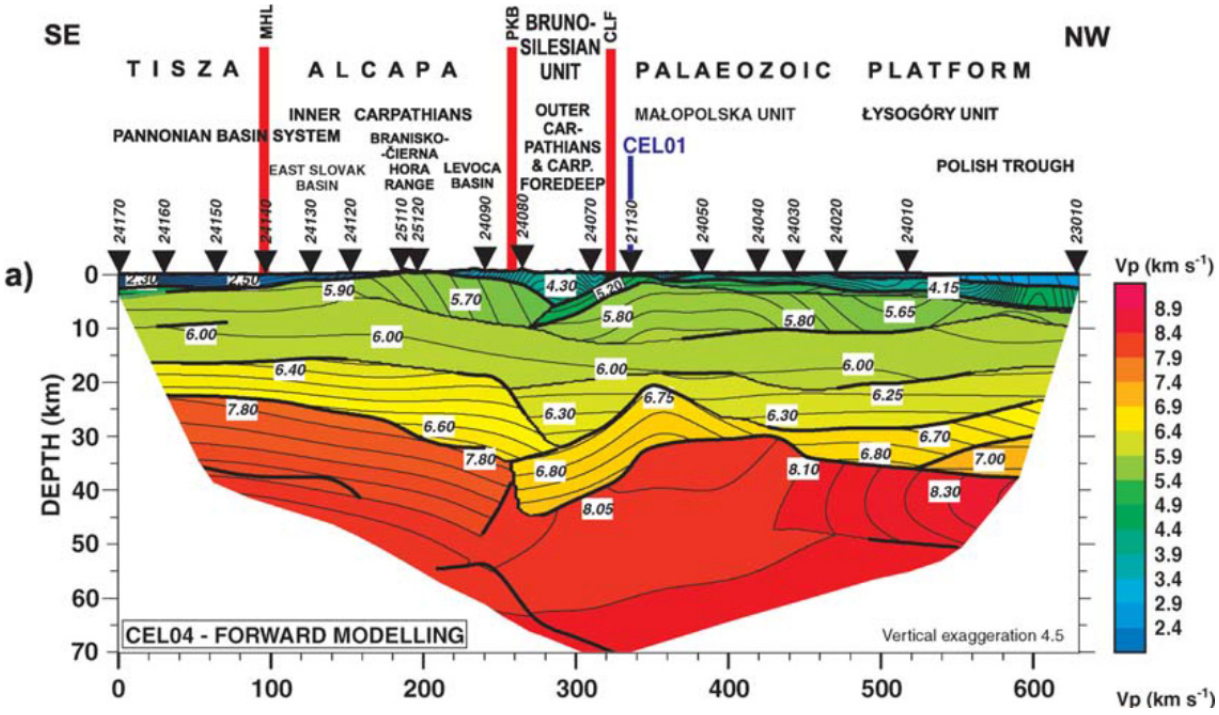


Figure 16 : Structure lithosphérique du BP définie grâce à plusieurs aquisitions sismiques grand-angle et des profils de sismique réflexion. Source : [Środa et al. 2006]

1.2.2 Thermomécanique associée

Les modèles numériques ont montré que la création d'une racine lithosphérique va entrainer une force gravitaire verticale à l'origine d'une extension lithosphérique adjacente (Michon 2001) (Figure 17).

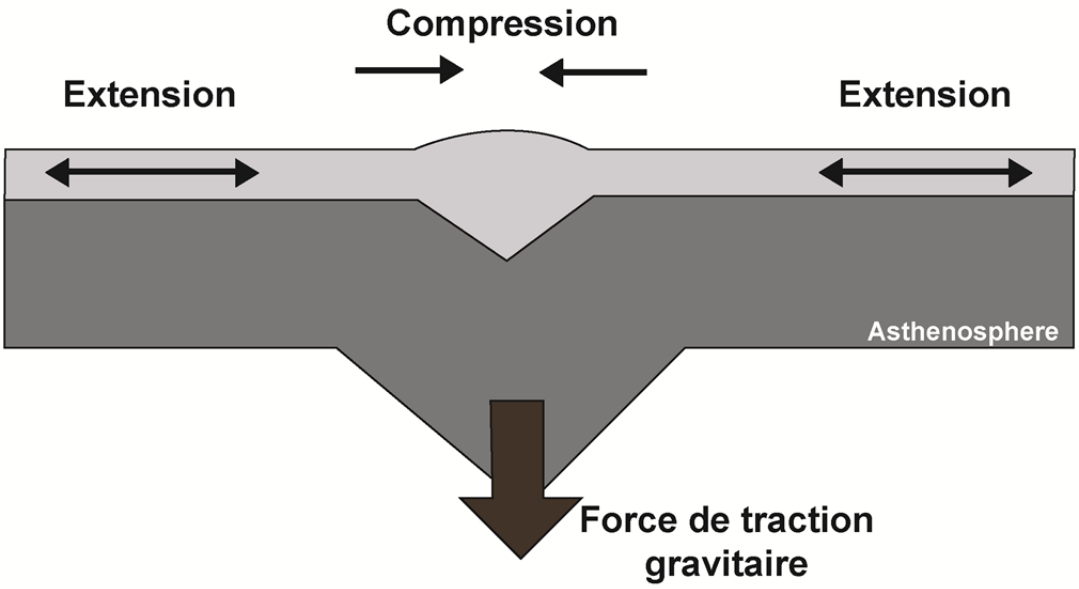


Figure 17 : Modèle expliquant l'extension lithosphérique à proximité d'une racine lithosphérique ; Source : [Michon 2001]

De plus, cette force gravitaire verticale va également entrainer un fluage asthénosphérique (Figure 18) vers les régions périphériques ce qui peut provoquer une érosion thermomécanique de la limite Lithosphère/Asthénosphère, une accentuation du volcanisme par fusion du manteau lithosphérique et un déséquilibre isostatique entrainant la surrection de l'ensemble de la lithosphère (Michon 2001).

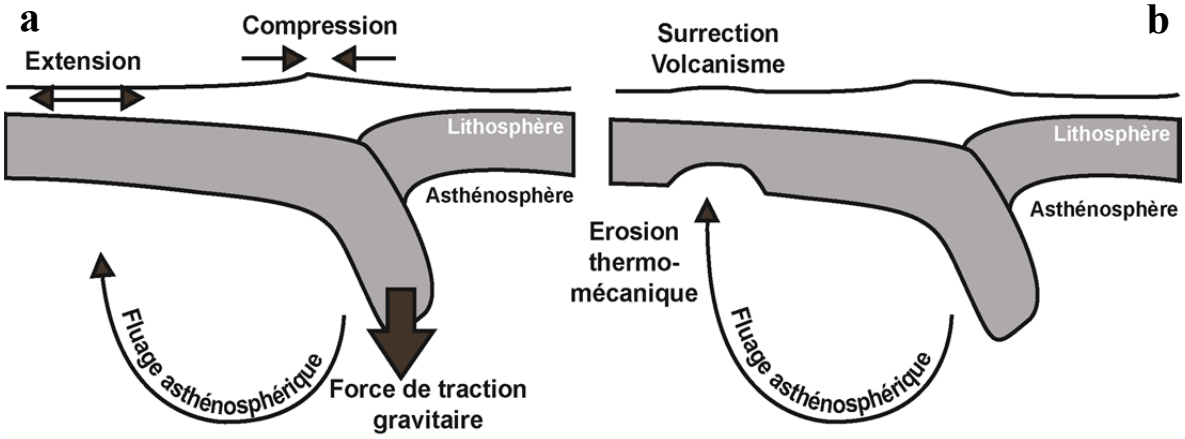


Figure 18 : Modèles expliquant le fluage lithosphérique lié à une force gravitaire verticale. a- fluage asthénosphérique; b- érosion thermomécanique de la limite lithosphère/asthénosphère. Source : [Michon 2001]

1.2.3 Volcanisme et flux de chaleur

Le développement Néogène du BP a été accompagné d'une activité volcanique répétitive et intensive (Huismans et al. 2002). Au Miocène inférieur, il y a des dépôts d'ignimbrite et de tufs, notamment au niveau de la MHZ (Figure 19). Ces dépôts pourraient être liés aux mouvements décrochants.

Au Miocène moyen et jusqu'à récemment (16,5-2 Ma), des édifices calco-alcalins sont mis en place dans le BP. Les roches calco-alcalines sont présentes dans la partie Est (affleurements), centrale (enfouies), mais aussi de manière sporadique dans l'ouest du bassin Pannonien. Ces roches mafiques calco-alcaline (SiO_2 = 49-57 wt. % ; MgO > 3 wt. %) ont des Mg-number (Mg/Mg + Fe) de 0,5-0,6 suggérant divers degrés de différenciation par cristallisation fractionnée. Ces roches sont principalement de composition andésitique ou dacitique et montrent des caractéristiques chimiques typiques de magmas de zone de subduction. De ce fait, la formation de l'arc de Carpates a été interprétée comme une conséquence des processus de subduction (Szabo et al. 1992; Downes & Vaselli 1995; Bleahu et al. 1973; Balla 1981). Dans les zones de subduction actuelles, les arcs volcaniques se développent à environ 110-170 km au-dessus de la plaque plongeante et la largeur de l'arc volcanique est fonction de l'angle de subduction (Tatsumi & Eggins 1995). La plaque océanique en subduction subit du métamorphisme et de la déshydratation en continu. Les phases fluides libérées par les réactions de déshydratation entrent dans la partie inférieure du coin de manteau et forment des phases hydratées telles que l'amphibole et la phlogopite (Pearce & Peate 1995). La déstabilisation de ces minéraux hydratés à environ 110 et 170 km de profondeur, libère des fluides qui migrent vers le manteau supérieur, diminuent le solidus et initient la fusion partielle. La répartition spatiale des formations volcaniques et la largeur des complexes volcaniques suggèrent une subduction relativement peu profonde (30-40°) associée au volcanisme de la partie ouest de l'arc des Carpates, alors que la subduction située à l'Est est relativement profonde (50 -60°). Cependant, il y a des problèmes notables avec le modèle classique de magmatisme de subduction lorsqu'il est appliqué à cette région: (1) l'activité volcanique calco-alcaline a commencé quand la subduction de la plaque océanique a cessé, comme indiqué par le raccourcissement final dans les Carpates extérieures (Jiricek 1979). Ainsi, cette activité volcanique peut être considérée comme post-collisionnelle (Seghedi et al. 1998). (2) Les roches volcaniques calco-alcalines se trouvent également dans la partie centrale du bassin Pannonien, où elles sont majoritairement recouvertes par une

séquence sédimentaire d'âge Miocène à Quaternaire (Pécskay et al. 1995). (3) Il y a une migration progressive du volcanisme du NO au SE, le long des Carpathes de l'Est ; cette migration est accompagnée d'une baisse du volume des magmas éruptés (Pécskay et al. 1995). (4) La première éruption a eu lieu en même temps que la phase syn-rift du bassin Pannonien.

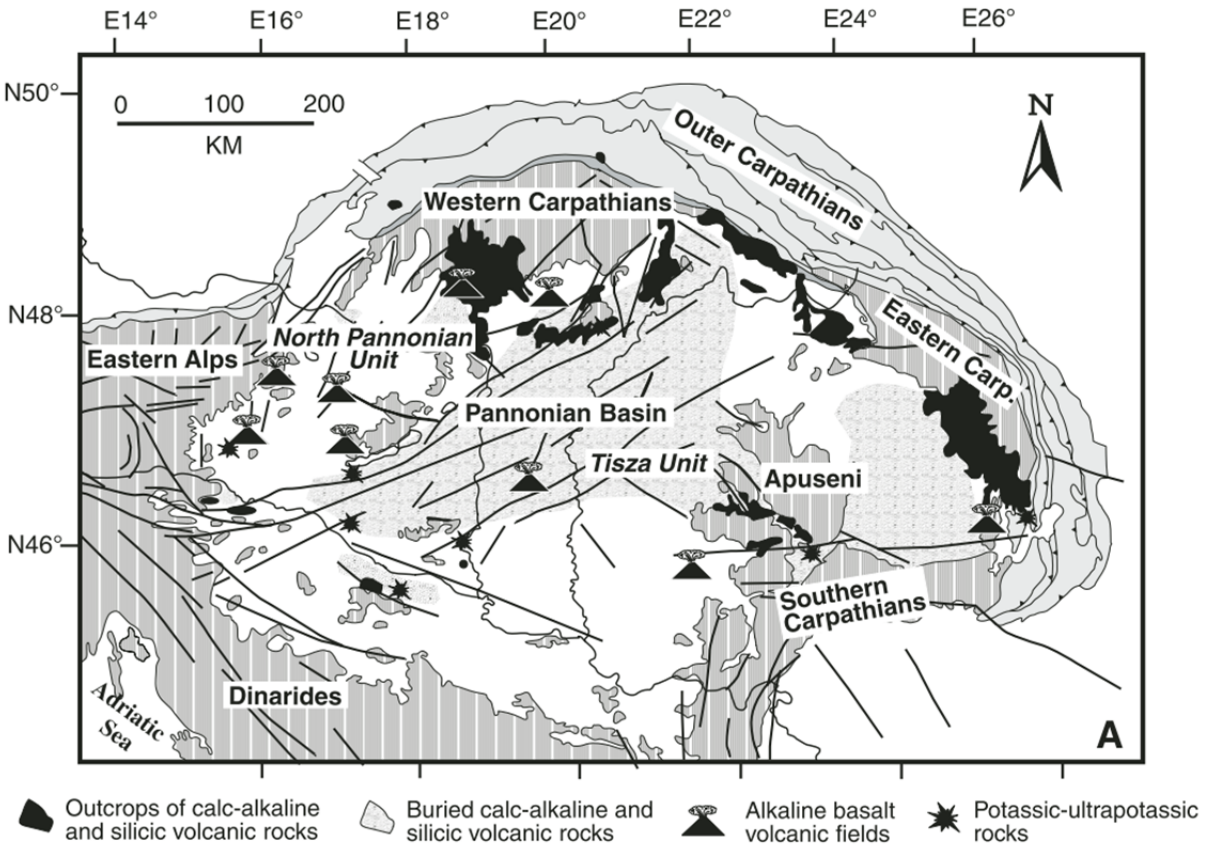


Figure 19 : Localisation des volcanismes calco-alcalins et alcalins.
Source : [Harangi & Lenkey 2007]

L'activité volcanique du Néogène dans la région Carpato-Pannonienne (CPR) est étroitement liée à l'évolution tectonique de la région. Durant le Crétacé et le Paléogène, la subduction de la lithosphère océanique n'a pas abouti à la production directe de volcanisme calco-alcalin du fait du champ de contraintes compressives et de la présence d'une épaisse lithosphère (Harangi & Lenkey 2007). Néanmoins, ce processus a joué un rôle important dans la génération de magmas. La déshydratation du slab a métasomatisé le coin de manteau, abaissant ainsi la température de fusion. Les magmas n'ont atteint la surface qu'au début de l'extension lithosphérique, au début du Miocène (19-21 Ma).

Le volume du volcanisme calco-alcalin a été estimé à ~1400km3. De la fin du Miocène à récemment, des basaltes alcalins probablement liés à la décompression du manteau peu profond sont mis en place dans des zones diffuses à l'intérieur du BP (Figure 20).

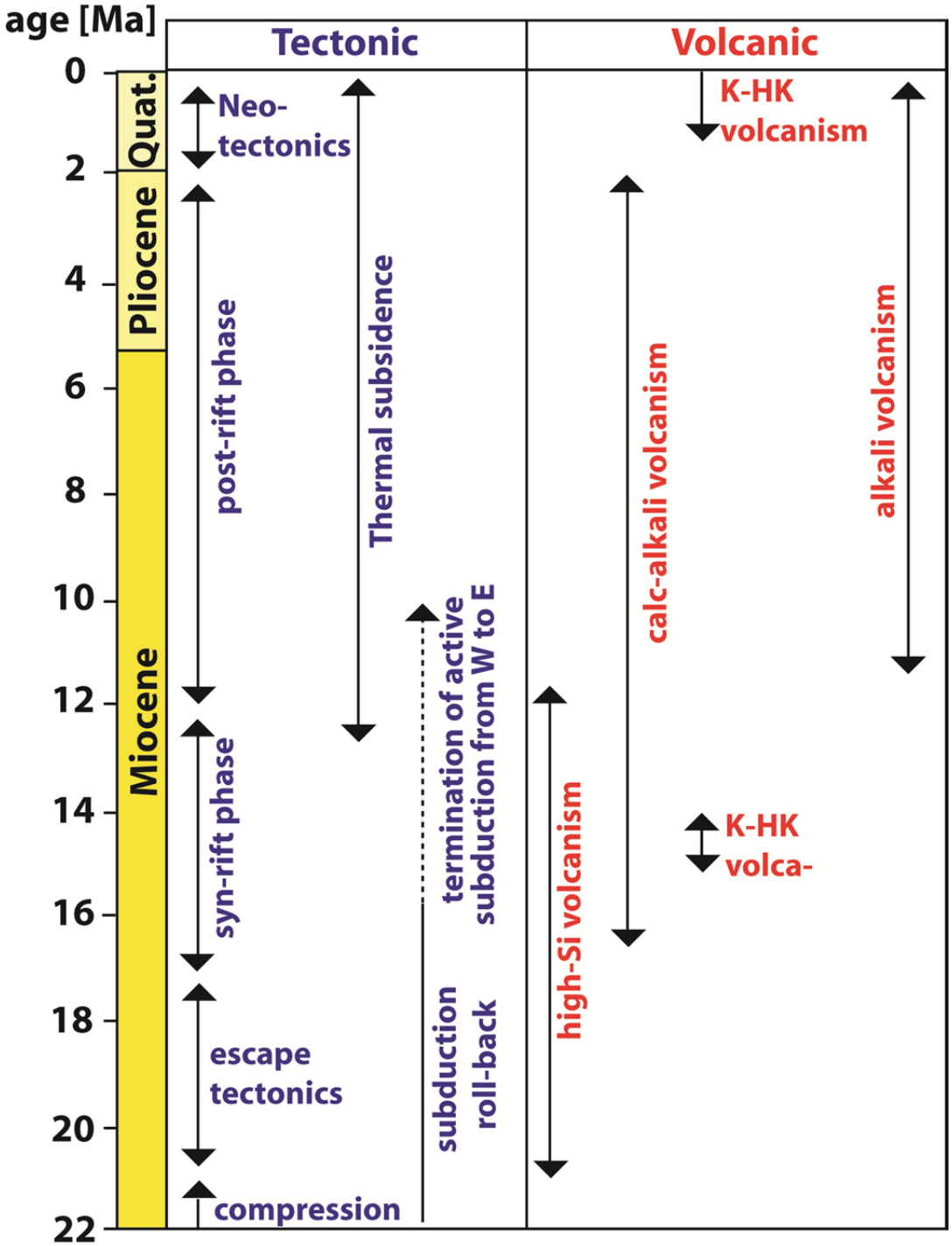


Figure 20 : Echelle des temps géologiques décrivant les principaux évènements tectoniques et volcaniques de la formation du bassin Pannonien. Source : [Modifié d'après Harangi & Lenkey, 2007]

La première apparition des basaltes alcalins est contemporaine à la deuxième phase de rifting (11,5 Ma) et à un upwelling de manteau lithosphérique. La plus grande quantité de basaltes alcalins se situe dans les Balatons Highland et dans le Bassin de Graz qui se situe légèrement à l'Ouest du centre d'amincissement maximum du BP. Les auteurs décrivant les basaltes alcalins semblent s'accorder avec une température asthénosphérique pas plus élevée que la normale (aucune anomalie thermique), notamment grâce aux faibles volumes de basaltes émis et aux faibles taux d'éruption.

Les champs volcaniques basaltiques du BP se présentent sous forme de petits édifices monogéniques distribués individuellement ou en petits regroupements (Jankovics et al. 2012). On trouve donc des cônes de scories, des maars, des cônes de tufs, des anneaux de tufs ou des petits champs de lave. Les coulées de lave font parfois jusqu'à 2000-3000 mètres d'épaisseur dans des zones structurales spécifiques (Nagymarosy & Hamor 2012). Le Bakony Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) compte par exemple, 150 à 200 centres éruptifs. Cette zone sera décrite plus amplement à la fin de ce chapitre, puisqu'elle constitue notre zone d'étude.

1.3 Le bassin sédimentaire

1.3.1 Mise en place du Bassin Pannonien

Historique

Le BP Néogène repose sur des strates très déformées des Carpates internes et sur les bassins du Paléocène. La formation du BP a commencé il y a 18 Ma (Début Miocène) par une subduction roll-back (la limite marquant le contact entre la plaque subductée et la plaque subductante va reculer en direction de la plaque subductée) de la plaque Européenne le long du front des Carpates (Figure 21a), qui va être compensée par un mouvement en direction de l'Est et avec une pression continue de la lithosphère pannonienne ante-rift (Figure 21b). La subduction roll-back va faciliter l'extension à l'intérieur du bassin (Corver et al. 2009).

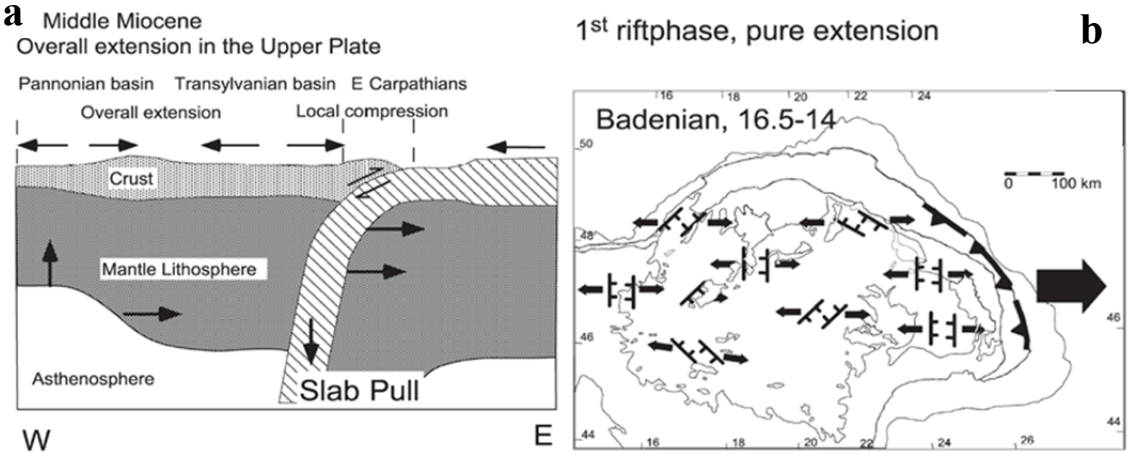


Figure 21 : a- Subduction roll-back; b- Extension du BP liée à la subduction.
Source : [Huismans et al. 2002; Corver et al. 2009]

La première phase de rifting correspond à du rifting passif lié à l'extension back-arc (Dolton 2006; Huismans et al. 2002; Degi et al. 2010). Elle est représentée par une période active de formation de failles en extension dans la partie interne du continent (Corver et al. 2009). Elle va être la cause de l'ouverture de bassins en pull-appart sur les bords du BP ; dans un régime transtensionnel entre 17,5 et 14,5 Ma et d'extension pure entre 16,5 et 14 Ma. Elle est caractérisée par une subsidence tectonique rapide et est enregistrée partout dans le BP (Corver et al. 2009). Ce rifting a aminci fortement la lithosphère de la partie centrale du BP (Huismans et al. 2002). On notera que l'extension du BP est diachronique et qu'elle a commencé par les parties les plus externes. L'extension crustale ainsi que l'amincissement lithosphérique vont contrôler la subsidence entre 17 et 12 Ma (Horvath et al. 1988). La direction de la plupart des failles transformantes (WSW-ENE) correspond à l'axe principal de l'étirement maximal (Horváth & Rumpler 1984); elles sont perpendiculaires au principal front de subduction. L'extension de la zone interne a été accompagnée par de petites rotations de blocs individuels faillés. La principale période d'extension a été interrompue par de courtes ou longues inversions, c'est-à-dire par des périodes durant lesquelles la compression et le soulèvement étaient dominants. Une explication possible pour cet arrêt dans la subsidence pourrait être qu'à la fin du Sarmatien, la totalité de la lithosphère océanique disponible pour la subduction a été enfouie dans l'Est des Carpates. Ceci pourrait donc être le début de la collision entre les continents Tisza-Dacia et la plateforme européenne.

Comme constaté par Royden et al. (1982), la principale direction de l'extension du BP s'est produite le long de fractures OSO-ENE. Ceci a été compensé par un raccourcissement contemporain de l'Est des Carpates. L'extension de la partie profonde de la lithosphère ductile

du BP peut s'expliquer par de la déformation plastique et de l'étirement alors que l'extension de la partie supérieure de la lithosphère s'est faite par déformation tectonique cassante. Dans la partie supérieure de la lithosphère deux mécanismes majeurs sont responsables de la formation des bassins profonds:

- L'extension le long de faibles angles de failles normales. La formation de ces failles est fortement liée au développement de complexes métamorphiques (Crittenden et al. 1980; Lister & Snoke 1984). En raison de l'updoming et du soulèvement du complexe métamorphique, les nappes vont glisser vers le bas entrainant un amincissement de la croûte et la formation de bassins profonds. Les mesures par traces de fission ont montré que le soulèvement et l'exhumation du complexe métamorphique ont eu lieu, dans la majorité des cas, durant le Badénien, c'est-à-dire durant la principale phase de la subsidence syn-rift au cours de la première moitié du milieu Miocène sur le territoire hongrois (Dunkl et al. 1994; Dunkl, I. and Demény 1997).

- L'activité transformante des failles. Le rifting général a lieu le long de systèmes de failles transformantes. Celles-ci sont répandues en Hongrie; leur existence a été prouvée par de nombreuses coupes sismiques (Horváth & Rumpler 1984). Une forte concentration de failles transformantes est présente le long de la Mid Hungarian Zone.

La formation des bassins profonds a lieu entre le début et le milieu du Miocène. Le développement de ces bassins peut être attribué à la première phase syn-rift. Dans les stades plus tardifs, ces dépressions ont été regroupées en une série de sous-bassins connectés ; l'aspect uniforme de l'actuel BP n'a été atteint que pendant l'importante évolution structurale de la fin du Miocène c'est-à-dire, dans la phase thermique de la formation du bassin. Les sédiments déposés durant la phase syn-rift sont principalement d'origine marine. La fin de la première phase de rifting a eu lieu il y a 14 Ma. Cependant, un échappement vers l'Est ainsi qu'un décrochement continu sont toujours présent après 14 Ma. Le développement du BP a été accompagné par une forte activité magmatique. Il y a 11,5 Ma a eu lieu une compression E-O à l'origine d'un uplift et d'une érosion importante (visible grâce à un hiatus temporel). La deuxième phase de rifting (ou phase post-rift) a eu lieu entre 11,5 et 8 Ma et n'est visible que dans les parties centrales du BP. Elle est associée à une remontée convective d'asthénosphère qui serait liée à l'étirement et à l'amincissement de la lithosphère pannonienne et serait contemporaine à la construction de l'Arc dans l'Est des Carpates (Huismans et al. 2002; Corver et al. 2009).

La phase thermique a eu lieu de 12 Ma à récemment (Horvath et al. 1988). Elle présente seulement des extensions locales et mineures (fluage de la lithosphère qui contrôle la subsidence). Elle est caractérisée par un affaissement thermique sans faille majeure, même dans la partie interne du continent. Cette relaxation thermique est cependant à l'origine de la relaxation générale, de la subsidence post-rift et de la continuité de la compression dans l'Est des Carpates. L'extension majeure a quasiment cessé à la fin du Miocène.

La subsidence thermique et la sédimentation rapide dans la seconde phase de rifting ont donné lieu à un dépôt relativement "plat" des strates. Les sédiments post-rift ne sont pas perturbés et reposent en discordance sur les séquences syn-rift dans la plupart des sous-bassins et sur les roches du socle au niveau des horsts.

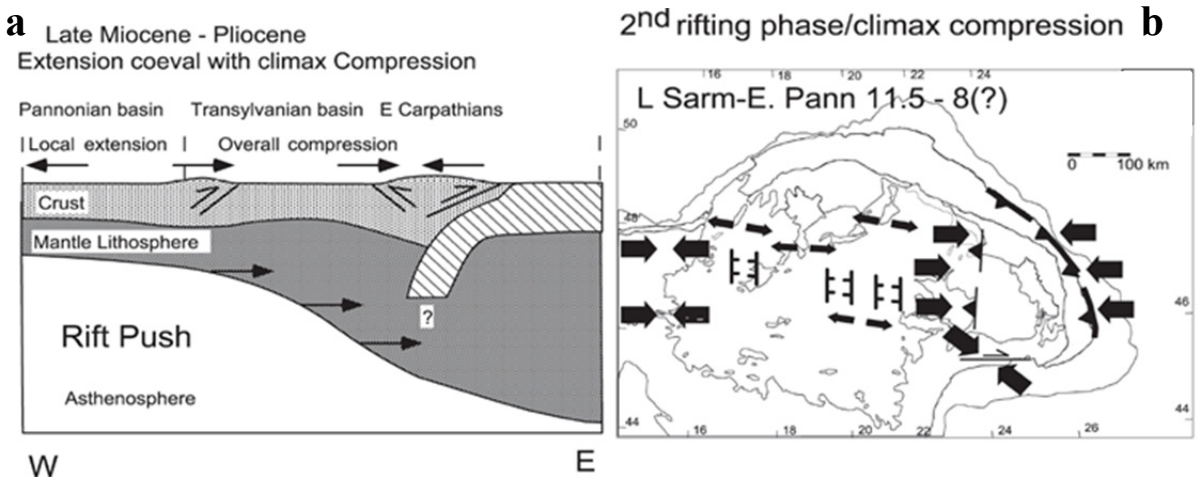


Figure 22 : a- Deuxième phase de rifting associée à l'épisode compressif; b- Extension et compression contemporaine + remontée convective d'asthénosphère. Source : [Huismans et al. 2002; Corver et al. 2009]

La période post-rift est marquée par deux événements compressifs. Les deux phases sont associées à la réactivation de failles et à des inversions structurales à des échelles locales et régionales. Le premier événement compressif a eu lieu juste après la phase syn-rift (11-8 Ma, Figure 22) tandis que le deuxième événement a commencé au cours du Pliocène et a continué jusqu'à récemment (~6-0 Ma) (Corver et al. 2009).

Le BP n'est pas entièrement uniforme; il y a des bassins très profonds (>7000m) et d'autres peu profonds (<1000m). Sclater et al. (1980), Nagymarosy (1981) and Horvath et al. (1988) ont montré que le taux de subsidence et le taux de sédimentation n'étaient constants ni dans l'espace, ni dans le temps, pendant l'évolution du BP.

La formation du BP actuel s'est achevée au Pléistocène (Hidas et al. 2010); cependant, le BP est toujours affecté d'un champ de contraintes actif (Huismans et al. 2002) et d'un flux de chaleur important qui montrent que la limite lithosphère/asthénosphère est toujours en position élevée (Nagymarosy & Hamor 2012). Pendant le Miocène, la limite lithosphère/asthénosphère devait être dans une position encore plus élevée qu'actuellement pour deux raisons possibles :

- L'effet roll-back de la lithosphère océanique subductée dans l'Est des Carpates, tirée en direction du N et du N-E, va entrainer l'aspiration de la lithosphère plastique profonde en direction de la zone de subduction. Ceci a pu provoquer un étirement considérable de la lithosphère profonde.

- En accord avec Andrews & Sleep (1974) la lithosphère subductée génère un flux convectif dans l'asthénosphère et le flux engendré peut avoir érodé thermiquement la lithosphère mantellique de la microplaque intra-carpatienne et peut être même la croûte inférieure.

Il semble clair que dans les deux cas, la subduction qui était une conséquence de l'extrusion des microplaques ALCAPA et Tisza-Dacia pendant le Paléogène (Balla 1984; Csontos et al. 1992), a été un des moteurs dans le développement de la subsidence générale du BP (Figure 23).

L'évolution du BP à la fin du Miocène a été caractérisée par la poursuite de la réactivation tectonique. Cela comprend l'inversion des failles normales déjà formées, le soulèvement des flancs Est et Ouest du BP, la continuité de la subsidence et la réactivation des failles décrochantes dans la partie centrale du BP (Corver et al. 2009).

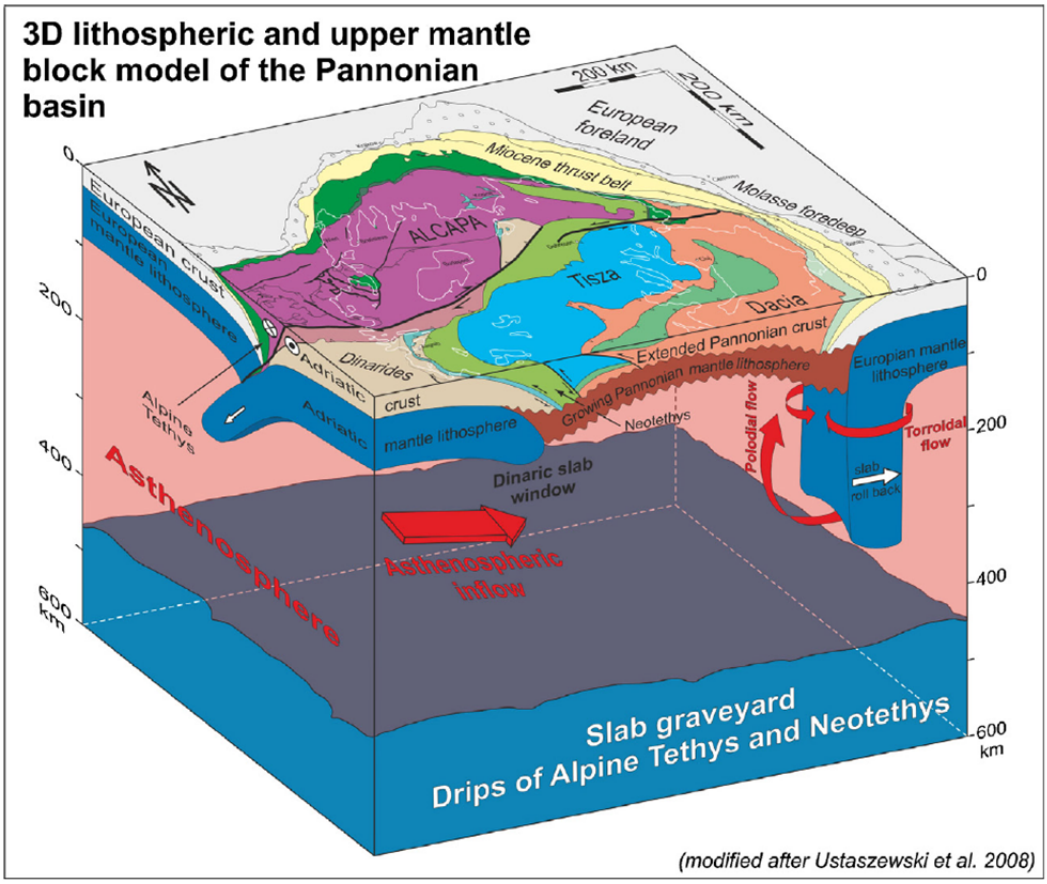


Figure 23 : Modèle géodynamique 3D de la formation du BP au début du Miocène (16-18 Ma). Source : [Horváth et al. 2015]

1.3.2 Le système pétrolier du bassin

Les roches réservoirs du BP sont variées en âges et en lithologies. Selon Dank (1987), les réservoirs du Néogène comptent 61% des ressources de pétrole découvertes en Hongrie; les unités Mésozoïque et Paléozoïques comptent pour 33% et les roches Paléogènes comptent pour 7%. Des études plus récentes de Kókai (1994) indiquent que 62% de la production de pétrole provient des roches sédimentaires Cénozoïques et 24% provient des carbonates Mésozoïque. 70% de la production de gaz naturel provient des réservoirs Cénozoïques (Dolton 2006).

Les roches Néogènes sont le principal réservoir de la province du BP et représentent plus de 80% de la production de tous les réservoirs. Dans ces roches Néogènes, les grès comptent 95% de la production et 90% de ces grès sont du Miocène, les autres étant du Pliocène.

La maturation de la matière organique est supposée avoir eu lieu pendant le flux de chaleur maximum à la fin du Miocène ou au Pliocène (6-2 Ma). Comme constaté par Ziegler and Roure (1996), les séries Oligocènes dans le BP comptent d'importants réservoirs d'hydrocarbures. Les roches Néogène d'âge Miocène sont considérées comme étant la principale source d'huile et de gaz de la région (Dolton 2006) (Figure 24).

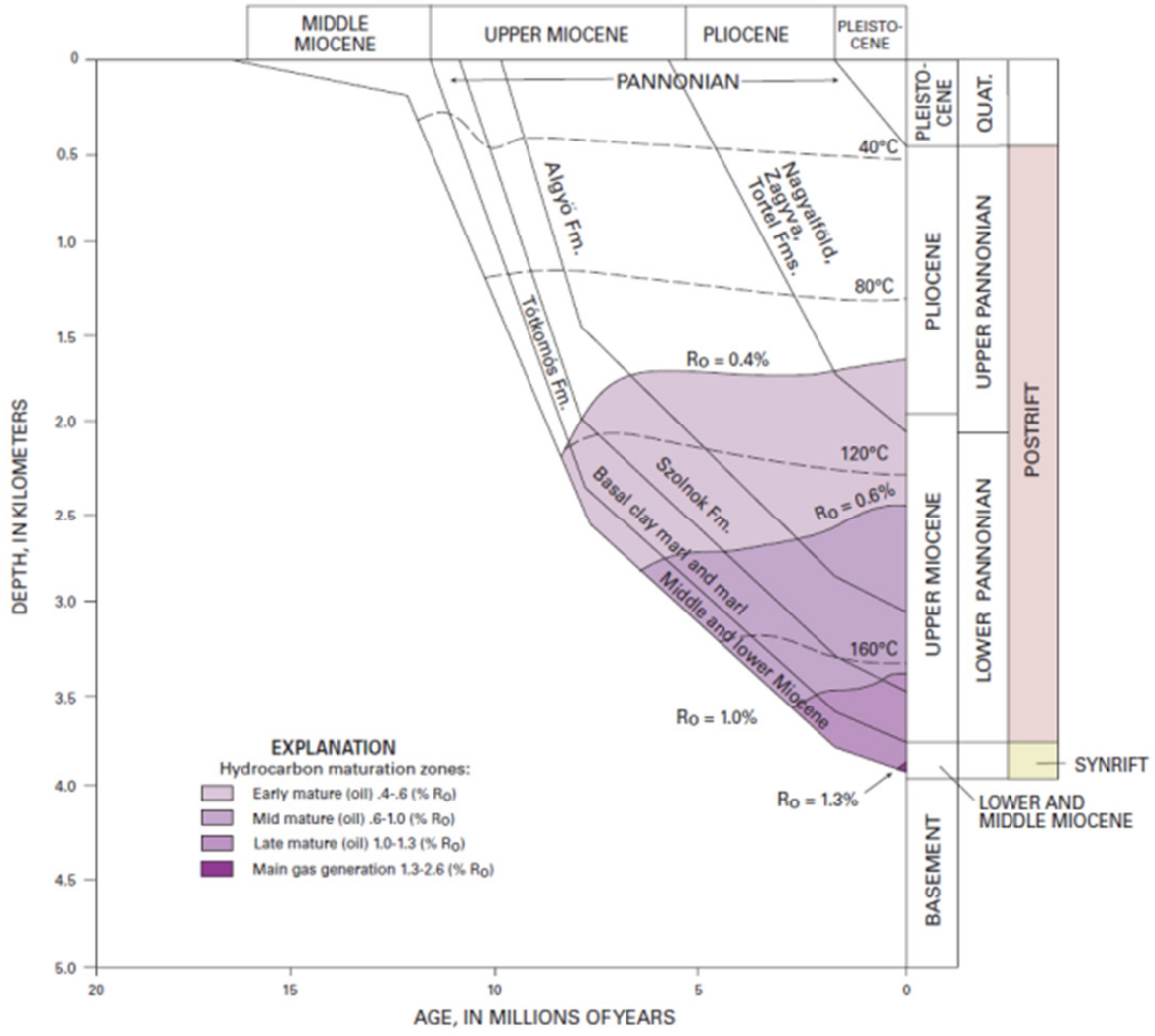


Figure 24 : Histoire de l'enfouissement de la plaine Néogène hongroise.
Source : [Dolton 2006]

La moyenne du gradient géothermique du système pannonien est d'environ 3,6°C/100m et excède parfois 5,8°C/100m. Étant donné ce fort gradient géothermal, les roches mères fournissent des sources pour les huiles et les gaz à des profondeurs relativement faibles. Bien que le flux de chaleur et la profondeur de la fenêtre à huile soient variables régionalement, les investigations suggèrent généralement le début de la génération thermique, dans la majorité du système, à environ 2000m pour une huile immature et à environ 2500m

pour une huile mature. Les roches situées à environ 5000m de profondeur sont typiquement dans le domaine de la génération de gaz (fenêtre à gaz) (Dolton 2006). La génération d'huile dans les sédiments Néogènes a débuté entre 8 et 5 Ma et a progressé de telle sorte que les sédiments situés à une profondeur de 4-5 km sont passés par la fenêtre à huile. Les 2-3 kilomètres supérieurs de roches sédimentaires Néogènes sont immatures dans tout le bassin, et par conséquent, les lits riches en matière organique du Pannonien supérieur ne sont pas suffisamment enfouis pour générer des hydrocarbures. Cependant, dans plusieurs zones, les jeunes sédiments contiennent des gaz d'hydrocarbures secs qui sont composés de méthane isotopiquement léger, biogénique ou diagénétique provenant de sources humiques (Dolton 2006).

Les réservoirs d'huile et de gaz sont souvent situés dans des roches thermiquement immatures au-dessus des sommets du socle ou latéralement écartés des zones de production. L'huile est stockée à des profondeurs généralement inférieures à 3000m avec une majorité entre 1000 et 1500m (Figure 25a). Le gaz est, quant à lui, stocké à des profondeurs généralement inférieures à 3500m avec une majorité entre 1000 et 2500m (Figure 25b).

Ceci indique des migrations verticales et latérales omniprésentes. Les champs d'huile sont généralement situés sur les périmètres des zones de production de gaz, ce qui suggère que les gaz peuvent avoir déplacé l'huile latéralement (Dolton 2006).

Une structure anticlinale formée dans les couches Néogènes, offre potentiellement de bons pièges pour les hydrocarbures qui migrent vers le haut depuis des roches plus profondes datant du Miocène. Toutefois, une part importante (~1-2 km) de la jeune séquence sédimentaire a été érodée et plusieurs pièges ont probablement perdu leurs hydrocarbures (Corver et al. 2009).

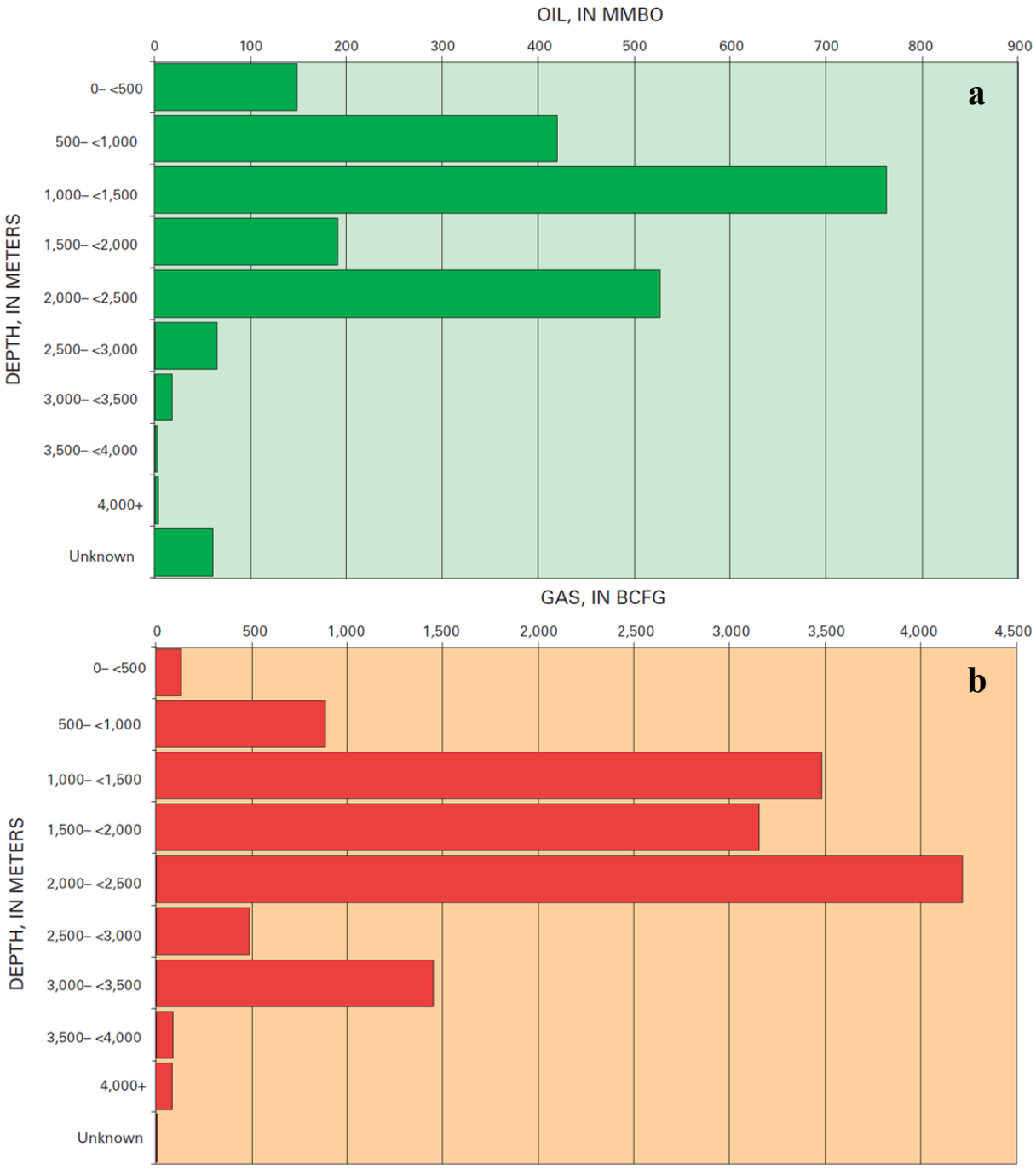


Figure 25 : a- Huile découverte par zones de profondeurs et b- Gaz découvert par zones de profondeurs. Source : [Dolton 2006]

Pendant la première phase de rifting, les types de pièges se situent principalement dans les blocs basculés et les horsts, tandis que durant la deuxième phase de rifting une plus grande variété de types de pièges s'est développée selon le degré de subsidence, de soulèvement/inversion et de compression (Corver et al. 2009) (Figure 26).

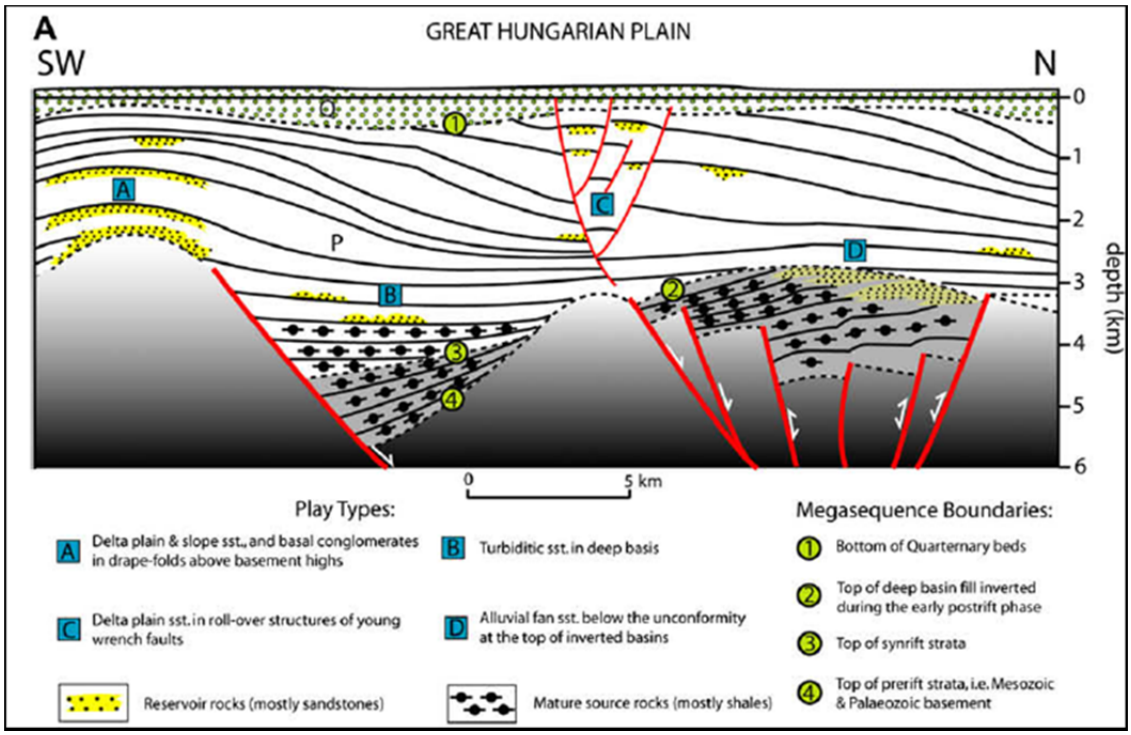


Figure 26 : Coupe schématique montrant le système pétrolier dans le bassin Néogène. Source : [Corver et al. 2009]

Dans l'ensemble du BP, les réservoirs de gaz contiennent généralement des quantités importantes de CO_2 interprétées par certains auteurs comme provenant de la décomposition des carbonates dans le socle rocheux profondément enfouis ou par d'autres comme provenant du manteau sous-Pannonien (Sherwood Lollar et al. 1997). La gamme des teneurs en CO_2 va de 0,5 à 99,5% avec une moyenne de 28%. Dans le bassin du Danube, en particulier, la teneur en CO_2 du gaz naturel compromet toute rentabilité (Dolton 2006).

1.4 La Bakony Balaton Highland

1.4.1 Contexte géologique de la zone d'étude

Pour notre étude nous nous sommes focalisés sur la zone volcanique de le BBHVF (Bakony Balaton Highland Volcanic Field) où nous avons échantillonné quatre édifices volcaniques : Füzes-tó, Mindszentkálla, Szentbékkálla et Szigliget (Figure 27).

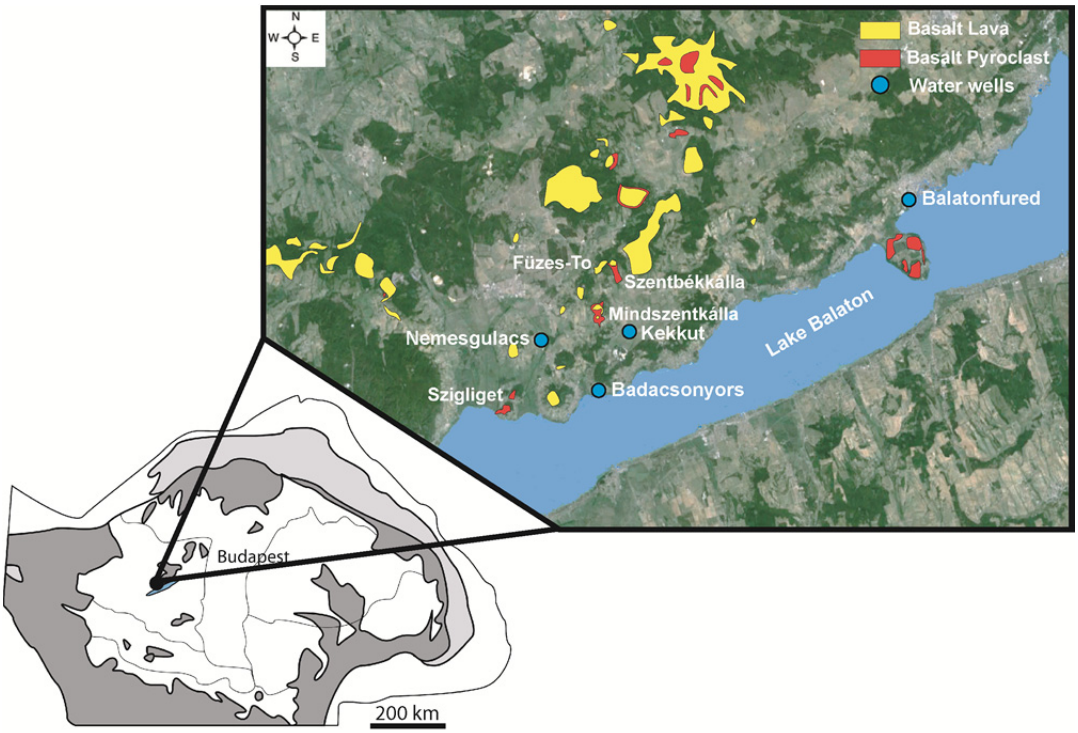


Figure 27 : Cartographie des zones d'échantillonnage

Le BBHVF est localisée à l'Ouest du BP (Ouest de la Hongrie) et sur la rive Nord du lac Balaton. D'un point de vue géologique, elle est située sur la partie sud de la microplaque Alcapa. Le BBHVF appartient à la zone centrale de la Chaîne Transdanubienne, qui est corrélée avec les nappes austro-alpines supérieures de l'orogénèse des Alpes de l'Est (Majoros 1983; Tari 1991; Kazmer & Kovacs 1985). Le socle des champs volcaniques est constitué de roches paléozoïques, de schistes siluriens, de sédiments rouge permiens (Császár & Lelkesné Felvári 1999) et d'une épaisse séquence de carbonates mésozoïques (Budai & Voros 1992; Haas et al. 1999), qui a été déposée sur l'unité Alpine (SO de la zone) et a été transportée en direction du N-E par le mouvement de la microplaque Alcapa pendant l'évolution géodynamique du BP. Ce socle forme maintenant une structure anticlinale à large échelle d'origine Eoalpine dans la zone Transdanubienne centrale et elle est localement recouverte de sédiments (Horvath 1993; Tari et al. 1992). Les sédiments Cénozoïques ont été déposés dans des bassins sédimentaires locaux sur une discordance régionale liée à l'érosion (Müller et al. 1999; Muller & Magyar 1992). Au Néogène et juste avant le début du volcanisme, le lac Pannonien occupait la majeur partie du BP. Les sédiments lacustres, mudstones et les marnes issues de l'eau saumâtre du lac Pannonien sont très répandues dans le bassin (Jambor 1980; Gulyás 2001). Juste avant le début du volcanisme, la partie Ouest du BP formait une plaine alluviale avec des sédiments non consolidés et chargés en eau (Kázmér 1990).

1.4.2 Le volcanisme basaltique alcalin

Les centres volcaniques de le BBHVF ont été actifs entre 7.96 et 2.61 Ma, (Borsy et al. 1986; Balogh & Németh 2005; Balogh & Pécskay 2001; Balogh et al. 1980; Wijbrans et al. 2007) et ont produit principalement des roches basaltiques alcalines (Szabo et al. 1992; Embey-isztin et al. 1993). Le BBHVF compte environ 50 volcans basaltiques dans une zone relativement petite (~ 3500 km²) ; cependant, le nombre d'évents peut être très supérieur du fait de l'existence de complexes volcaniques et de volcans imbriqués (Martin et al. 2003). Le volcanisme basaltique alcalin dans l'Ouest du bassin était principalement subaérien et de type intracontinental. Cependant, de grandes quantités d'eau peu profonde peuvent avoir été présentes durant les éruptions, celles-ci auraient vraisemblablement conduit à la formation des volcans émergents (Kokelaar 1983; White & Houghton 2000). Après l'arrêt du volcanisme, la sédimentation fluviale/alluviale s'est répandue dans l'Ouest du bassin. Tous les types de volcans peuvent être trouvés dans la partie Ouest du bassin et dans le BBHVF. On y retrouve des formations géomorphologiques proéminentes circulaires ou des buttes couvertes de lave. Ces formations circulaires sont généralement liées à des volcans phréatomagmatiques, comme à des structures de maar ou des anneaux de tufs (Nemeth et al. 2003). Le lac Balaton quant à lui est récent et son histoire remonte seulement à 17000-15000 ans (Cserny & Corrada 1989; Tullner & Cserny 2003).

1.4.3 Les édifices volcaniques étudiés

Szentbékkálla

Le village de Szentbékkálla est situé au milieu de le BBHVF, à environ 10km au Nord du lac Balaton (N 46°53'26.30" et E 17°33'52.66", altitude: 150-200m).

La cartographie de la région de Szentbékkálla révèle de petits volumes de dépôts de flux pyroclastiques, supposés être le résultat d'éruptions explosives phréatomagmatiques. Des lits de tufs à lapilli massifs, non triés et grossiers alternent avec des lits entrecroisés à matrices riches en blocs. Le corps principal de la séquence pyroclastique est constitué de lits de tufs à lapilli gris, massifs et compacts. Il n'y a aucune évidence de classement, de structures sédimentaires bien développées, ou de soudure dans cette unité. Le tuf à lapilli contient une grande quantité de xénolites ultramafiques de forme arrondie à semi-arrondie, des olivines

fracturées/cassées et des xénocristaux de clinopyroxène (Cpx) sans aucune observation d'accumulation (Martin & Németh 2004). Les fragments juvéniles de tufs à lapilli et de tufs de Szentbékkálla vont généralement de la phono-téphrite à la téphri-phonolite (Nemeth et al. 1999). De petites aiguilles de verre, altérées, et de couleur claire montrent des compositions de dacite/trachydacite et andésite basaltique (Nemeth et al. 1999).

Szigliget

Le village de Szigliget est situé du côté Nord du lac Balaton, à l'Ouest de le BBHVF et à 15km au Sud de Szentbékkálla (N 46° 47'39.85" et E 17° 26'21.87", altitude: 100-230 m).

Il se trouve sur une petite péninsule qui fut souvent une île durant les périodes de haut niveau d'eau au cours des 17000 ans de l'histoire du lac (Cserny 1993; Tullner & Cserny 2003). Les produits volcaniques, datés de 4,53 ± 0,05 Ma (par la technique Ar/Ar; Wijbrans et al. 2007), sont le résultat d'une activité explosive phréatomagmatique, qui a généré des flux pyroclastiques et des dépôts phréatomagmatiques de téphra. Les strates de roches volcaniques présentes sur les reliefs montrent des directions de pendage NW identiques ainsi que des caractéristiques texturales et compositionnelles similaires. Ceci démontrerait la présence d'un complexe, mais qui serait étroitement lié au système volcanique de la région. Les roches pyroclastiques sont interprétées comme étant des vestiges des bords d'un cratère, déposés autour d'un bassin de maar qui ont par la suite subsidé dans l'évent (Németh et al. 2000). On trouve à différents niveaux de la séquence volcanique, des buchites de la croûte inférieure, des granulites mafiques et métapélitiques, ainsi que des pyroxénites du manteau supérieur et des péridotites qui sont souvent trouvées sous forme de xénolites (Torok 2002; Embey-Isztin et al. 1989; Embey-Isztin et al. 2003; Downes et al. 1992).

Füzes-tó

D'après Jankovics et al. (2012), Füzes-tó est un cône de scories basaltiques et alcalines (Maar) de le BBHVF, situé à l'ouest du BP (N 46° 54' 58.05" et E 17° 33' 59.76"). Ces basaltes datés de 2,61Ma sont l'un des produits les plus jeunes de le BBHVF (Wijbrans et al. 2007). Outre la présence de nombreuses xénolites de péridotites dans ces basaltes, on retrouve également d'abondant xénocristaux provenant du manteau.

Le cône de scories de Füzes-tó est un édifice volcanique primaire bien préservé (parmi les restes érodés de le BBHVF), où de nombreuses bombes volcaniques rougeâtres et des

fragments de différentes tailles et formes peuvent être trouvés : des bombes en fuseau, scoriacées ou en croûte de pain ainsi que des pyroclastites agglutinés (Jankovics et al. 2012). Les bombes contiennent souvent des xénolites denses et ultramafiques du manteau supérieur qui sont souvent plus ou moins altérés. Des fragments massifs de lave, qui contiennent de petits fragments de xénolites altérés, peuvent être également trouvés.

Mindszentkálla

D'après Nemeth et al. (2003), Kereki-hegy est situé à 1 km au sud-est de Mindszentkálla (N 46° 51' 46.40" et E 17° 32' 36.31"; altitude 171m) et se présente comme une petite colline allongée (~ 150 m du nord au sud) d'environ 60 mètres au-dessus du plancher du bassin Káli. Les formations carbonatées du Trias inférieur affleurent à la surface à proximité de la zone (Budai & Csillag 1998; Budai et al. 1999). Dans le voisinage immédiat de la colline, des unités silicoclastiques du Néogène, épaisses de quelques mètres, ont été cartographiés (Budai et al. 1999) mais leur existence fait encore l'objet d'un débat. En dépit de cela, l'ancienne cartographie géologique décrit des prismes de basalte à cet endroit (Vitalis 1911), bien que de nouvelles cartographie n'aient pas été en mesure de confirmer cette information (Budai et al. 1999; Nemeth et al. 2003).

Les lits pyroclastiques ont une forte inclinaison (60°) et plongent vers l'Est, ce qui diffère des tendances tectoniques connus dans la région ainsi que du litage subhorizontal des unités rocheuses pré-volcaniques que le diatrème recoupe (Budai et al. 1999). Les roches pyroclastiques de cette zone sont riches en échardes de verre volcaniques (Nemeth et al. 2003), qui sont de formes allongées à polyédriques et modérément microvésiculaires. La combinaison de ces caractéristiques suggèrent que l'interaction eau-magma était le style de fragmentation dominant de leur formation (Nemeth et al. 2003). D'un point de vue textural et compositionnel les parties litées et massives des roches pyroclastiques ne diffèrent pas les unes des autres (Nemeth et al. 2003). Kereki-hegy est interprété comme un diatrème profondément érodé, dans lequel les niveaux profonds du diatrème sont exposés. La couverture sédimentaire Néogène aurait été encore intacte au cours de l'éruption du Kereki-hegy (Nemeth et al. 2003). Lors des épisodes volcaniques, des enclaves mantelliques et crustales ont été remontées à la surface.

2 Les xénolites de le BBHVF

Des xénolites mantelliques ultramafiques peuvent être trouvés dans des laves basanitiques et dans des pyroclastes volcaniques dans six zones de le BBHVF (Tihany, Bondoró Hill, Füzes-tó, Szentbékkálla, Mindszentkálla, Szigliget) (Figure 28).

Ces xénolites sont d'origine lithosphérique et dans quelques cas d'origine asthénosphérique. Comme l'éruption des basaltes alcalins est postérieure aux principaux évènements tectoniques dans la zone Carpato-Pannonienne, les xénolites ont enregistré les effets de ces évènements, ce qui inclus la déformation (Falus 2004; Falus et al. 2004; Falus et al. 2008; Hidas et al. 2007), le métasomatisme (Bali et al. 2002; Enikő Bali et al. 2008; Szabó et al. 2009; Hidas et al. 2010) et l'extraction de magmas (Bali et al. 2002; Bali et al. 2008; Szabó et al. 2009; Hidas et al. 2010). Ces xénolites peuvent donc être utilisés comme outils pour connaitre l'évolution du bloc lithosphérique. Les péridotites sont des résidus mantelliques montrant des preuves texturales et géochimiques d'une histoire complexe alternant des épisodes de fusion et de recristallisation (Szabó et al. 2004). Les xénolites mantelliques contiennent également des phases hydratées (pargasites, kaersutites et rarement phlogopites) qui prouvent un métasomatisme modal du manteau sous Pannonien (Embey-Isztin 1976; Szabo & Taylor 1994; Szabó et al. 2004; Szabó et al. 2009).

La plupart des xénolites sont des lherzolites à spinelles, ou des harzburgites, clinopyroxenites, orthopyroxenites, wehrlites, websterites ou parfois, des xénolites composites (Szabo et al. 2010). La texture la plus fréquement observée est équigranulaire (Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Downes & Vaselli 1995; Szabó et al. 2004), mais des xénolites protogranulaires ou porphyroclastiques peuvent également être trouvés en plus faible proportion. Des textures poecilitiques, tabulaires et mylonitiques sont également présentes dans les xénolites dans différentes proportions selon les zones volcaniques (Figure 28). Les péridotites présentes dans les basaltes alcalins de le BBHVF ont des compositions sur roches totales allant de 37-45 wt. % MgO, 1.0-3.5 wt. % CaO et Al_2O_3, et 0.02-0.14 wt. % TiO_2 (Szabo et al. 2010) montrant d'importantes variations chimiques entre les xénolites des différentes zones.

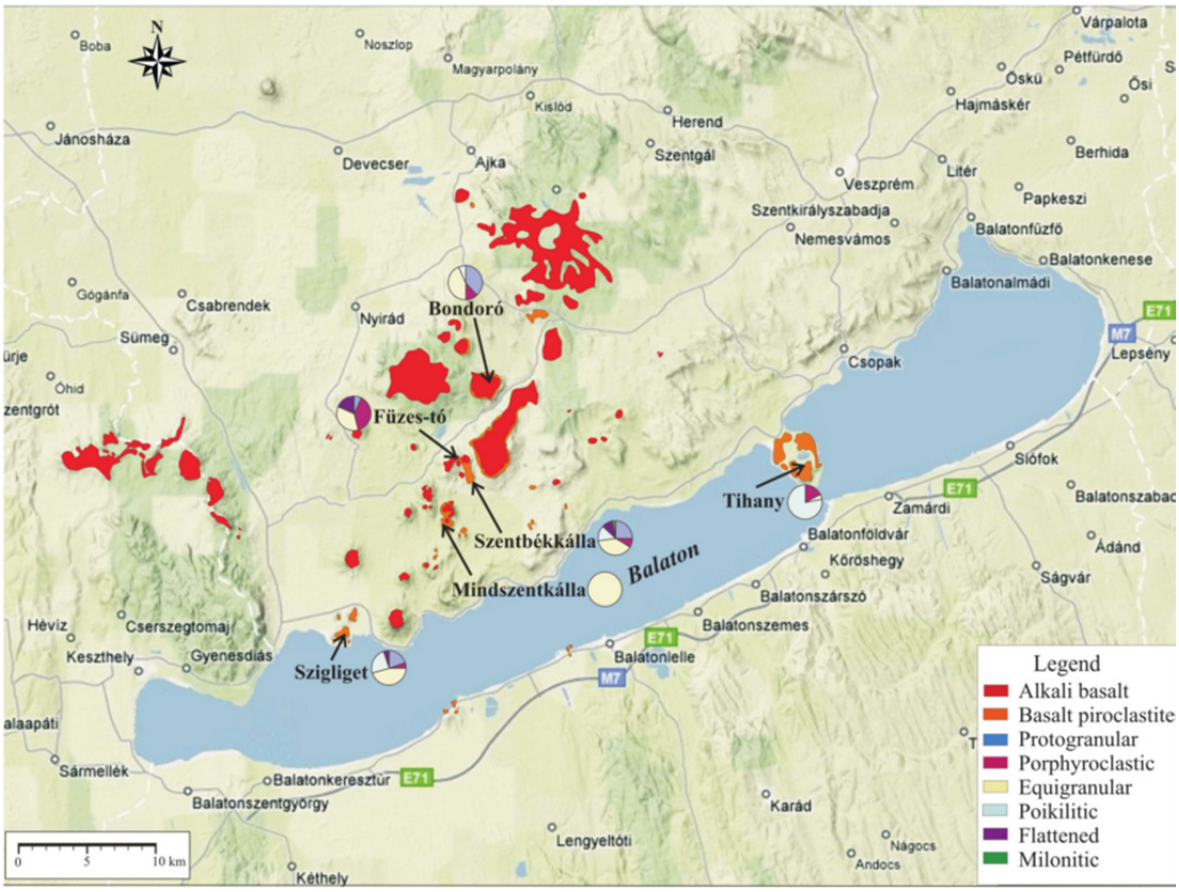


Figure 28 : Zones de présence de xénolites mantelliques dans Bakony-Balaton (BBHVF) et détails des textures observables par zones. Source : [Szabo et al. 2010]**.**

Le minéral le plus fréquent dans les xénolites mantelliques est l'olivine avec un Mg# compris entre 89 et 92 et un faible CaO (0.04-0.11 wt. %). Al_2O_3 dans les orthopyroxènes est généralement plus élevé dans les xénolites protogranulaires que dans les xénolites à textures porphyroclastiques ou équigranulaires. Dans la plupart des cas, les clinopyroxènes sont des diopsides avec un Mg# compris entre 89 et 93. La composition des spinelles est quant à elle, plus variable avec des Cr# compris entre 10 et 55 et des Mg# intermédiaires entre 80 et 60 (Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Szabo et al. 1995). Des phases additionnelles telles que la pargasite peuvent également être observées (Embey-Isztin 1976; Bali et al. 2002; Szabó et al. 2004).

Les températures d'équilibre calculées sur les xénolites mantelliques de le BBHVF sont comprises entre 880 et 1090°C d'après les géothermomètres de Brey & Kohler (1990). Les textures protogranulaires ont les plus hautes températures et les équigranulaires les plus basses (Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Szabo et al. 1995; Szabó et al. 2004; Bali et al. 2002; Bali et al. 2007).

2.1 Echantillonnage et préparation des échantillons

Les xénolites mantelliques étudiés pour ces travaux de thèse ont été échantillonnés en mars 2013 dans la zone volcanique de Bakony-Balaton (BBHVF), située sur la rive nord du Lac Balaton (Hongrie). Plus de 180 échantillons ont été ramassés dont 69 à Szentbékkálla, 54 à Szigliget, 41 à Füzes-tó (26 sur l'édifice principal et 15 sur le cône adventif) et 17 à Mindszentkálla (Figure 29). De nombreuses granulites et pyroxenites (~40) ont également été échantillonnées mais ne seront pas décrite dans ces travaux de thèse.

Figure 29 : Photographies illustrant (a) l'échantillonnage (Mindszentkálla) et les xénolites mantelliques observés et échantillonnés sur le terrain (Füzes-tó (b) et Szentbékkálla (c,d)).

Après nettoyage et sciage de l'ensemble des échantillons (Figure 30), une première sélection a été faite. Pour cela, nous avons séparé pour chaque échantillon une cinquantaine

de grains afin d'identifier ceux contenant des évidences de présence de fluides. Ces évidences peuvent être sous la forme de verre (inclusions vitreuses silicatées ; primaires ou secondaires) ou sous forme d'inclusion fluide (primaire, secondaire ou pseudo-secondaire). Cette séparation a été faite, au laboratoire du LRG (Lithosphere Fluid Research Group) à Budapest, sous une loupe binoculaire avec un grossissement x4 à x10. Une cinquantaine d'échantillons ont alors été présélectionnés. Les 50 échantillons pré-sélectionnés ont fait l'objet d'une préparation de lames minces à double polis aux laboratoires du LRG et d'IFP Energies nouvelles (Rueil-Malmaison). Les premières faces des échantillons ont tout d'abord été pré-polies sur des disques de carbure de silicium pour des granulométries moyennes de ~25 µm et ~18 µm, elles ont ensuite été polies sur des disques d'alumine de granulométrie moyenne de ~12 µm avant un finissage à la poudre de diamant à 3 et 1 µm. Ensuite, les échantillons ont été collés sur des lames de verre avec du baume du Canada, afin de recommencer l'ensemble des étapes de polissage sur les deuxièmes faces des futures lames minces. Malgré les contraintes de fragilité plus importantes, le collage au baume du canada (collage non permanent qui s'enlève avec une hausse de température, ~80°C) a permis un décollage facile des échantillons doublement polis, nécessaire pour leurs analyses par microthermométrie. Les lames minces présentent une épaisseur moyenne de 100 µm.

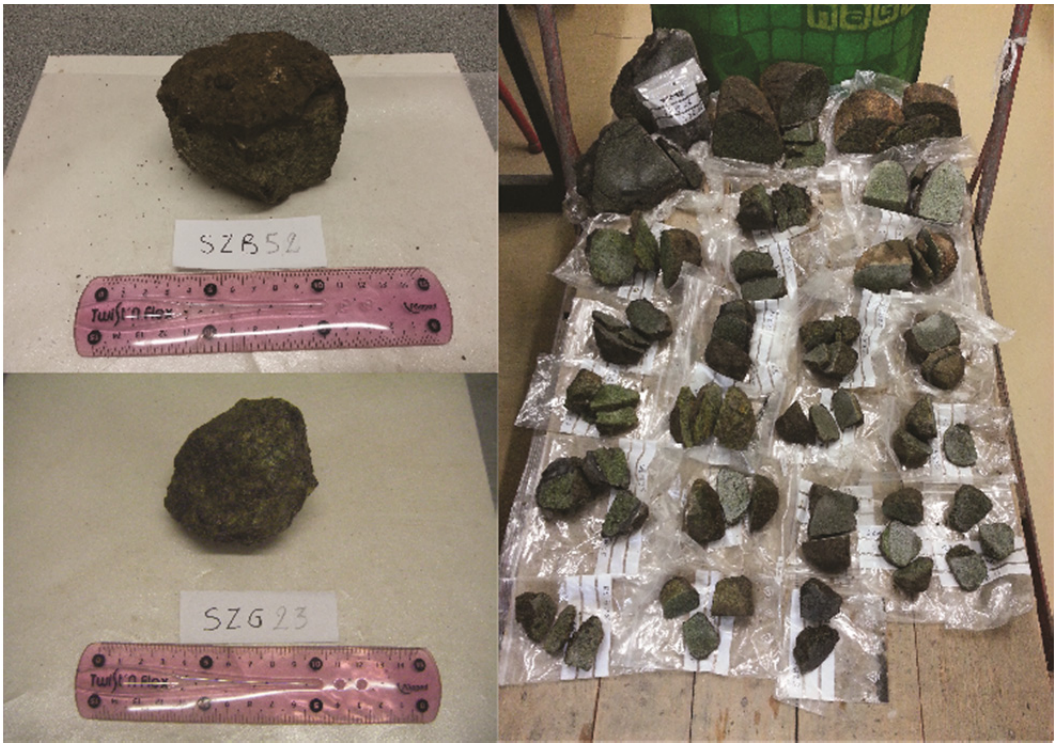


Figure 30 : Photographies illustrant les étapes de nettoyage et sciage des échantillons. Sur la photo de droite une sélection d'échantillon scié de Szentbékkálla.

Sur ces lames minces, nous avons mené des études pétrographiques préliminaires au microscope optique d'IFP Energies nouvelles, afin de ne garder qu'une collection représentative de la zone d'étude et des 4 zones d'échantillonnage. Etant donné la quantité d'analyses menées lors de ces travaux de thèse et le volume de travail associé, nous nous sommes limités à quelques spécimens par zones (6 pour Szentbékkálla, 4 pour Szigliget, 3 pour Füzes-tó et 2 pour Mindszentkálla). Cette sélection s'est notamment faites sur des critères d'altération des échantillons (solidité du xénolite pour carottage avant les analyse par microtomographie à rayons X et, absence de textures d'altération superficielles observées sur les lames minces) mais également sur l'abondance en fluides (nombreux plans secondaires d'inclusions fluides, d'inclusion vitreuses silicatées, présence de veines et/ou melt pockets).

Dans la section suivante, nous allons vous présenter l'étude pétro-géochimique détaillée menée sur quinze xénolites mantelliques des quatre zones d'échantillonnage. Ces travaux sont présentés sous forme d'un article scientifique qui sera très prochainement soumis.

2.2 Melt-peridotite interaction in the lithospheric mantle - Genesis of the Pannonian calc-alkaline suites revealed by Alkali basalt hosted xenoliths

Laura Creon [a], Guillaume Delpech [b], Virgile Rouchon [a], François Guyot [c] and Csaba Szabó [d]

[a] IFP Energies nouvelles, 1 & 4 avenue Bois Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France ; [B] Geosciences Paris Sud department, Paris Sud University, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France ; [C] Museum National d'histoire Naturelle, Rue Buffon, 75005 Paris, France ; [D] Lithosphere Fluid Research Lab, Department of Petrology and Geochemistry, Eotvos University, Pazmany Peter setany 1/c, H-1117 Budapest, Hungary

2.2.1 Introduction

Quenched melts in the form of glasses have been reported in mantle xenoliths from many locations worldwide; they commonly occur in veins as intergranular films and/or as patches between the primary minerals, or as inclusions in primary mantle minerals (e.g., Lu et al. 2015; Beccaluva et al. 2001; Carpenter et al. 2002; Coltorti et al. 1999; Ionov et al. 1995; Miller et al. 2012; Schiano & Bourdon 1999; Shaw et al. 2006; M. E. Varela et al. 1999; Xu et al. 1996; Yaxley & Kamenetsky 1999; Yaxley et al. 1997; Zinngrebe & Foley 1995). The

occurrence of glass provides important information on chemical and physical processes in the lithospheric mantle, such as partial melting and metasomatism. Glasses in mantle xenoliths show a very wide range of composition, from carbonate-rich melts (Coltorti et al. 1999; Moine et al. 2004; Delpech et al. 2004), to highly silicic melts (e.g., Wulff-Pederson et al. 1999).

Different origins for glasses in mantle xenoliths have been proposed on the basis of mineralogical observations, geochemical datasets and experimental results. Such melts have been interpreted as either the agents or the products of mantle metasomatism (e.g., Beccaluva et al. 2001; Coltorti et al. 1999; Ionov et al. 2005; Neumann et al. 2002; M. E. Varela et al. 1999; Xu et al. 1996), or the products of in situ incongruent melting of pre-existing minerals (e.g., Laurora et al. 2001; Stosch & Seck 1980; Tracy 1980; Francis 1987) prior to or during entrainment of the xenoliths. There are also compelling evidence of migrating fluids are sometimes volatile-rich metasomatic agents and play a significant role as an efficient metasomatic agent (e.g Szabo et al. 1996; Dawson 1984). Another alternative explanation is that the melts are the products of reaction between xenoliths and the host magma due to disequilibrium (e.g., Miller et al. 2012; Scambelluri et al. 2009; Shaw 1999; Shaw & Dingwell 2008; Shaw et al. 1998; Shaw et al. 2006) during their transport to the Earth's surface.

Embey-Isztin & Scharbert (2001) and Bali et al. (2002) suggested that melt patches in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF, Western Hungary) formed by reactions between pre-existing mantle phases (clinopyroxene ± amphibole) and metasomatic agents that were compositionally distinct from the host basalt. The infiltrating melts were inferred to have originated from melting of previously metasomatized upper mantle during the Middle Miocene mantle upwelling. Bali et al. (2002; 2008a; 2008b) and Szabó et al. (2009) also shown that migrating melts within the lithospheric mantle beaneath the BBHVF have strong affinities with subduction-related melts/fluids or slab melts.

In this paper, we present new major and trace element data on minerals and glasses from sixteen xenoliths from four different BBHVF locations (Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla), two of which are localities never reported before (Füzes-tó and Mindszentkálla). This new dataset, together with textural features, allows further constraining the geochemical affinity and origin of the metasomatic agents migrating through the lithospheric mantle beneath the Pannonian Basin and their chemical reactions with the host

lithospheric mantle. Based on the results, two metasomatic and partial melting events are recognized. The source of the last metasomatic event is also constrained.

2.2.2 Geological background

Geodynamic context

The Pannonian Basin (PB) is located in Central Europe and is part of the Carpathian–Pannonian region (CPR). The PB is surrounded by the Carpathian folded and thrust belt to the East and North, and by the Alps to the West and South (Fig.1).

The CPR is composed of the ALCAPA (ALpian–CArpathian PAnnonian) and the Tisza–Dacia tectonic units that are separated by a major shear zone, the Middle Hungarian Zone. The PB is a typical inter-arc basin (Embey-Isztin et al. 2001), nevertheless, it shows a number of features that are characteristic of rift zones, such as high heat flow, recent alkali basalt volcanism, thin crust and lithospheric mantle, and updoming asthenosphere (Posgay et al. 1981; Dovenyi & Horvath 1988; Adam 1990; Embey-Isztin et al. 1990; Babuška et al. 1990; Praus et al. 1990; Spakman 1990; Falus et al. 2007). The major driving forces that led to the formation of the Pannonian Basin (~20 Ma) were the continuous subduction and roll-back on its eastern boundaries and the synchronous eastward extrusion of ALCAPA blocks (Kazmer & Kovacs 1985) from the Alpine compressional belt (Horvath 1993; Csontos et al. 1992; Fodor et al. 1999).

The Pannonian Basin experienced several geodynamic events during the Miocene to Pleistocene (Bali et al. 2008): (1) an early extensional phase in the Miocene, related to the roll-back of the subducting European plate (Csontos et al. 1992; Horvath 1993), causing a lithospheric thinning over the whole basin; (2) a short-lived compression event during the late Miocene to Pleistocene (Fodor et al. 1999); and (3) a second extensional phase during the Plio-Pleistocene that affected the central part of the Carpathian–Pannonian region (Huismans et al. 2002; Bada et al. 1999). An extensive volcanic activity followed this second rifting stage (7.96 ± 0.03 to 2.61 ± 0.03 Ma, Wijbrans et al. 2007) to form the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF).

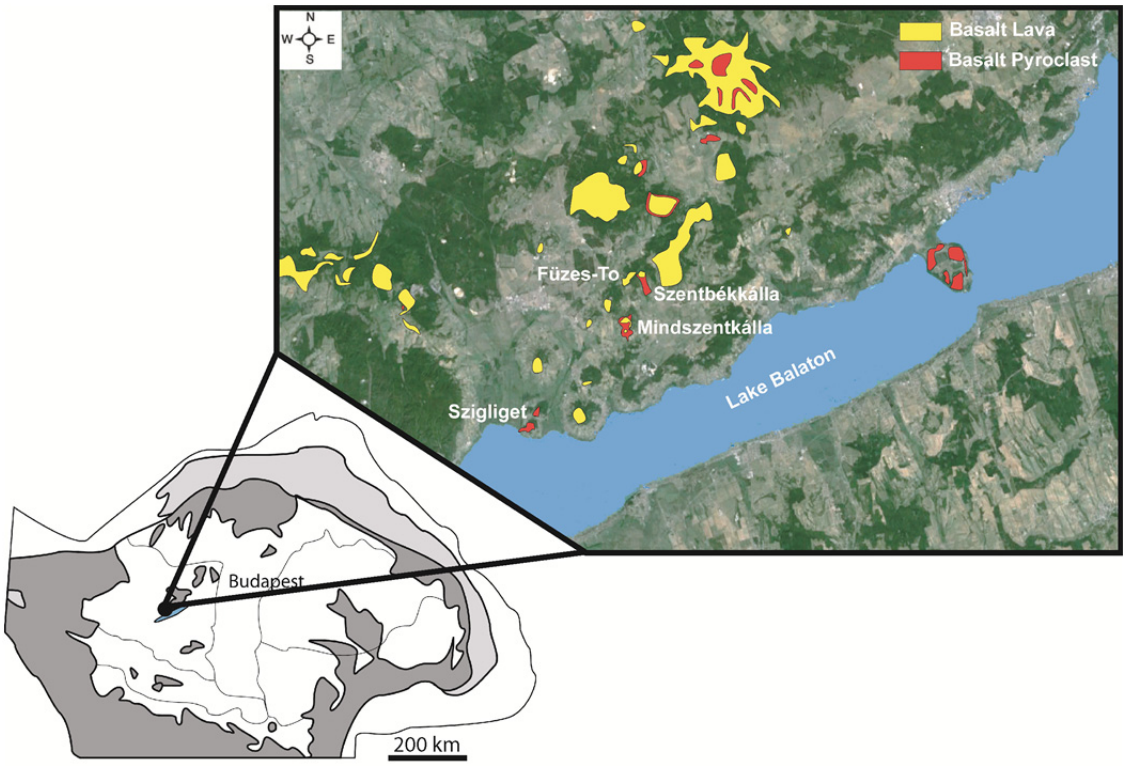


Figure 1: Location of the Bakony Balaton highland volcanic fied and of the four sampling area (Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó, Mindszentkálla). Light grey is Outer Carpathians and dark grey is Carpathian belt (North, East and South-East), Eastern Alps (West) and Dinarides (South West).

The Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF)

The Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) is situated in the northern part of the Lake Balaton (western Hungary, Fig.1). Geologically, it is a well known and the best-studied young volcanic area on the southern margin of the ALCAPA microplate. The lithospheric mantle beneath the BBHVF, which is located in the center of the Carpathian–Pannonian Region and in the northern ALCAPA mega unit (Bali et al. 2008), is more deformed than those located towards the edges of the Carpathian–Pannonian Region (Downes et al. 1992; Szabo et al. 1995). The BBHVF itself has more than 50 basaltic volcanoes in a relatively small (around 3500 km^2) area (Martin et al. 2003; Jugovics 1969; Kereszturi et al. 2011). The volcanic centers of the BBHVF were active between 7.96 Ma and 2.61 Ma (Borsy et al. 1986; Balogh & Pécskay 2001; Balogh & Németh 2005; Wijbrans et al. 2007; Szabo et al. 2010; Balogh et al. 1982) and produced mostly alkali basaltic volcanic rocks (Szabo et al. 1992; Embey-Isztin et al. 1993). Szigliget, Mindszentkálla and Füzes-tó volcanic events are

respectively dated at 4.2-3.9 Ma, 2.8-2.6 Ma and 2.6 Ma respectively. The age of Szentbékkálla volcanic event is not known.

Ultramafic xenoliths can be found in basanitic lava flow and pyroclastic products at six locations (Tihany, Bondoró Hill, Füzes-tó, Szentbékkálla, Mindszentkálla, and Szigliget). Most xenoliths are spinel-bearing lherzolites, however spinel-bearing harzburgites, clinopyroxenites, orthopyroxenites, wehrlites, websterites and sometimes, composite xenoliths were also found. The most common textural type in peridotites is equigranular (e.g. Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Szabó et al. 2004; Embey-Isztin et al. 2014), whereas xenoliths with protogranular, porphyroclastic and poikilitic are rarer. The peridotite xenoliths contain olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel as primary minerals. The ranges of cpx modal composition in literature vary between 0.5 to 62 wt. % in Szentbékkálla xenoliths and 3 to 14 wt. % in Szigliget xenoliths. The equilibrium temperatures of BBHVF mantle xenoliths are between 880 and 1090 °C (Kovacs et al. 2012; Embey-Isztin et al. 1989; Bali et al. 2002; Szabo et al. 1995; Downes et al. 1992). Using the geotherm of Kovacs et al. (2012), the sampling depth represent a mantle column and correspond to pressures between 0.94 and 1.62 GPa corresponding to depths of about 33 and 56 km.

Primary olivine in the xenoliths has Fo contents varying between 89 and 92 and the clinopyroxene is a Cr-diopside with mg# ≈ 89-93 and contains variable amounts of basaltic components (Al_2O_3 ≈ 2.6-8.0 wt. %, CaO ≈ 17.8-23.7 wt. %, Na_2O ≈ 0.3-1.9 wt. % and Ti_2O ≈ 0.0-0.9 wt. %). The spinel composition is variable with Cr# ranging from 10 to 55 and Mg# from 80 to 60 (Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Szabó et al. 1995, 2004). Secondary mineral phases such as pargasitic amphibole (Bali et al. 2002; Szabó et al. 2004; Embey-Isztin 1976) are also found in some xenoliths. Primary mantle minerals are often associated (10% of the mantle xenoliths in the BBHVF) with silicate melt patches (SMP) of variable size (up to 5 mm). SMP are elongated and parallel to the lineation of primary minerals or form an irregular network (Bali et al. 2008). They comprise colorless or pale brown silicate glass with empty vesicles and variable amounts of euhedral microphenocrysts of clinopyroxenes (21.9-60.6 %), olivines (8.0-16.0 %), spinels (0.5-3.2 %), glass (27.3-55.1 %) with sometimes carbonates (0.0-22.8 %) (Bali et al. 2002). The newly formed olivines have high Mg# (90.1-94.4 wt. %) and low SiO_2 (41.1-41.7 wt. %); the secondary clinopyroxenes have high Mg# (86.3-91.2 wt. %), CaO (20.2-23.0 wt. %) and Al_2O_3 comprise between 5.9 and 8.9 wt. %. Spinel microphenocrysts are heterogeneous with Mg# comprised between 77.0 and 80.9 wt. % and Cr# comprised between 8.0 and 22.3 wt. %. Glasses present

in SMP have Mg# comprised between 37.7 to 67.0 wt. % and Al_2O_3 and SiO_2 contents from 18.6 to 25.7 wt. % and 49.2 and 56.7 wt. % respectively.

Occurrence of middle and lower crustal xenoliths in the BBHVF are also described by Szabo et al. (2010) and references therein. These crustal xenoliths were carried out to the surface, as mantle xenoliths, by the BBHVF alkaline volcanism. These granulites are composed of clinopyroxenes, plagioclases, garnets ± orthopyroxenes ± amphiboles (Török et al. 2005).

2.2.3 Petrography

Petrography of the mantle xenoliths

More than 150 ultramafic xenoliths from the BBHVF (Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla) were collected. After microscopic observations, six ultramafic xenoliths were selected from Szentbékkálla, four from Szigliget, three from Füzes-tó and two from Mindszentkálla were selected for a geochemical study (Table 1).

Sample	Whole size	Grain size		Texture	Minerals	Rock name	Fluid inclusions	Melt	2nd Minerals	Observations
SZB16	9 cm	<1 to >3 mm	H	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Minerals in contact with melt are destabilized. Phyllosilicates observed in vein. Some Gl (S) observed
SZB44	7 cm	<1 mm	E	Mosaic + Poikilitic features	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	MP	Ol, Cpx, Sp	Spongy Sp at melt contact. Some Gl (S) observed
SZB50	7 cm	~1 mm	E	Mosaic	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein + MP	Ol, Cpx, Sp	Spongy Sp. Gl (S) sometimes associated with Fl
SZB51	11 cm	1 to 5 mm	H	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	MP	Ol, Cpx, Sp	Spongy Sp. Large Gl (S) in melt. Melt pocket formed from Cpx destabilization
SZB52	9 cm	<1 to 5 mm	H	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Large vein. No mineral destabilization. Gl (S) sometimes associated with Fl
SZB66	18 cm	4 to 6 mm	E	Protogranular + Poikilitic features	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Poikilitic Ol (containing Opx). Little reaction between melt and minerals
SZG14	7 cm	~1 mm	E	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein + SMI	Ol, Cpx, Sp	Poikilitic Opx (containing Ol). Spongy Opx
SZG23	7 cm	<1 to 4 mm	H	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	MP + Vein	Ol, Cpx, Sp	Lot of melt and fluid percolation. Lot of oxides in melt pockets
SZG30	5 cm	~1 mm	E	Mosaic	Ol, Opx, Cpx, Sp + Amph	Lz	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Lot of carbonate melts + fluid. Amph are destabilized. Gl (S) in carbonate melts and associated with Fl
SZG44	7 cm	~1-2 mm	E	Protogranular with Mosaic tendency	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein + Pockets	Ol, Cpx, Sp	Ol and Cpx are destabilized at melt contact. Gl (S) observed at melt/minerals boundaries
FT12	9 cm	~1 mm	E	Mosaic	Ol, Opx, Cpx, Sp + Amph	Lz	2ndary	MP + Vein	Ol, Cpx, Sp	Destabilized Amph and melt contact. Some Gl (S) at grain boundaries
FT01P	12 cm	<1 to 5 mm	H	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp	Hzb	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Gl (S) sometimes associated with Fl. Cryptic metasomatism. Neoblasts crystallization at grain boundaries
FT08P	8 cm	1 to 2 mm	E	Tabular	Ol, Opx, Cpx, Sp + Amph	Hzb	2ndary	Vein + Mp	Ol, Cpx, Sp	Gl (S) observed. Destabilized Amph with Cpx re-crystallization. Beginning of Opx destabilization
MSZK1306A	2.5 cm	<1 to 3 mm	H	Protogranular	Ol, Opx, Cpx, Sp + Amph	Hzb	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Destabilized minerals at melt contact. Sp are enclosed in minerals (Poikilitic features). Little destabilization of Amph
MSZK1308	7 cm	<1 to 5 mm	H	Protogranular oriented + Poikilitic features	Ol, Opx, Cpx, Sp	Lz	2ndary	Vein	Ol, Cpx, Sp	Gl (S) in melt and sometimes associated with Fl

Table 1: Petrographic description of BBHVF mantle xenoliths. H- heterogranular, E- equigranular, Lz- Lherzolite, Hzb- Harzburgite, 2ndary- trails of secondary fluid inclusions, Gl (s)- sulfide globule.

Peridotites from Füzes-tó and Mindszentkálla are reported here for the first time. Selected samples are 7 to 18 cm in diameter, except one sample from Mindszentkálla that is small (2.5 cm diameter). Point-counting analyses (400 points) indicate that most xenoliths are spinel-bearing peridotites (n = 13), ten of which are lherzolites and three are harzburgites (Fig. 2). Samples are composed of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx) and spinel (Sp) as primary minerals. The Cpx modal composition varies from 1.8 to 4 wt. % in harzburgites and from 6 to 18.5 wt. % in lherzolites. Two samples (SZB51 and SZB66) will be further classified as cpx-poor lherzolites (<10% cpx).

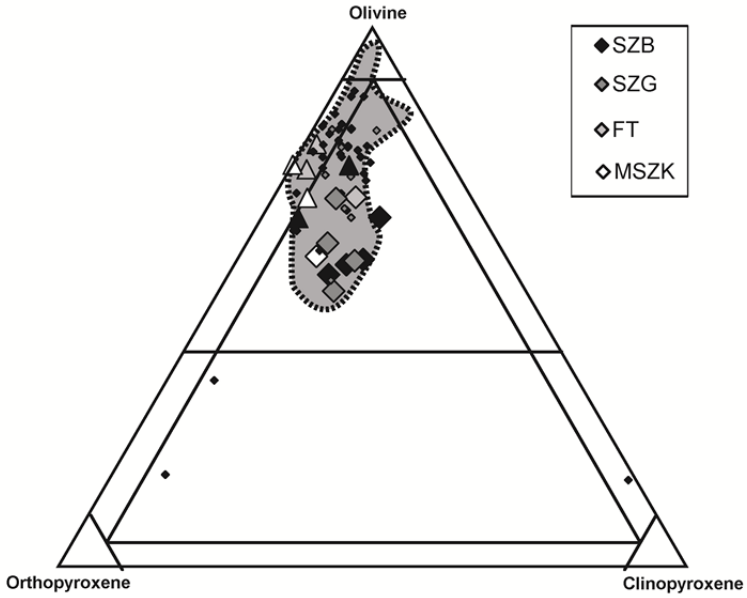


Figure 2: Streckeisen diagram (Streckeisen 1976) of studied mantle xenoliths. They are all lherzolites (diamonds) or harzburgites (triangles). Small diamonds are literature data from Downes et al. (1992); Falus et al. (2004); Bali et al. (2002). SZB- Szentbékkálla, SZG- Szigliget, FT- Füzes-tó and MSZK- Mindszentkálla. Grey area corresponds to the Sub-continental lithospherique mantle (Downes et al. 1992).

Based on the classification of Mercier & Nicolas (1975), the xenoliths show either protogranular or equigranular microstructures. Samples with a protogranular microstructure display coarse grain sizes (2-6 mm) and those with an equigranular microstructure are fine-grained (1-2 mm). Protogranular samples have grains of olivine and orthopyroxene with heterogeneous sizes (<1 to 5 mm) showing curvilinear grain boundaries and vermicular spinels. Most of the samples with the equigranular microstructure refer to the mosaic subtype variety and one as a tabular microstructure (SZB44, SZB50, SZG30, FT12, FT08P). In these samples, the grains have straight grain boundaries and they very often show mineral triple junctions with angles at 120°. Spinel (and amphibole in FT08P) may be abundant in these

samples (up to 12%) and occurs as an interstitial (frequently) sub-euhedral phase forming alignments of spinel aggregates. Two samples (SZG14, SZG44) display an intermediate microstructure grading from a protogranular to an equigranular microstructure. Some also display poikilitic features marked by poikilitic olivine enclosing opx or poikilitic opx enclosing olivine (Fig. 3b). There is no relationship between microstructures and the cpx modal contents of the peridotites. Amphibole also occurs in some xenoliths (Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla), regardless of the microstructure, as a secondary mineral disseminated between primary minerals (up to 7%).

Petrography of melt patches and veins

All the xenoliths in this study bear mineralogical evidence of melt and fluid circulation in both lherzolites and harzburgites such as fluid and melt inclusions in primary minerals (opx, cpx, ol) and silicate glass in veins or melt patches. Spongy rim are also observed at clinopyroxene/melt vein and clinopyroxene/melt patches contact (Fig.3a) and spinel (Table 1). Melt patches (Fig. 3d, e, g, h) were observed in seven samples in SZB44, SZB50, SZB51, SZG23, SZG44 and FT12 lherzolites and in FT08P harzburgite. The size of silicate melt patches is variable and ranges from few hundred microns up to few millimeters in diameter. In most cases, they are connected to each others by a network of thin silicate melt veins occurring between the contacts of primary minerals or may also cross-cut them, similar to those described by Bali et al. (2002). The shape of melt patches is mostly irregular or it may have the shape of ghost minerals that have entirely reacted (e.g. amphibole).

Melt patches are composed of brownish glass (gl) in which euhedral to sub-euhedral secondary minerals crystallized such as olivine (Ol-II), clinopyroxene (Cpx-II) and spinel (Sp-II), all smaller than 0.3 mm in diameter. Most melt patches also contain large vesicles (up to 0.5 mm) (Fig. 3d, g, h). In samples SZG23, FT12 and FT08P, melt patches are associated to resorbed amphibole (amp-I). In this case, a resorbed amphibole crystal is often observed in the center of the patches, surrounded by silicate glass and secondary minerals (Fig.11). Some melt patches are entirely composed of glass.

Melt veins (Fig. 3c) are observed in all samples and are mainly located at grain boundaries between primary minerals or cross-cut the primary mineralogy. The size of melt veins is variable (few tens of microns to 0.4 mm) and they can form connections between melt patches. The melt veins are mainly composed of brownish glass and large vesicles (Fig. 3c), where newly formed Ol-II, Cpx-II, Sp-II are in lower abundance compared to melt patches.

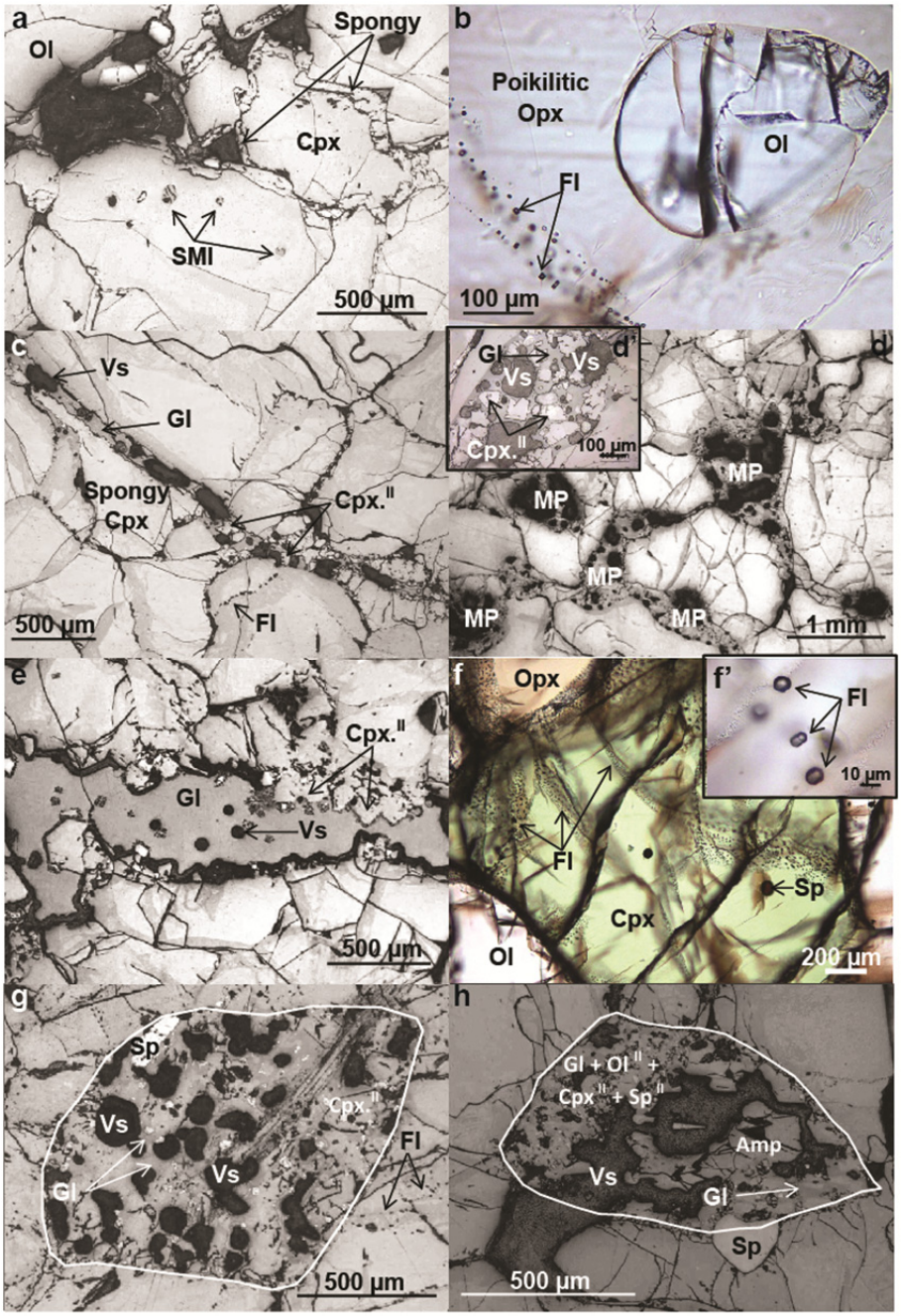


Figure 3: Textural characteristics of Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla mantle xenoliths. A- Primary silicate melt inclusions in a primary cpx; Some cpx present spongy rim (SZG14). B- Poikilitic opx containing ol and trails of secondary fluid inclusions (SZG14). C- Melt vein crosscutting the peridotite sample and react with Cpx (spongy textures); secondary crystallization of Sp, Ol and Cpx in the melt; trails of secondary fluid inclusions are crosscutting the vein (SZB16). D- Connected melt pockets in SZG23; Miniature is a zoom in a melt pocket of SZB16. E- Glass pocket with few cpx secondary crystallization at boundaries (SZG44). F- Numerous trails of secondary fluid inclusions crosscutting together cpx and opx (SZB51); Miniature is a zoom on fluid inclusions. G-. Melt pocket presenting shape of the supposed breakdown Amp (SZB51). H- Melt pocket presenting shape of a breakdown Amp (FT08P. Ol- olivine, Opx- Orthopyroxene, Cpx- Clinopyroxene, Sp- spinel, Amp- amphibole, Fl- fluid inclusions, MP- melt pocket, Vs- vesicle, M.I- Primary mineral, M.II- Secondary mineral, SMI- silicate melt inclusion.

Petrography of silicate melt and fluid inclusions

Silicate melt inclusions (SMI) were only observed in SZG14 lherzolite. They occur as primary inclusions (Roedder 1984) in the rim of a clinopyroxene (Fig. 3a). The size of the primary SMI are 40, 60 and 100 µm in diameter and their shape is spherical. The SMIs consist of brownish glass (50-70 vol. %), one CO_2-rich retraction bubble (10-25 vol. %) and tiny not analyzed mineral phases (10-40 vol. %).

Fluid inclusions are present by order of abundance (i.e. number of inclusion per unit volume of hosting mineral) in Opx, Cpx and Ol. They occur along healed fractures that crosscut the entire host crystal (Fig. 3f).The fluid inclusions display negative crystal shapes or have rounded shapes with sizes varying between 5 and 60 µm. At room temperature, the fluid inclusions contain one (liquid) or two (liquid + vapor) phases. Using the definition of Roedder (1984), the inclusions can be classified as secondary fluid inclusions.

2.2.4 Geochemistry

Analytical methods

Major and volatile element analyses

Electron microprobe analyses (EMPA) of mantle minerals, melt patches and veins were carried out on a CAMECA SX FIVE at CAMPARIS (Jussieu, Paris, France). Minerals were analyzed with a focused beam (1-2 µm), a beam current of 20 nA and a counting time of 10s for each element on peak and 10s on background. Vanadium was determined with a beam current of 300 nA in all minerals. Glasses were measured with a 10 nA defocused beam (10 µm) and a counting of 10 s. The concentrations of S, Cl and F were determined with a 45 nA defocused beam and a counting time of 100s on peak. The analysis accuracy was checked against standards (albr, phn9, ortr, apat, mnti, baso, sca2 and Fe2O3). The detection limits are <50 ppm for S, <60 ppm for F, <100 ppm for Cl, <300 ppm for P and <1000 ppm for other major elements.

Trace element analyses

Clinopyroxene, amphibole, and glass in melt pocket and vein were analyzed for trace elements by laser ablation LA-ICP-MS, using a 193 nm ArF laser ablation system (Photon

Machine Analyte G2) coupled to an ICP-MS (Varian 800-MS) at the Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique (LPGN, Nantes, France). Cpx and amphibole were analyzed using a laser repetition rate of 5 Hz, a pulse energy of 6 mJ, a 65 to 85 µm laser spot diameter, corresponding to a fluence between 4.08 and 7.26 J/cm². Glass in melt patches and veins were analyzed using a laser repetition rate of 5 Hz, a pulse energy of 6 mJ, a 20 to 50 µm laser spot diameter (fluence of 5.45 J/cm²). The background was measured for 30s before ablation and each analysis lasted for about 90s. Measurements were calibrated against NIST 612 glass standard (Gagnon et al. 2008), using CaO for Cpx and amphibole, and Al_2O_3 for glass as the internal standard (measured by EMPA). Reproducibility and accuracy of the analyses were checked against the BCR-2G international standard, which was analyzed at the beginning and end of each run as well as every serie of 10-15 unknown analyses and are better than 5% except for Cr, Th and U which are better than 10%. Data reduction was performed using the Glitter software (Achterberg et al. 2001).

Chemistry of the primary mantle minerals

Major element analyses

No significant major element zonation was observed between cores and rims in the rock-forming minerals of peridotites from Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla (Table 2).

Olivine

Primary olivines in lherzolites have homogeneous compositions and relatively low Mg-number (88.8-90.6). Their Mg-number are slightly more magnesian in the spinel harzburgites (90.2–90.4). NiO contents in olivines from harzburgites and cpx-poor lherzolites vary from 0.33 to 0.41 wt. % and from 0.28 to 0.42 wt. % in the lherzolites. The Mg-numbers of secondary olivines (Ol II) in melt patches are higher than those of primary olivines (89.7–92.7). CaO (0.1–1.9 wt. %), Cr_2O_3 (0.0– 0.3 wt. %) and Al_2O_3 (0.0– 0.22 wt. %) contents of secondary olivines are higher than those in the primary olivines (Fig.5, Table 3).

Olivine																														
Sample	**SZB16**		**SZB44**		**SZB50**		**SZB51**		**SZB52**		**SZB66**		**SZG14**		**SZG23**		**SZG30**		**SZG44**		**FT12**		**FT01P**		**FT08P**		**MSZK1306A**		**MSZK1308**	
n=	**8**	**1σ**	**3**	**1σ**	**2**	**1σ**	**4**	**1σ**	**4**	**1σ**	**3**	**1σ**	**6**	**1σ**	**3**	**1σ**	**4**	**1σ**	**4**	**1σ**	**4**	**1σ**	**2**	**1σ**	**6**	**1σ**	**2**	**1σ**	**4**	**1σ**
SiO_2	40,97	0,21	40,9	0,24	40,43	0,27	41,56	0,15	40,84	0,3	41,04	0,09	41,05	0,22	40,8	0,47	41,47	0,34	41,26	0,3	40,96	0,23	42,09	0,12	41,56	0,17	41,31	0,41	41,39	41,39
TiO_2	0,02	0,02	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0,02	0,03	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01
Al_2O_3	0,05	0,03	0,03	0,02	0,1	0,08	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,06	0,03	0,06	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0	0,04	0,04
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,07	0,08	0,07	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04	0,05	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03
FeO	10,19	0,1	10,78	0,1	10,68	0,05	9,5	0,13	9,24	0,13	9,74	0,29	10,31	0,12	9,93	0,13	10,04	0,09	10,37	0,1	10,45	0,17	9,28	0,1	9,56	0,09	9,22	0,08	9,43	9,43
MnO	0,13	0,03	0,13	0,04	0,12	0,03	0,12	0,01	0,14	0,01	0,12	0,02	0,15	0,03	0,15	0,04	0,13	0,01	0,15	0,02	0,15	0,02	0,15	0,03	0,14	0,02	0,13	0,02	0,13	0,13
NiO	0,36	0,03	0,35	0,02	0,36	0,02	0,35	0,02	0,36	0,02	0,4	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	48,77	0,13	48,16	0,25	48,06	0,03	49,08	0,12	48,99	0,24	48,59	0,22	48,35	0,12	48,17	0,08	48,37	0,21	48,17	0,15	48,22	0,47	48,78	0,01	49,54	0,29	49,98	0,15	49,31	49,31
CaO	0,09	0,01	0,07	0,01	0,05	0	0,07	0,01	0,12	0,03	0,08	0,01	0,12	0,01	0,11	0,08	0,06	0,01	0,08	0,01	0,05	0,01	0,1	0,02	0,06	0,03	0,04	0,01	0,09	0,09
Na_2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0	0,01	0	0,02	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01
K_2O	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01
V_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,35	0,04	0,34	0,03	0,35	0,03	0,34	0,04	0,36	0,03	0,37	0,01	0,38	0,02	0,38	0,02	0,37	0,37
Total	100,62	0,3	100,47	0,21	99,81	0,07	100,81	0,17	99,83	0,44	100,08	0,38	100,45	0,21	99,62	0,37	100,51	0,28	100,48	0,31	100,25	0,27	100,87	0,23	101,3	0,31	101,1	0,64	100,82	100,82
mg#	89,51	0,09	88,85	0,12	88,92	0,04	90,21	0,11	90,43	0,1	89,89	0,26	89,32	0,11	89,64	0,14	89,19	0,26	89,23	0,07	89,16	0,22	90,36	0,09	90,23	0,09	90,63	0,05	90,31	90,31

Opx																														
Sample	**SZB16**		**SZB44**		**SZB50**		**SZB51**		**SZB52**		**SZB66**		**SZG14**		**SZG23**		**SZG30**		**SZG44**		**FT12**		**FT01P**		**FT08P**		**MSZK1306A**		**MSZK1308**	
n=	**7**	**1σ**	**3**	**1σ**	**5**	**1σ**	**4**	**1σ**	**2**	**1σ**	**3**	**1σ**	**7**	**1σ**	**3**	**1σ**	**4**	**1σ**	**3**	**1σ**	**3**	**1σ**	**4**	**1σ**	**5**	**1σ**	**3**	**1σ**	**5**	**1σ**
SiO_2	54,21	0,48	55,41	0,76	55,23	55,23	56,62	33,45	55,45	1,15	56,19	0,2	54,91	0,29	55,25	0,54	55,34	0,45	54,92	0,23	55,17	0,21	56,55	0,23	56,45	0,27	56,82	0,43	55,44	0,23
TiO_2	0,15	0,02	0,09	0,02	0,1	0,1	0,04	33,45	0,06	0,02	0,04	0,02	0,16	0,03	0,09	0,05	0,14	0,04	0,16	0,01	0,08	0,03	0,09	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,12	0,03
Al_2O_3	5,7	0,09	4,59	0,14	4,5	4,5	2,8	33,45	5,04	0,19	3,12	0,06	5,18	0,16	3,98	0,22	4,84	0,09	5,12	0,07	4,26	0,07	3,33	0,05	3,48	0,07	2,61	0,07	5,08	0,07
Cr_2O_3	0,44	0,05	0,29	0,02	0,24	0,24	0,61	33,45	0,57	0,01	0,61	0,05	0,34	0,04	0,59	0,03	0,4	0,03	0,37	0,03	0,29	0,04	0,8	0,04	0,34	0,04	0,35	0,05	0,5	0,03
FeO	6,52	0,12	6,76	0,16	6,91	6,91	5,98	3,05	5,81	0,12	6,3	0,05	6,47	0,13	6,49	0,19	6,34	0,14	6,57	0,05	6,79	0,1	5,81	0,12	6,34	0,07	6,08	0,12	5,91	0,1
MnO	0,1	0,03	0,14	0,03	0,13	0,13	0,11	33,45	0,13	0,03	0,14	0,04	0,12	0,03	0,13	0,03	0,13	0,03	0,13	0,03	0,14	0,02	0,09	0,01	0,14	0,03	0,13	0,02	0,11	0,03
NiO	0,09	0,04	0,08	0,01	0,09	0,09	0,08	0,46	0,1	0,02	0,1	0,02	0,01	0	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0
MgO	31,62	0,41	32,2	0,5	32,35	32,35	33,24	33,45	31,98	0,14	32,77	0,09	31,94	0,22	32,08	0,44	32,29	0,19	31,93	0,16	32,48	0,08	32,38	0,22	33,74	0,16	34,28	0,17	32,51	0,13
CaO	1,03	0,02	0,75	0,08	0,68	0,68	0,81	33,45	1,12	0,01	0,89	0,03	0,88	0,1	0,84	0,03	0,78	0,02	0,83	0,03	0,69	0,03	1,17	0,05	0,6	0,02	0,6	0,01	0,93	0,02
Na_2O	0,18	0,01	0,06	0,01	0,07	0,07	0,06	33,45	0,09	0,01	0,02	0,01	0,15	0,02	0,16	0,01	0,11	0,01	0,15	0,01	0,05	0,01	0,13	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,12	0,01
K_2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	33,45	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0
V_2O_3	0,02	0	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	33,45	0,01	0	0,02	0	0,09	0,02	0,08	0,01	0,09	0,01	0,09	0,01	0,09	0	0,1	0,02	0,09	0,02	0,09	0,02	0,1	0,02
Total	100,06	0,84	100,4	0,42	100,33	100,33	100,36	4,96	100,38	1,47	100,19	0,35	100,28	0,35	99,7	0,32	100,48	0,67	100,29	0,21	100,07	0,27	100,47	0,31	101,27	0,25	101,03	0,5	100,84	0,29
mg#	89,62	0,17	89,47	0,19	89,3	89,3	90,83	38,44	90,75	0,15	90,27	0,08	89,8	0,17	89,81	0,37	90,08	0,2	89,65	0,1	89,5	0,12	90,85	0,17	90,46	0,1	90,96	0,17	90,74	0,12

Table 2: Major element composition of primary olivines, orthopyroxenes, clinopyroxènes and spinels (in wt. %)

Cpx																														
Sample	**SZB16**		**SZB44**		**SZB50**		**SZB51**		**SZB52**		**SZB66**		**SZG14**		**SZG23**		**SZG30**		**SZG44**		**FT12**		**FT01P**		**FT08P**		**MSZK1306A**		**MSZK1308**	
n=	**9**	**1σ**	**3**	**1σ**	**5**	**1σ**	**4**	**1σ**	**3**	**1σ**	**3**	**1σ**	**7**	**1σ**	**4**	**1σ**	**3**	**1σ**	**3**	**1σ**	**3**	**1σ**	**2**	**1σ**	**4**	**1σ**	**4**	**1σ**	**6**	**1σ**
SiO_2	51,55	0,21	52,10	0,22	52,39	0,33	53,73	0,30	51,99	0,27	53,01	0,46	51,65	0,68	51,88	0,70	52,25	0,34	51,93	0,20	52,32	0,29	53,97	0,36	53,34	0,32	53,83	0,18	52,25	0,23
TiO_2	0,59	0,06	0,37	0,03	0,34	0,01	0,06	0,03	0,17	0,01	0,06	0,02	0,66	0,14	0,40	0,14	0,49	0,05	0,62	0,05	0,32	0,03	0,22	0,01	0,14	0,03	0,05	0,03	0,46	0,03
Al_2O_3	7,38	0,54	5,65	0,07	5,69	0,06	3,36	0,09	5,84	0,05	3,32	0,06	7,54	0,27	6,13	0,24	6,84	0,12	7,40	0,07	5,38	0,05	4,12	0,01	3,36	0,14	2,29	0,05	6,70	0,06
Cr_2O_3	0,81	0,04	0,47	0,02	0,44	0,04	1,07	0,08	1,03	0,04	0,86	0,07	0,70	0,03	1,23	0,07	0,77	0,03	0,71	0,03	0,51	0,06	1,41	0,09	0,40	0,06	0,35	0,05	0,93	0,05
FeO	3,44	0,11	3,08	0,08	3,04	0,05	2,81	0,03	2,96	0,08	3,03	0,09	3,17	0,29	3,31	0,14	2,93	0,05	3,25	0,09	2,87	0,07	3,03	0,05	2,56	0,04	2,57	0,02	2,99	0,06
MnO	0,08	0,02	0,07	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03	0,08	0,03	0,03	0,01	0,05	0,02	0,07	0,01	0,06	0,01	0,04	0,03	0,06	0,02	0,06	0,02	0,07	0,01
NiO	0,05	0,03	0,06	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,06	0,01	0,06	0,02	0,04	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
MgO	15,46	0,37	15,71	0,05	15,65	0,15	16,90	0,09	16,41	0,13	16,91	0,32	15,20	0,29	14,96	0,11	15,35	0,10	14,86	0,09	15,70	0,07	16,80	0,16	16,74	0,31	17,51	0,11	15,69	0,06
CaO	18,53	0,93	20,80	0,16	20,71	0,06	20,90	0,19	19,50	0,41	21,17	0,53	18,76	0,44	19,16	0,20	19,59	0,29	18,84	0,17	21,28	0,15	19,19	0,16	22,63	1,77	23,52	0,08	19,58	0,33
Na_2O	1,61	0,37	1,09	0,02	1,07	0,01	0,85	0,01	0,98	0,01	0,44	0,01	1,77	0,14	1,78	0,06	1,62	0,03	1,85	0,05	1,00	0,02	1,14	0,04	0,40	0,04	0,30	0,04	1,52	0,03
K_2O	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
V_2O_3	0,04	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03
Total	99,55	0,30	99,44	0,32	99,48	0,47	99,80	0,13	99,03	0,26	98,93	1,16	99,61	0,67	98,97	0,50	99,97	0,33	99,60	0,31	99,49	0,41	99,98	0,05	99,72	2,03	100,56	0,21	100,27	0,17
mg#	88,91	0,45	90,09	0,24	90,18	0,13	91,48	0,10	90,81	0,28	90,87	0,20	89,55	0,69	88,97	0,42	90,32	0,16	89,08	0,25	90,69	0,22	90,82	0,21	92,11	0,17	92,40	0,07	90,36	0,18

Sp																														
Sample	**SZB16**		**SZB44**		**SZB50**		**SZB51**		**SZB52**		**SZB66**		**SZG14**		**SZG23**		**SZG30**		**SZG44**		**FT12**		**FT01P**		**FT08P**		**MSZK1306A**		**MSZK1308**	
n=	**8**	**1σ**	**4**	**1σ**	**4**	**1σ**	**5**	**1σ**	**4**	**1σ**	**4**	**1σ**	**11**	**1σ**	**5**	**1σ**	**1**	**1σ**	**6**	**1σ**	**5**	**1σ**	**2**	**1σ**	**7**	**1σ**	**1**	**1σ**	**4**	**1σ**
SiO_2	0,11	0,02	0,06	0,01	0,07	0,01	0,63	1,30	0,07	0,02	0,12	0,11	0,10	0,03	0,06	0,03	0,06	-	0,07	0,02	0,05	0,02	0,08	0,02	0,03	0,03	0,01	-	0,06	0,02
TiO_2	0,22	0,03	0,10	0,00	0,08	0,03	0,10	0,01	0,10	0,03	0,09	0,03	0,26	0,02	0,20	0,03	0,12	-	0,17	0,02	0,09	0,01	0,35	0,03	0,06	0,01	0,07	-	0,18	0,01
Al_2O_3	57,18	0,50	58,74	0,44	59,15	0,56	31,24	0,29	50,58	0,35	31,87	0,20	58,34	0,34	43,81	1,44	57,00	-	58,17	0,23	57,63	0,54	30,80	0,03	51,08	0,48	36,38	-	54,09	0,34
Cr_2O_3	9,77	0,14	8,30	0,25	7,77	0,34	35,40	0,46	16,72	0,20	31,20	0,73	8,62	0,14	21,63	1,34	10,62	-	8,72	0,21	9,44	0,24	35,92	0,14	15,83	0,39	28,07	-	13,50	0,24
FeO	11,46	0,22	11,58	0,10	11,42	0,18	15,72	0,36	10,79	0,12	18,41	0,76	10,68	0,15	14,71	0,42	10,78	-	11,52	0,13	11,40	0,18	15,42	0,20	12,48	0,64	17,86	-	10,83	0,27
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00
NiO	0,39	0,02	0,38	0,02	0,39	0,02	0,20	0,03	0,33	0,03	0,26	0,03	0,06	0,00	0,08	0,00	0,07	-	0,06	0,00	0,06	0,00	0,14	0,00	0,08	0,00	0,17	-	0,07	0,00
MgO	20,59	0,14	20,16	0,11	20,16	0,06	15,50	0,23	19,61	0,24	15,90	0,67	21,06	0,17	18,08	0,24	20,68	-	20,62	0,11	20,10	0,21	16,26	0,03	19,32	0,54	16,47	-	20,52	0,05
CaO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	-	0,00	0,00
Na_2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	-	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,01
K_2O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,01	0,01
V_2O_3	0,07	0,00	0,06	0,01	0,06	0,00	0,16	0,01	0,08	0,00	0,20	0,00	0,38	0,03	0,33	0,02	0,38	-	0,36	0,03	0,36	0,03	0,27	0,02	0,31	0,03	0,25	-	0,35	0,03
Total	99,80	0,37	99,40	0,12	99,13	0,17	99,06	0,54	98,28	0,20	98,07	0,87	99,52	0,53	98,92	0,36	99,73	-	99,69	0,39	99,13	0,29	99,24	0,31	99,19	0,62	99,33	-	99,63	0,25
mg#	76,21	0,36	75,62	0,12	75,88	0,26	63,73	0,44	76,41	0,37	60,62	1,92	77,85	0,17	68,66	0,85	77,37	-	76,14	0,16	75,86	0,30	65,27	0,33	73,40	1,47	62,18	-	77,16	0,45
cr#	10,28	0,19	8,66	0,29	8,10	0,39	43,18	0,22	18,15	0,22	39,63	0,47	9,02	0,12	24,89	1,78	11,11	-	9,14	0,22	9,90	0,31	43,89	0,07	17,21	0,40	34,11	-	14,34	0,29

Table 2: continued

Orthopyroxene

The composition of orthopyroxene ranges from $En_{90.2}$ to $En_{91.3}$ in harzburgites and from $En_{89.0}$ to $En_{90.9}$ in the lherzolites. The Al_2O_3 contents (2.5–3.6 wt. %) in the harzburgites and in the lherzolites (3.8-5.8 wt. %) are highly variable; the Cr_2O_3 content is in the range of 0.0–0.1 wt. % in harzburgites and lherzolites (Table 2).

Clinopyroxene

Primary clinopyroxenes (Cpx I) are Augites ($En_{36.8\text{-}37.6}$ $Wo_{35.5\text{-}36.8}$ $Fs_{26.0\text{-}27.2}$). Their Mg-number ranges from 88.0 to 91.0 in the lherzolite and from 90.7 to 92.5 in the harzburgites. Major element contents of Cpx I in lherzolites are very heterogeneous (Fig. 4) with higher Al_2O_3 and Na_2O and lower CaO (Al_2O_3 5.3-8.0 wt. %, Na_2O 0.7-1.9 wt. % and CaO 17-8-21.6 wt. %) than in harzburgites (Al_2O_3 2.2-4.1 wt. %; Na_2O 0.3-1.2 wt. % and CaO 19.0-23.7 wt. %). TiO_2 contents are < 0.94 wt. % in lherzolites and between 0.1-0.2 in harzburgites (Table 2). The CaO (18.3-21.7 wt. %), Al_2O_3 (6.2-10.5 wt. %) and TiO_2 (0.2-2.8 wt. %) contents of secondary cpx (Cpx II, Augites, $En_{40.7\text{-}41.2}$ $Wo_{28.8\text{-}29.2}$ $Fs_{29.7\text{-}30.1}$) in melt patches are higher than those of the primary clinopyroxenes for similar Mg-number (Fig.5, Table 3).

Spinel

The primary spinel displays large variations in composition ranging from magnesian and aluminous chromite (SZB16, SZB44, SZB50, SZB52, SZG14, SZG30, SZG44, FT12, MSZK1308) to chromite (SZB51, SZB66, SZG23, FT01P, FT08P, MSZK1306A). The Mg-number and Cr-number range from 59.6 to 78.1 and from 7.7-43.9, respectively (Table 2, Fig. 4). The spinels in harzburgites are more chromiferous than in the lherzolites; the Mg-number v. Cr-number diagram (Fig. 4) shows a linear distribution from low Cr-number–high Mg-number in spinels from the lherzolite to high Cr-number–low Mg-number in spinels from harzburgites. Secondary spinels in reaction zones commonly have higher Mg-number (65.9-82.4) and Cr-number (9.7–45.8) compared with primary spinel, corresponding to the most chromiferous spinels of the harzburgites (Fig.5, Table 3).

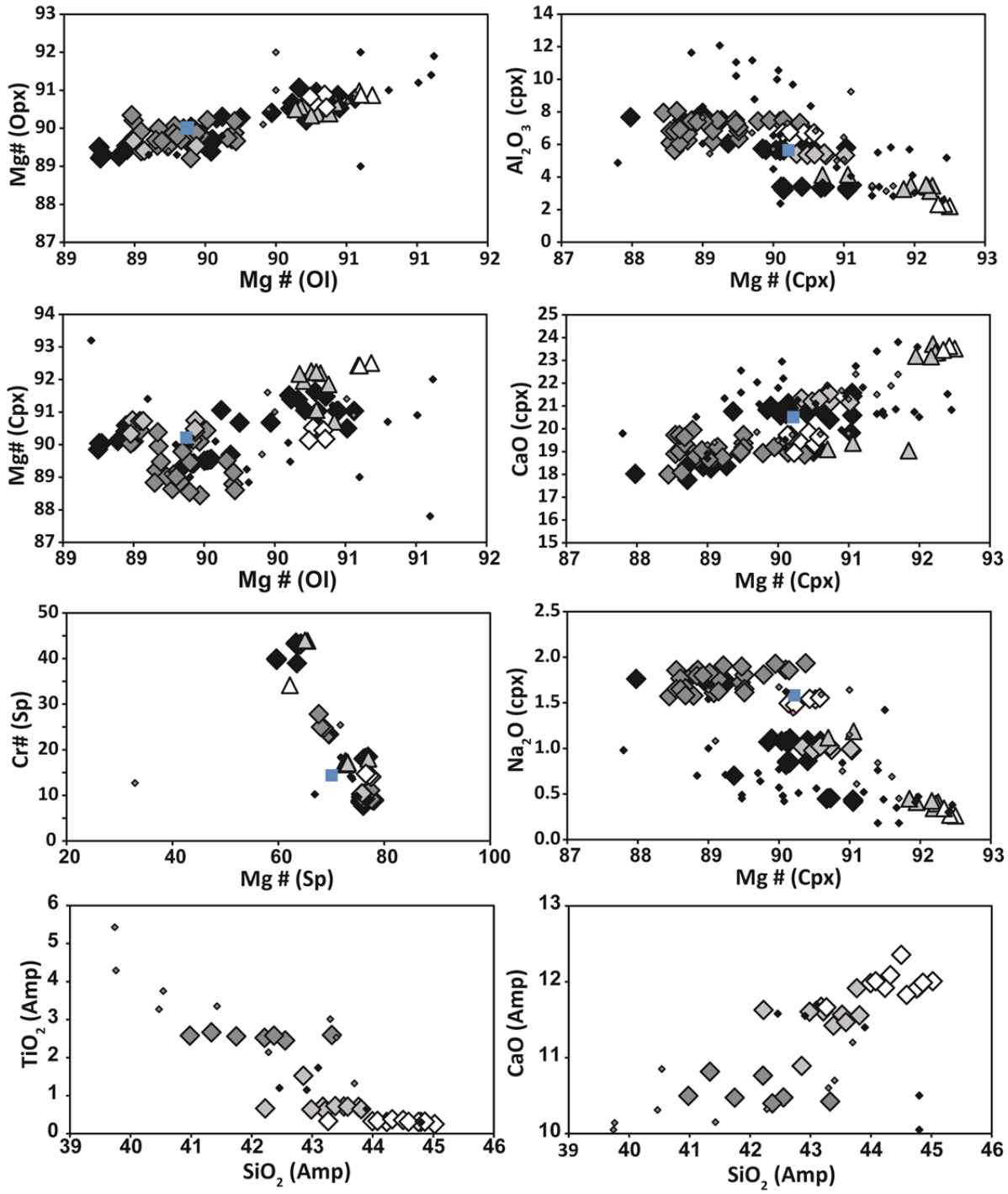


Figure 4: Primary minerals major-element compositions for the mantle xenoliths of the four areas. Literature from Downes et al. (1992); Embey-Isztin et al. (1989); Bali et al. (2002); Falus et al. (2004); Demény et al. (2004, 2005). Blue square is the primitive mantle, harzburgite-like are triangles and lherzolites are diamonds. Black, dark-grey, light grey and white colors are respectively assigned to Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla.

Amphibole

Amphiboles occur in four samples (Table 3) and are pargasites according to the classification of Leake (1978). Their Mg-number ranges from 88.2 to 89.0. They are poor in TiO_2 (0.3-2.7 wt. %) and rich in Cr_2O_3 (1.0-1.8 wt. %) and Na_2O (2.1-3.7 wt. %). Unreacted amphiboles (MSZK1306A) have lower TiO_2, Al_2O_3 and Na_2O contents and higher CaO, SiO_2 and K_2O contents than resorbed amphiboles in reaction zones (SZG30, FT12, FT08P).

Carbonates

Carbonates were analyzed in veins in lherzolite SZG30. They have compositions typical of Mg-calcites (CaO between 50.7 and 52.6 wt. %) with low FeO (1.61 to 1.99 wt. %), MgO (4.36 to 5.02 wt. %), MnO (0.31 to 0.51 wt. %) and SiO_2 (0.02 to 0.07 wt. %).

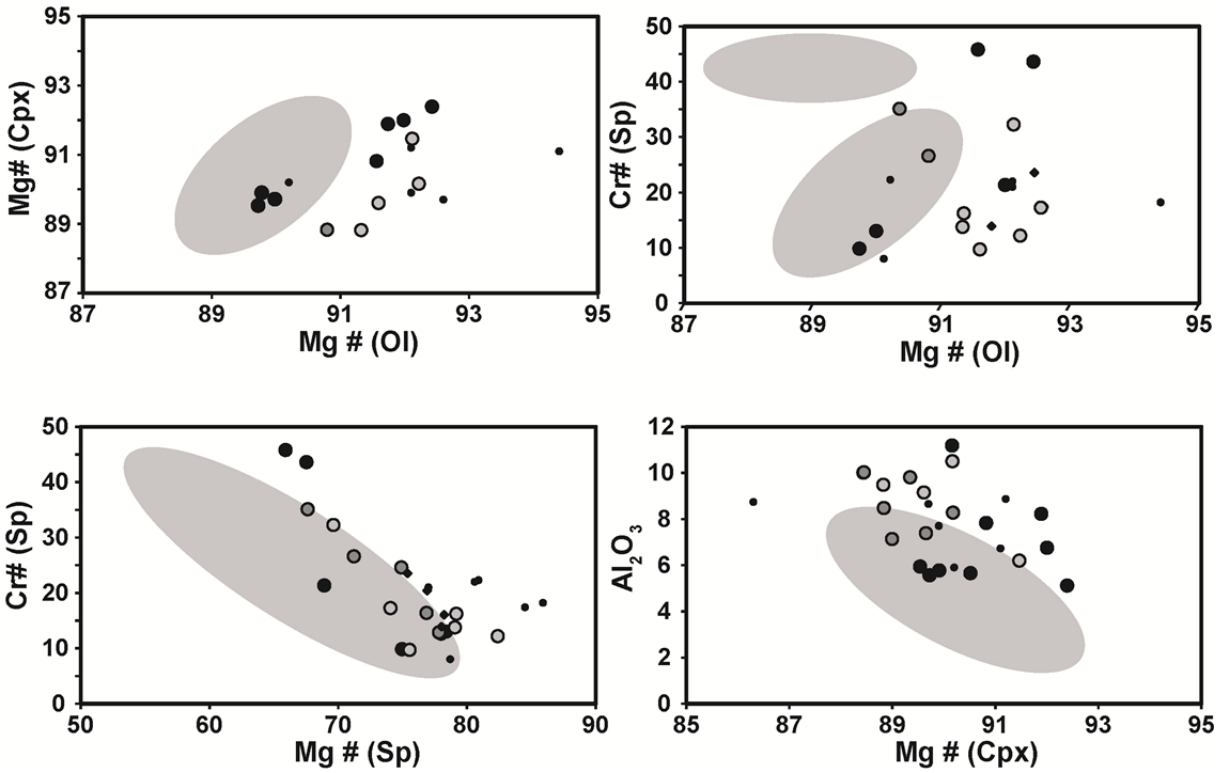


Figure 5: Major element compositions of the newly formed cpx, ol and spinels. Grey area are primary mineral compositions for comparison. Dark dot for Szentbékkálla, dark-grey dot for Szigliget and light-grey dot for Füzes-tó samples. Smaller dot are from Bali et al. (2002).

Olivine II											Cpx II									Sp II										
Sample	SZB50		SZB51		SZG23		FT12		FT08P		Sample	SZB16		SZB44		SZB50		SZB51		Sample	SZB50		SZB51		SZG23		SZG44		FT12		FT08P	
n=	12	1σ	9	1σ	12	1σ	13	1σ	8	1σ	n=	2	1σ	3	1σ	4	1σ	4	1σ	n=	2	1σ	3	1σ	2	1σ	4	1σ	3	1σ	3	1σ
SiO2	41,06	0,43	41,51	0,35	41,38	1,10	41,78	0,58	41,62	0,42	SiO2	52.21	0.03	49.39	2.87	50.56	2.54	51.15	1.26	SiO2	0.06	0.03	8.88	15.32	0.09	0.04	0.10	0.02	0.08	0.00	1.06	1.69
TiO2	0,05	0,02	0,03	0,02	0,07	0,11	0,02	0,02	0,03	0,03	TiO2	0.59	0.07	1.33	0.85	1.00	0.83	0.28	0.07	TiO2	0.23	0.14	0.15	0.15	0.64	0.02	0.74	0.03	0.27	0.14	0.18	0.19
Al2O3	0,05	0,02	0,09	0,15	0,39	1,07	0,06	0,04	0,04	0,03	Al2O3	7.67	0.14	8.95	2.91	7.25	2.11	6.99	1.39	Al2O3	56.35	2.01	29.91	1.41	38.56	3.96	51.36	4.24	54.34	3.34	48.44	10.45
Cr2O3	0,08	0,05	0,10	0,04	0,11	0,05	0,07	0,04	0,11	0,05	Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr2O3	10.85	2.04	28.48	14.72	25.60	4.58	15.21	4.83	12.31	2.81	18.00	7.36
FeO	8,99	0,51	7,82	0,25	8,27	0,59	8,23	0,30	7,31	0,24	FeO	3.61	0.01	3.05	0.38	3.10	0.10	2.44	0.13	FeO	11.28	1.04	12.57	3.94	14.54	0.66	10.90	0.58	10.63	0.76	11.25	2.47
MnO	0,12	0,03	0,10	0,03	0,12	0,03	0,13	0,03	0,10	0,03	MnO	0.04	0.06	0.10	0.06	0.06	0.02	n.d.	0.03	MnO	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
NiO	0,35	0,04	0,34	0,05	0,31	0,05	0,31	0,04	0,42	0,05	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.42	0.01	0.18	0.07	0.26	0.01	0.36	0.07	0.39	0.02	0.36	0.08
MgO	49,09	0,66	49,37	1,40	48,02	2,86	49,58	0,98	50,11	0,29	MgO	15.32	0.02	14.89	0.91	15.20	1.03	15.33	0.86	MgO	20.81	0.89	14.46	3.89	18.55	1.39	20.35	0.56	21.08	1.03	19.51	2.69
CaO	0,16	0,03	0,36	0,56	0,31	0,47	0,16	0,03	0,24	0,02	CaO	18.35	0.12	20.72	0.48	20.77	0.95	21.59	0.49	CaO	0.02		1.35	2.26	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.02	0.46	0.61
Na2O	0,01	0,01									Na2O	1.70	0.03	0.94	0.18	0.92	0.12	0.82	0.22	Na2O	0.00	0.00	1.41	2.00	0.01		0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05
K2O											K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.02	K2O	0.02		0.43	0.61	0.00	0.00	0.03		n.d.		0.01	0.01
V2O3											V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	V2O3	0.10	0.06	0.16	0.00	0.15	0.01	0.20	0.02	0.13	0.06	0.16	0.08
Total	99,91	0,54	99,76	0,82	99,08	2,34	100,34	1,17	99,98	0,55	Total	99.50	0.03	99.38	0.35	98.88	0.79	98.56	0.91	Total	99.82	0.15	97.66	4.24	98.15	0.61	99.15	0.82	99.01	0.51	99.26	0.98
mg#	90,68	0,57	91,84	0,31	91,18	0,66	91,48	0,30	92,44	0,25	mg#	85.60	0.06	87.25	1.34	87.26	0.48	89.76	0.82	mg#	76.67	2.41	67.45	1.51	69.42	2.54	76.89	1.42	77.92	2.06	75.35	6.48
																				cr#	11.45	2.27	36.94	13.53	30.86	6.01	16.64	5.59	13.25	3.29	20.59	10.45

Amp								
Sample	SZG30		FT12		FT08P		MSZK1306 A	
n=	7	σ	1	σ	9	σ	11	σ
SiO2	42,08	0,79	42,86	-	43,30	0,49	44,40	0,50
TiO2	2,56	0,07	1,52	-	0,68	0,04	0,32	0,03
Al2O3	15,13	0,14	15,13	-	14,70	0,12	13,24	0,14
Cr2O3	1,14	0,04	1,00	-	1,25	0,07	1,66	0,08
FeO	4,02	0,03	4,18	-	4,10	0,07	4,14	0,11
MnO	0,02	0,02	0,01	-	0,01	0,02	-0,02	0,02
NiO	0,11	0,03	0,15	-	0,13	0,02	0,11	0,03
MgO	17,28	0,33	17,53	-	17,55	0,16	18,08	0,15
CaO	10,55	0,17	10,89	-	11,60	0,14	11,97	0,17
Na2O	3,38	0,08	3,65	-	2,70	0,04	2,14	0,04
K2O	0,96	0,04	0,20	-	0,66	0,04	1,10	0,04
V2O3	0,07	0,01	0,06	-	0,06	0,01	0,08	0,00
Total	97,45	0,63	97,09	-	96,88	0,75	97,25	0,83
mg#	88,45	0,18	88,20	-	88,41	0,16	88,61	0,23

Table 3: Secondary minerals from veins and melt pockets (ol, cpx, sp) and amphiboles major element compositions (in wt. %).

Primary minerals (Ol, Opx, Cpx, Sp) show the same range of major element compositions those published in previous studies for xenoliths from Szentbékkálla and Szigliget (Downes et al. 1992; Bali et al. 2002; Bali et al. 2007; Szabó et al. 2009; Falus et al. 2004; Embey-Isztin et al. 1989; Demény et al. 2004) (Fig.4). However, some samples display more fertile compositions than those from previous studies, as shown by the lower Mg# (e.g. samples SZB44, SZB50, SZG30, SZG44 and FT12) in olivine (88.8-89.3), orthopyroxene (89.2-90.0) and clinopyroxene (88.8-90.4). Similar major element compositions of secondary minerals were previously reported by Bali et al. (2008) in melt patches from mantle xenoliths form Szentbékkálla (Fig. 5).

Trace element analyses

The REE concentrations of mineral phases (clinopyroxene, amphibole) are given in Table 4 and REE and trace element patterns are presented in Figure 6. Trace element contents of clinopyroxenes correspond to cores of primary clinopyroxenes (Cpx I).

The lherzolites have clinopyroxenes with very variable trace element contents and were subdivided into three groups on the basis of the shape of their REE patterns and on the light REE (LREE)/High REE (HREE) ratios, as follows.

Group I. Clinopyroxenes are characterized by low abundances of LREE compared with MREE and HREE (SZB16, SZG14, SZG30, SZG44, MSZK1308, Fig. 6). The lherzolites in which they occur have a coarse-grained protogranular texture (except SZG30). The $(La/Yb)_N$ (where N indicates primitive mantle normalized) ratios are low and range from 0.2 to 0.8. The trace element patterns display low contents in highly incompatible elements. A slight enrichment in Nb is observed on MSZK1308. There are negative anomalies in Ba, Zr and Ti and a slight Pb negative anomaly in SZB16, SZG30, MSZK1308. The concentration of Sr in this group ranges from 56.9 to 90.0 ppm.

Group II. Clinopyroxenes from group II are characterized by flat or nearly flat REE patterns (SZB44, SZB50, SZB52). They are found in lherzolites with equigranular mosaic textures (except SZB52). These clinopyroxenes have (La/Yb)N = 0.6–1.3, (La/Sm)N = 0.8–1.0 and (Sm/ Yb)N = 0.6-1.5 with weak negative anomalies in Nb, Zr and Ti and no enrichment in the most incompatible elements (Th and U). The concentration of Sr in this group ranges from 21.4 to 71.9 ppm.

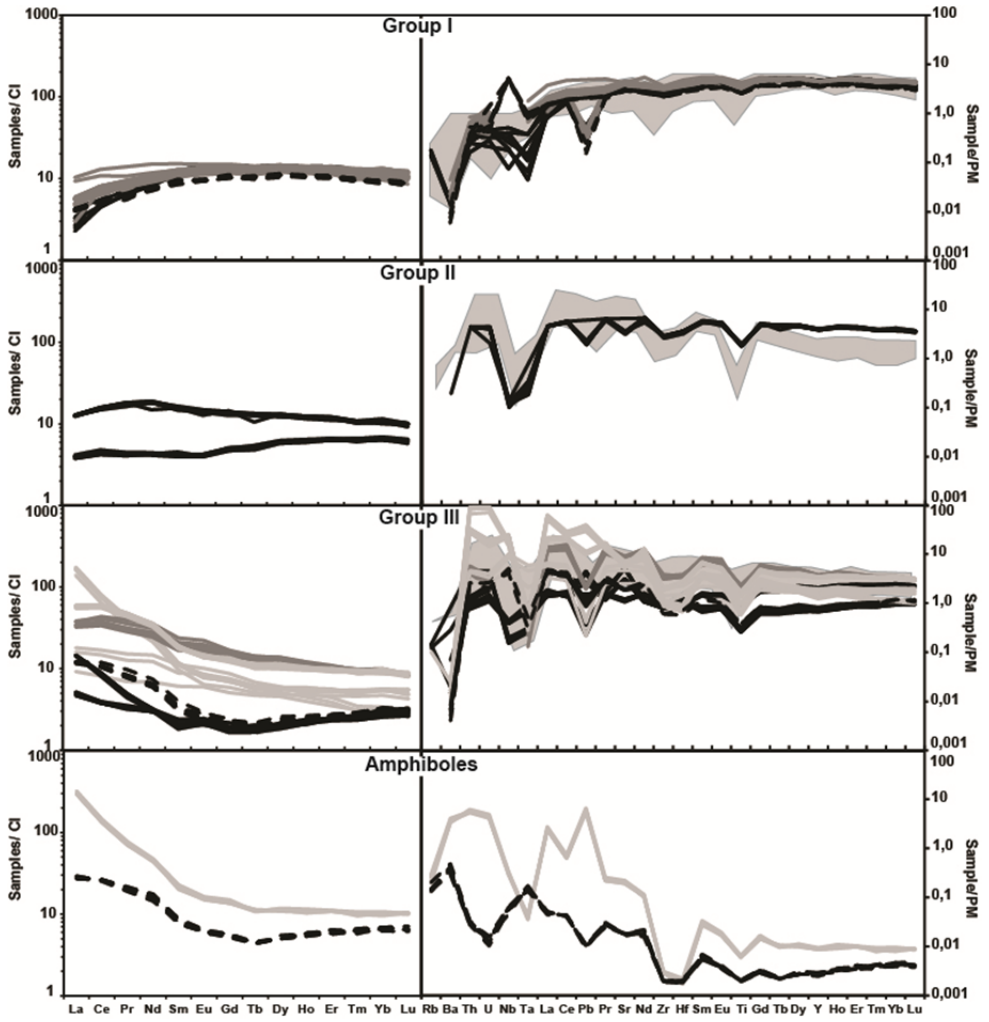


Figure 6: Primary clinopyroxene and amphibole REE and trace-element patterns for the four localities. Grey areas are literature data from Embey-Isztin et al. (2014). Dark, dark-grey, light grey and dark dashed lines are respectively assigned to Szentbékkálla, Szigliget, Füzestó and Mindszentkálla samples. For group description see text.

Group III. Clinopyroxenes from group III are characterized by REE or trace element patterns showing enrichments in the most incompatible trace elements (SZB51, SZB66, SZG23, FT12, FT01P, FT08P, MSZK1306A), and therefore high (La/Yb)N ratios ranging from 0.7 to 15.7. Their trace element patterns show enrichments in LILE (Th and U) and negative anomalies in Ba and high field strength elements (HFSE; Ta, Zr and Ti) except Nb. The concentration of Sr in group III ranges from 36.9 to 182 ppm. Finally, the microstructure in group III lherzolites range from protogranular to equigranular mosaic. The harzburgites have clinopyroxenes with very variable trace element contents and are characterized by low abundances of HREE and variable MREE and LREE abundances. All the HREE depleted clinopyroxenes are in the group III (SZB51, SZB66, FT01P, FT08P, MSZK1306A).

Cpx I																				
Sample	**SZB16**		**SZB44**		**SZB50**		**SZB51**		**SZB52**		**SZB66**		**SZG14**		**SZG23**		**SZG30**		**SZG44**	
n=	**8**	**σ**	**7**	**σ**	**5**	**σ**	**5**	**σ**	**7**	**σ**	**6**	**σ**	**9**	**σ**	**7**	**σ**	**7**	**σ**	**9**	**σ**
Al27	39514,20	1903,59	29057,68	266,53	29096,54	346,68	17205,05	290,08	32654,20	686,67	16571,45	436,56	41315,39	1289,80	33800,41	1324,12	36597,43	1010,61	40523,87	1343,59
Ca44	132416,21	6613,95	148565,91	1272,97	147671,50	506,38	149329,60	1380,87	19,67	0,40	149336,76	3395,17	18,76	0,44	19,12	0,22	19,60	0,30	18,84	0,16
Sc45	57,24	2,54	58,46	0,82	59,21	0,39	81,81	1,12	53,00	1,64	61,18	1,84	61,77	2,45	69,38	1,68	63,97	1,87	66,00	1,63
Ti49	3485,86	176,97	2235,63	35,50	2195,39	28,30	316,61	2,07	1103,04	17,94	365,62	10,13	4111,84	413,75	2741,90	549,26	3560,87	73,38	4224,36	136,49
V51	124,52	9,98	158,05	5,36	160,60	3,32	nd	nd	nd	nd	53,69	24,54	159,83	4,68	nd	nd	142,42	4,00	164,77	10,46
Cr52	4861,89	330,43	3152,79	38,78	2911,45	71,67	nd	nd	nd	nd	3380,82	1143,28	4981,59	181,73	nd	nd	5375,19	185,40	5087,50	140,16
Cr53	5135,74	292,37	3287,10	65,75	2990,83	80,86	6841,28	357,85	7258,95	195,45	5413,96	163,97	5103,34	182,52	8815,01	273,70	5544,84	183,42	5234,12	134,13
Mn55	770,86	41,85	697,65	4,94	694,77	11,74	642,85	13,63	713,50	22,22	644,53	17,00	718,41	32,28	743,48	14,92	691,24	14,71	725,79	28,09
Co59	25,56	1,44	23,45	0,15	22,91	0,55	23,23	0,67	26,25	0,79	24,54	0,67	23,05	1,17	22,85	0,40	22,25	0,61	22,39	0,70
Ni60	408,77	23,34	366,87	3,37	358,02	7,30	369,86	11,04	432,91	11,55	409,52	11,46	357,97	17,51	365,66	6,14	350,30	11,75	335,94	8,96
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	64,30	4,55	nd	nd	67,75	1,16	105,96	0,78	23,12	1,12	62,40	0,98	77,01	2,90	154,64	34,11	71,20	0,95	nd	nd
Y89	18,05	0,85	16,95	0,37	16,88	0,11	3,07	0,05	8,75	0,22	3,02	0,11	18,67	0,53	15,98	0,49	17,07	0,81	18,61	0,31
Zr90	27,99	1,68	30,00	0,57	29,42	0,14	9,62	0,34	9,40	0,29	8,58	0,31	33,93	1,66	35,99	2,89	27,46	1,14	34,78	1,01
Nb93	0,19	0,09	0,08	0,01	0,08	0,01	0,12	0,02	nd	nd	0,28	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba135	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba137	0,08	0,02	nd	nd	nd	nd	0,08	0,05	0,43	0,67	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
La139	0,71	0,15	3,00	0,04	3,00	0,03	3,43	0,04	0,94	0,03	1,16	0,05	1,30	0,43	7,44	2,37	1,33	0,03	1,28	0,22
Ce140	2,95	0,26	9,61	0,14	9,35	0,18	5,27	0,20	2,71	0,12	2,35	0,05	4,40	1,32	20,88	6,61	4,36	0,14	4,80	0,17
Pr141	0,61	0,04	1,67	0,02	1,64	0,02	0,44	0,02	0,40	0,01	0,31	0,01	0,78	0,19	2,74	0,85	0,74	0,02	0,84	0,05
Nd146	3,96	0,24	8,25	0,65	8,41	0,08	1,43	0,04	1,97	0,04	1,38	0,04	4,66	0,82	11,92	3,36	4,25	0,10	4,89	0,13
Sm147	1,70	0,09	2,34	0,08	2,34	0,04	0,29	0,02	0,62	0,03	0,35	0,01	1,77	0,18	2,73	0,52	1,58	0,04	1,83	0,05
Eu151	0,69	0,04	0,80	0,07	0,81	0,02	0,12	0,01	0,23	0,01	0,13	0,01	0,72	0,04	1,00	0,15	0,65	0,02	0,71	0,02
Eu153	0,69	0,04	0,81	0,02	0,80	0,02	0,12	0,00	0,23	0,01	0,14	0,00	0,72	0,05	1,01	0,15	0,66	0,02	0,71	0,02
Gd157	2,55	0,16	2,77	0,08	2,68	0,03	0,36	0,02	0,97	0,04	0,38	0,03	2,64	0,15	3,03	0,19	2,42	0,11	2,62	0,10
Tb159	0,48	0,02	0,46	0,04	0,46	0,01	0,06	0,00	0,18	0,01	0,07	0,00	0,48	0,02	0,49	0,02	0,43	0,02	0,47	0,01
Dy163	3,23	0,14	3,16	0,09	3,11	0,07	0,48	0,03	1,48	0,04	0,50	0,02	3,47	0,12	3,27	0,09	3,11	0,12	3,39	0,09
Ho165	0,70	0,03	0,66	0,02	0,66	0,01	0,12	0,00	0,34	0,01	0,12	0,01	0,75	0,02	0,63	0,02	0,67	0,03	0,72	0,02
Er166	2,03	0,11	1,92	0,04	1,88	0,03	0,40	0,01	1,04	0,02	0,39	0,01	2,15	0,06	1,70	0,05	1,92	0,08	2,09	0,04
Tm169	0,28	0,02	0,26	0,01	0,26	0,01	0,06	0,00	0,16	0,01	0,06	0,00	0,31	0,01	0,23	0,01	0,27	0,01	0,30	0,01
Yb172	1,81	0,09	1,74	0,07	1,71	0,04	0,48	0,03	1,07	0,03	0,44	0,03	2,07	0,04	1,51	0,06	1,79	0,10	2,01	0,06
Lu175	0,26	0,01	0,24	0,01	0,25	0,00	0,08	0,00	0,15	0,01	0,07	0,00	0,29	0,01	0,20	0,01	0,25	0,01	0,29	0,01
Hf178	0,95	0,05	1,01	0,02	1,01	0,03	0,33	0,03	0,26	0,01	0,28	0,01	1,13	0,10	1,03	0,04	0,91	0,03	1,07	0,04
Ta181	nd	nd	nd	nd	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	nd	nd
Pb208	0,05	0,01	nd	nd	0,30	0,01	0,37	0,02	nd	nd	0,65	0,03	nd	nd	0,28	0,08	0,09	0,02	nd	nd
Th232	0,03	0,01	0,35	0,01	0,35	0,01	0,37	0,01	0,10	0,01	0,07	0,01	0,05	0,01	0,36	0,06	0,05	0,00	nd	nd
U238	nd	nd	0,08	0,02	0,09	0,00	0,08	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,06	0,01	0,02	0,00	nd	nd

Table 4: Primary Cpx and amphiboles trace element compositions (in ppm)

Cpx I										
Sample	**FT12**		**FT01P**		**FT08P**		**MSZK1306A**		**MSZK1308**	
n=	**10**	**σ**	**3**	**σ**	**6**	**σ**	**6**	**σ**	**7**	**σ**
Al27	29735,27	269,72	22037,77	1369,75	18680,37	1450,70	13081,68	517,91	36909,38	677,49
Ca44	152066,90	1113,89	137103,46	1155,36	161736,81	12647,17	168073,81	595,68	139918,01	2328,26
Sc45	61,34	1,15	56,42	2,18	53,14	3,59	66,30	1,26	63,51	1,27
Ti49	2016,36	48,25	1348,13	265,66	841,96	74,17	459,27	11,73	3130,41	51,10
V51	178,84	4,91	nd	nd	122,01	9,93	149,30	3,84	147,61	4,94
Cr52	3657,77	91,13	nd	nd	2982,44	317,93	2541,26	559,81	6529,62	244,94
Cr53	3751,71	90,59	9919,74	595,36	3020,11	322,83	2687,26	602,11	6863,50	203,69
Mn55	674,13	5,23	688,48	35,97	616,66	52,00	600,92	14,36	684,69	14,30
Co59	22,18	0,31	26,12	0,62	21,05	1,94	21,96	0,53	23,44	0,58
Ni60	352,23	4,05	412,82	15,64	339,13	31,15	371,67	10,53	376,20	9,58
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	109,14	3,31	88,32	35,48	135,81	8,27	38,42	0,95	59,82	2,29
Y89	14,64	0,29	6,09	0,73	7,75	0,56	3,45	0,08	15,35	0,31
Zr90	20,58	0,52	16,24	6,29	10,99	1,08	6,49	0,35	23,11	0,42
Nb93	0,21	0,03	1,44	0,32	0,09	0,01	0,12	0,03	0,38	0,01
Ba135	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba137	nd	nd	0,10	0,03	0,10	0,04	0,04	0,01	nd	nd
La139	13,68	0,41	3,41	1,09	38,53	2,93	2,83	0,06	0,98	0,03
Ce140	35,95	1,13	8,09	2,79	45,38	3,44	6,62	0,35	3,17	0,07
Pr141	4,27	0,15	1,07	0,39	3,68	0,27	0,77	0,07	0,55	0,02
Nd146	15,89	0,50	5,14	1,83	11,50	0,93	2,94	0,24	3,38	0,10
Sm147	2,71	0,07	1,29	0,38	1,66	0,11	0,51	0,05	1,36	0,08
Eu151	0,80	0,03	0,46	0,12	0,44	0,04	0,14	0,01	0,53	0,02
Eu153	0,78	0,02	0,46	0,12	0,43	0,04	0,15	0,02	0,52	0,01
Gd157	2,53	0,10	1,38	0,36	1,37	0,11	0,45	0,03	2,06	0,07
Tb159	0,39	0,02	0,21	0,04	0,21	0,01	0,07	0,01	0,37	0,01
Dy163	2,62	0,11	1,28	0,18	1,37	0,09	0,57	0,04	2,73	0,10
Ho165	0,55	0,02	0,24	0,03	0,29	0,02	0,13	0,01	0,58	0,02
Er166	1,55	0,05	0,63	0,07	0,84	0,05	0,42	0,02	1,66	0,05
Tm169	0,23	0,01	0,08	0,01	0,13	0,01	0,07	0,00	0,23	0,01
Yb172	1,47	0,06	0,51	0,03	0,86	0,06	0,51	0,02	1,49	0,06
Lu175	0,21	0,01	0,07	0,00	0,13	0,01	0,07	0,00	0,21	0,01
Hf178	0,77	0,04	0,49	0,12	0,23	0,03	0,19	0,02	0,79	0,03
Ta181	0,02	0,00	0,16	0,07	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
Pb208	1,58	0,08	0,06	0,02	5,42	0,57	0,17	0,02	nd	nd
Th232	2,53	0,18	0,32	0,08	6,71	0,76	0,21	0,02	0,03	0,01
U238	0,36	0,03	0,07	0,01	1,77	0,18	0,04	0,01	nd	nd

Amphibole				
Sample	**FT08P**		**MSZK1306A**	
N=	**5**	**σ**	**6**	**σ**
Al27	68263,85	785,13	59473,87	964,56
P31	nd	nd	nd	nd
Ca44	71470,09	0,00	71470,08	0,00
Sc45	58,27	1,27	82,59	1,88
Ti49	3607,18	83,20	1826,34	28,29
V51	193,19	17,80	102,31	52,18
Cr52	6859,24	426,51	4544,96	1802,20
Cr53	7324,28	195,02	9683,18	235,85
Mn55	369,60	8,53	322,65	3,03
Co59	34,23	1,29	32,72	0,42
Ni60	758,94	25,64	780,99	13,90
Rb85	16,67	1,53	12,28	1,22
Sr88	491,80	18,82	111,64	2,82
Y89	16,08	0,35	7,97	0,27
Zr90	20,26	0,45	15,60	0,19
Nb93	10,72	0,33	14,10	0,21
Ba135	911,81	44,02	234,99	24,44
Ba137	914,63	43,29	233,77	25,44
La139	72,09	2,44	6,69	0,21
Ce140	83,42	3,17	15,96	0,26
Pr141	6,68	0,27	1,89	0,09
Pr141	nd	nd	nd	nd
Nd146	20,79	0,63	7,45	0,52
Sm147	3,14	0,15	1,21	0,08
Eu151	0,88	0,05	0,35	0,01
Eu153	0,85	0,02	0,34	0,01
Gd157	2,77	0,11	1,08	0,05
Tb159	0,40	0,01	0,16	0,00
Dy163	2,77	0,09	1,25	0,05
Ho165	0,59	0,03	0,31	0,01
Er166	1,75	0,02	0,96	0,04
Tm169	0,25	0,01	0,15	0,01
Yb172	1,64	0,07	1,08	0,04
Lu175	0,25	0,01	0,16	0,01
Hf178	0,41	0,03	0,42	0,02
Ta181	0,34	0,02	0,77	0,04
Pb208	28,41	1,25	0,61	0,02
Th232	14,53	0,50	0,62	0,04
U238	3,16	0,13	0,10	0,01

Table 4: Continued

REE and trace element patterns of the amphibole in harzburgite MSZK1306A and FT08P (Fig. 6) are similar to those of clinopyroxene from the same sample (group I). However, amphiboles in sample MSZK1306A have a higher concentration in trace elements such as U, Th and Sr (U 0.1 ppm, Th 0.6 ppm and Sr 107.1-115.6 ppm; in MSZK1306A and U 3.0-3.4 ppm, Th 13.9-15.3 ppm and Sr 472.9-513.2 ppm in FT08P) than in the coexisting clinopyroxene (U 0.0 ppm, Th 0.2 ppm and Sr 36.9-39.4 ppm; in MSZK1306A and U 1.5-2.0 ppm, Th 5.3-7.5 ppm and Sr 121-144 ppm in FT08P), in agreement with amphibole-bearing xenoliths from Antarctica (Coltorti et al. 2004) and Kapfenstein (Coltorti et al. 2007).

Chemistry of the melt phases

Major element analyses

Glasses show very variable compositions (Table 5, Fig.7) and will be subdivided into three groups on the basis of their location and their major element contents, as follows.

Group I. The glasses in melt veins. The major element compositions of glass in melt veins are highly variable both between and within single samples. Overall, they are characterized by relatively high SiO_2 (55.8-62.7 wt. %) and K_2O (1.6-5.9 wt. %) and low Na_2O (3.9–5.7 wt. %), Al_2O_3 (17.0-20.4 wt. %), MgO (2.4-4.2 wt. %) and FeO_T (2.5-4.3 wt. %) contents (Fig. 7).

Group II. The glasses in silicate melt inclusions. The major element compositions of glass in silicate melt inclusions are characterized by relatively high SiO_2 (55.0 wt. %), Na_2O (7.31 wt. %), Al_2O_3 (22.9 wt. %), and low FeO_T (3.3 wt. %), MgO (2.3 wt. %) and K_2O (<1.8 wt. %) contents (Fig. 7).

Group III. The glass in melt patches. The major element compositions of glass in melt patches are highly variable both between and within single samples. Overall, they are characterized by relatively low SiO_2 (50.8-57.2 wt. %), Na_2O (4.0-5.5 wt. %), high Al_2O_3 (19.5-23.8 wt. %) and FeO_T (3.0-4.9 wt. %) contents (Fig. 7) compared with group I and II. In lherzolite SZB51, glass compositions in melt patches and in veins have different major element compositions, glasses in the veins have higher SiO_2 contents compared with the SiO_2 content in glasses in melt patches.

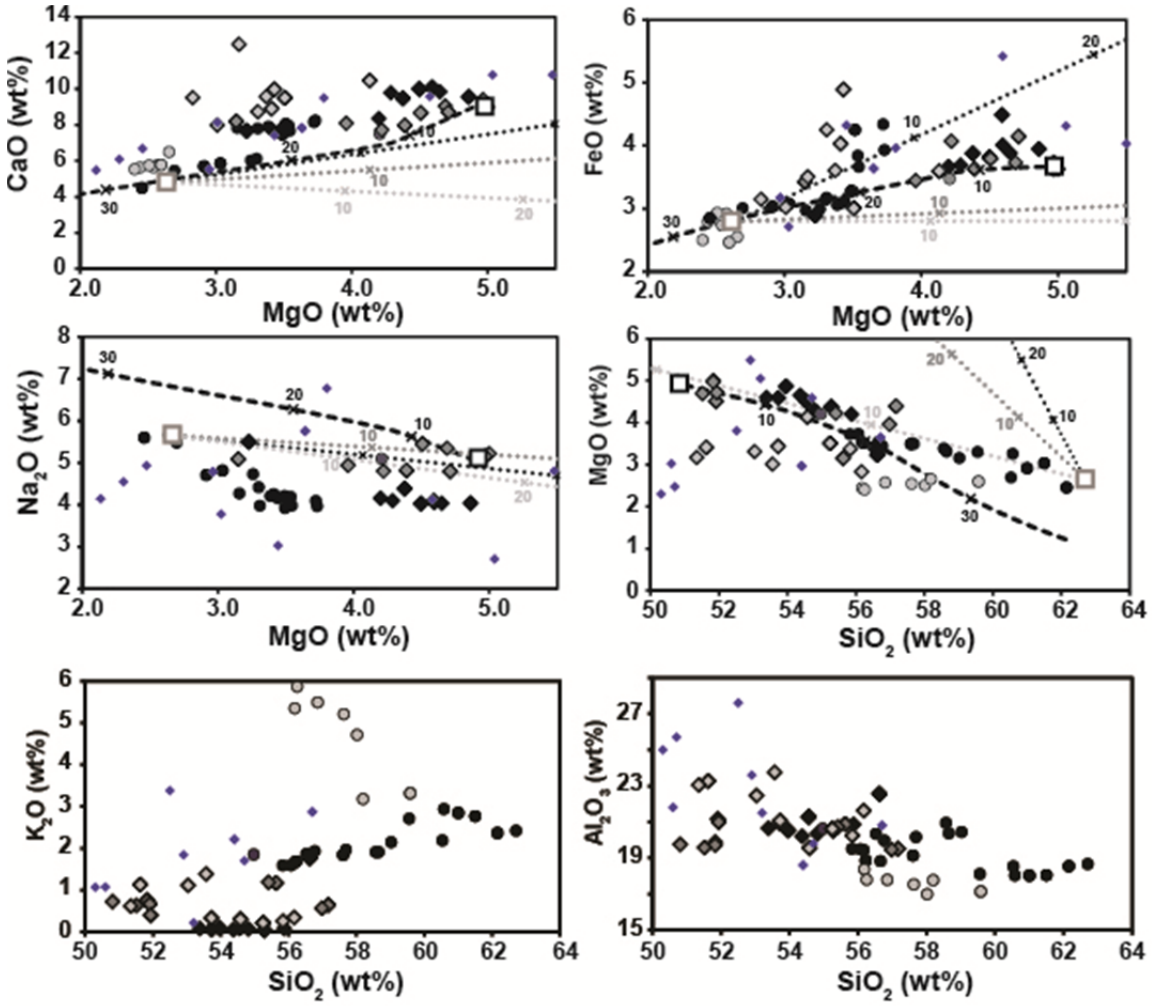


Figure 7: Vein and melt pocket melt major-element compositions for the mantle xenoliths of SZB (dark), SZG (dark-grey) and FT (light grey). Dots are glasses trapped in veins and diamonds are glasses trapped in melt pockets. Small blue diamonds are from Bali et al. (2002). Dot lines are assimilation of cpx (black), amp (dark grey) and sp (light grey). Dashed lines are fractionation model using Rhyolite-MELTS (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015).

Trace element analyses

The REE concentrations of glass phases are given in Table 6 and REE and trace element patterns are presented in Figure 8. The glasses present very variable trace element contents and were subdivided into two groups on the basis of their location and their trace element contents, as follows.

Glass																					
	SZB16			SZB44			SZB50			SZB51			SZB51			SZB52			SZB66		
	Vein			MP			MP			MP			Vein			Vein			GB		
	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max
SiO2	56,55	55,82	57,60	54,16	53,39	54,81	55,43	55,28	55,87	56,63	56,63	56,63	61,89	60,53	62,71	57,87	56,52	59,02	60,86	59,55	61,50
TiO2	1,57	1,46	1,69	1,72	1,67	1,84	1,71	1,62	1,73	0,43	0,43	0,43	0,14	0,07	0,19	0,75	0,52	0,99	1,29	1,21	1,41
Al2O3	19,15	18,82	19,51	20,79	20,20	21,28	20,60	20,52	20,86	22,55	22,55	22,55	18,57	18,54	18,66	20,37	19,96	20,95	18,04	18,02	18,11
FeO	3,85	3,28	4,34	3,99	3,69	4,49	3,82	3,67	3,88	2,89	2,89	2,89	2,88	2,80	3,01	3,11	2,97	3,28	3,06	2,99	3,14
MnO	0,06	0,01	0,09	0,08	0,05	0,11	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,04	0,00	0,07	0,07	0,01	0,13	0,08	0,05	0,12
MgO	3,57	3,49	3,73	4,59	4,29	4,86	4,33	4,20	4,38	3,23	3,23	3,23	2,56	2,46	2,70	3,37	3,16	3,49	3,08	2,91	3,30
CaO	7,88	7,47	8,25	9,89	9,55	10,08	9,19	8,34	9,47	7,66	7,66	7,66	4,82	4,50	5,45	7,79	7,64	7,90	5,88	5,70	6,12
Na2O	4,12	3,97	4,21	4,05	4,03	4,10	4,32	4,16	4,38	5,50	5,50	5,50	5,58	5,48	5,66	4,13	3,92	4,27	4,70	4,42	4,82
K2O	1,71	1,59	1,84	0,08	0,05	0,09	0,05	0,04	0,08	1,76	1,76	1,76	2,33	2,19	2,42	1,96	1,87	2,15	2,81	2,71	2,94
P2O5	0,45	0,38	0,52	0,05	0,01	0,07	0,01	0,01	0,03	0,24	0,24	0,24	1,10	0,98	1,15	0,50	0,48	0,54	0,94	0,92	0,94
Total	99,04	98,39	99,39	99,54	98,87	100,24	99,65	98,98	99,87	101,07	101,07	101,07	100,14	99,38	100,99	100,05	98,53	101,41	100,91	99,83	101,53
Mg#	62,35	59,58	65,48	67,25	64,57	68,71	66,89	66,81	67,12	66,58	66,58	66,58	61,33	60,57	62,69	65,83	64,99	66,39	64,14	63,13	65,98

	SZG14		SZG23			SZG44			FT12			FT01P			FT08P		
	Vein	SMI	MP			MP			MP			Vein			MP		
	Av	Min	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max	Av	Min	Max
SiO2	54,97	54,20	56,33	55,41	57,17	51,71	50,81	51,93	54,83	53,73	55,83	57,79	56,18	59,58	52,89	51,35	56,17
TiO2	1,74	1,74	1,52	1,27	1,88	2,72	2,45	3,21	1,64	1,60	1,69	1,76	1,58	2,03	0,80	0,72	0,93
Al2O3	20,63	22,89	20,16	19,46	20,87	20,40	19,58	21,15	20,43	19,55	21,06	17,56	16,99	18,37	22,90	21,62	23,75
FeO	3,47	3,34	3,60	3,42	4,07	3,82	3,62	4,15	3,62	3,01	4,89	2,67	2,47	2,94	3,67	3,02	4,25
MnO	0,11	0,01	0,08	0,00	0,14	0,08	0,04	0,12	0,05	0,03	0,10	0,04	-0,01	0,08	0,09	0,06	0,11
MgO	4,21	2,32	3,88	3,15	4,39	4,76	4,51	5,00	3,61	3,37	4,13	2,54	2,40	2,66	3,19	2,83	3,41
CaO	7,50	2,02	8,02	7,72	8,19	8,91	8,66	9,40	9,83	9,50	10,45	5,80	5,54	6,50	9,41	7,99	12,47
Na2O	5,10	7,31	4,93	4,80	5,09	5,17	4,79	5,45	5,15	4,65	5,55	4,82	4,59	5,20	5,25	4,53	5,81
K2O	1,85	5,26	0,90	0,57	1,19	0,63	0,40	0,77	0,26	0,21	0,33	4,55	3,18	5,87	0,95	0,34	1,38
P2O5	0,22	0,12	0,08	0,04	0,12	0,05	0,04	0,06	0,05	0,00	0,09	0,48	0,45	0,54	0,09	0,06	0,11
Total	99,92	99,39	99,58	99,02	100,26	98,30	97,83	98,81	99,56	99,06	100,09	98,15	97,60	98,76	99,65	98,92	100,91
Mg#	68,35	55,30	65,49	62,14	68,30	68,91	66,95	71,08	62,59	55,57	67,52	62,91	60,38	65,24	60,94	58,11	63,99

Table 5: Major element composition for glass in melt veins, melt pockets (MP) and silicate melt inclusions (SMI) (in wt. %)

Group I. The glass in melt veins and silicate melt inclusions. Glasses are characterized by REE or trace element patterns showing enrichments in the most incompatible trace elements (SZB16, SZB51, SZB52, SZB66, SZG14, FT01P, Fig. 8a) and therefore high (La/Yb)N ratios ranging from 2.6 to 68.5. Glass in melt veins have trace element patterns similar to glass analyzed by Szabó et al. (2009) in silicate melt inclusions.

Group II. The glasses in melt patches present very variable trace element contents and were subdivided into two sub-groups on the basis of their trace element contents, as follows.

Group IIa. Glasses from group IIa are characterized by flat or nearly flat REE patterns (SZB44, SZB50, SZG44). These glasses have (La/Yb)N = 0.1-1.6, (La/Sm)N = 0.1-1.2 and (Sm/ Yb)N = 1.0-1.4 with positive anomalies in Nb, Sr and Ti and a negative anomaly in Zr, Hf.

Group IIb. Glasses from group IIb are characterized by REE or trace element patterns showing enrichments in the most incompatible trace elements (SZG23, FT12, FT08P), and therefore high (La/Yb)N ratios ranging from 6.2-53.0. Their trace element patterns show enrichments in LILE (Th and U) and negative anomalies in high field strength elements (HFSE; Nb, Ta, Zr and Ti). The MREE–HREE pattern is almost flat and resembles that of group I or group IIa glasses.

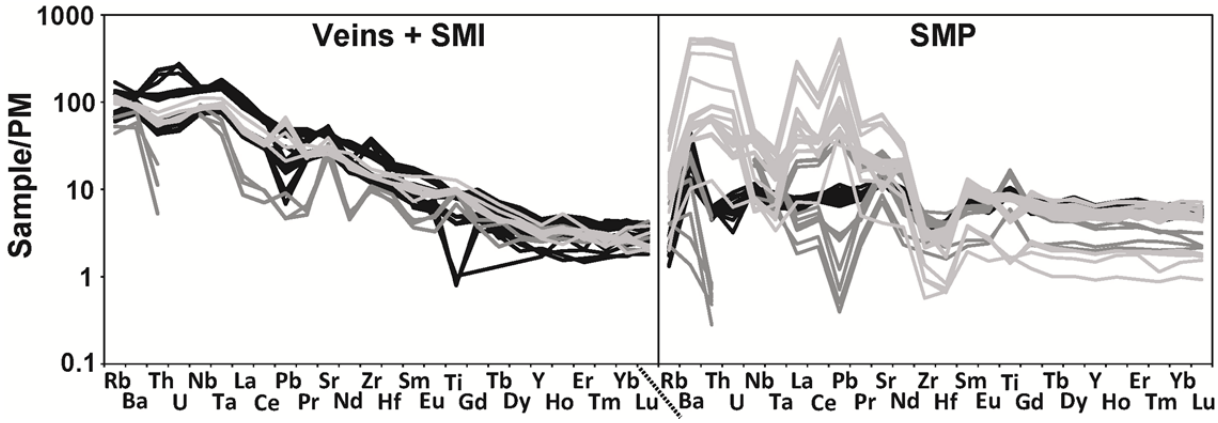


Figure 8: Veins and silicate melt pockets (SMP) trace-element patterns for the mantle xenoliths of SZB (dark), SZG (dark-grey) and FT (light-grey).

Glasses in melt patches (Group IIa, IIb, Fig.3) present incompatible element enriched patterns that parallel those of the associated amphiboles [or from other locations in the Pannonian Basin (Demény et al. 2004; Demény et al. 2005; this study)] at slightly higher or lower contents and have similar trace element pattern than those described by Bali et al. (2008).

Sample	SZB16		SZB44		SZB50		SZB51		SZB51		SZB52		SZB66	
Area	vein		MP		MP		MP		vein		vein		vein	
n=	8	σ	10	σ	4	σ	3	σ	4	σ	6	σ	6	σ
Al27	101040,49	1801,77	109676,54	1926,10	109303,43	872,20	119310,66	30,55	98308,24	300,94	107799,47	1762,47	95459,12	213,46
P31	1919,30	221,93	nd	nd	198,27	38,58	484,84	331,48	5565,36	1759,09	2104,08	114,06	4403,98	269,55
Ca44	55865,74	2544,66	109509,87	89709,17	65041,53	3400,12	294332,43	234191,99	39333,34	8606,68	53587,94	1822,67	40433,12	1783,61
Sc45	24,68	1,62	84,03	95,15	38,72	0,51	312,72	267,09	35,82	31,15	19,66	1,58	24,96	0,85
Ti49	10377,10	800,97	13640,90	5207,73	11042,95	338,57	4387,56	1514,70	1045,92	120,49	5367,87	546,38	9828,74	331,54
V51	183,45	17,29	370,93	217,85	213,71	13,45	428,35	289,10	112,91	45,77	110,80	3,86	159,98	4,87
Cr52	157,71	81,26	4547,71	8431,73	117,29	87,04	16977,90	12479,66	865,04	1392,96	251,48	300,36	103,46	16,08
Cr53	134,38	35,97	4783,44	8918,07	113,78	85,97	24251,49	22983,23	873,94	1378,29	262,08	324,38	107,17	17,17
Mn55	656,53	67,49	715,39	216,35	741,21	266,20	958,82	484,17	5717,65	9279,33	577,32	230,70	469,73	41,04
Co59	19,54	5,99	22,35	10,31	31,32	28,92	45,81	26,43	791,75	1347,95	25,33	28,65	10,09	2,06
Ni60	154,12	106,84	206,29	280,27	366,49	561,08	727,31	679,09	2172,06	625,64	297,97	570,17	43,75	34,36
Rb85	39,89	3,28	nd	nd	1,05	0,28	17,96	14,61	80,87	15,84	44,47	3,00	69,94	5,60
Sr88	557,77	29,91	205,35	74,44	237,71	9,28	486,64	183,18	1034,42	21,91	541,32	11,74	866,23	57,64
Y89	16,46	0,80	34,62	22,17	22,69	1,15	13,69	6,61	8,08	0,75	12,33	0,27	18,58	0,75
Zr90	139,74	11,47	35,61	3,29	34,49	2,29	71,45	15,15	378,02	21,36	134,38	3,21	259,74	14,04
Nb93	51,62	3,62	5,14	2,45	6,74	0,63	23,33	17,39	92,80	4,52	51,77	1,06	89,18	3,26
Cs133	0,49	0,06	nd	nd	0,05	0,01	nd	nd	1,99	0,33	0,59	0,05	0,99	0,10
Ba135	524,37	29,69	95,32	76,02	124,99	71,45	209,99	167,51	791,48	48,44	635,20	36,62	833,22	20,00
Ba137	526,16	29,32	95,66	76,93	124,30	69,88	211,34	166,13	791,05	25,30	632,61	34,98	830,98	15,27
La139	27,98	2,52	3,81	1,18	4,72	0,46	16,68	7,14	72,55	4,02	30,41	0,74	58,58	3,86
Ce140	53,10	4,52	12,46	2,00	12,83	0,42	27,71	6,85	112,40	4,12	54,64	1,11	100,46	2,32
Pr141	5,84	0,52	2,24	0,27	2,13	0,05	2,57	0,16	9,17	0,54	5,64	0,14	11,07	0,79
Nd146	22,58	2,51	12,41	3,26	11,33	0,30	8,80	1,18	25,30	4,03	20,64	0,99	39,95	2,40
Sm147	4,08	0,35	3,89	1,87	2,79	0,14	1,57	0,44	3,06	0,69	3,23	0,28	6,56	0,38
Eu151	1,34	0,08	1,39	0,71	0,99	0,10	0,60	0,15	0,89	0,30	0,99	0,10	1,97	0,12
Eu153	1,33	0,13	1,36	0,68	1,05	0,07	0,59	0,18	0,87	0,16	0,99	0,09	2,00	0,13
Gd157	3,73	0,40	5,11	3,14	3,26	0,23	1,78	0,73	nd	nd	2,67	0,22	4,99	0,29
Tb159	0,53	0,04	0,87	0,58	0,59	0,04	0,30	0,13	nd	nd	0,34	0,04	0,66	0,03
Dy163	3,28	0,24	6,41	4,25	4,01	0,20	2,13	0,96	nd	nd	2,26	0,12	3,74	0,27
Ho165	0,62	0,04	1,32	0,86	0,83	0,09	0,52	0,25	0,30	0,09	0,44	0,03	0,69	0,04
Er166	1,72	0,11	3,84	2,44	2,50	0,19	1,57	0,77	0,78	0,12	1,32	0,09	1,87	0,13
Tm169	0,25	0,02	0,55	0,35	0,35	0,02	0,26	0,14	0,16	0,09	0,18	0,02	0,26	0,02
Yb172	1,71	0,13	3,61	2,17	2,43	0,13	1,99	0,87	nd	nd	1,32	0,06	1,75	0,13
Lu175	0,25	0,02	0,49	0,25	0,36	0,01	0,29	0,12	0,18	0,07	0,19	0,01	0,25	0,01
Hf178	3,01	0,31	1,21	0,38	0,98	0,04	1,93	0,35	5,40	1,08	2,65	0,06	5,05	0,38
Ta181	3,03	0,29	0,22	0,09	0,24	0,03	1,19	0,80	6,08	0,47	3,03	0,17	5,39	0,27
Pb208	2,99	0,75	nd	nd	1,26	0,13	1,05	0,83	nd	nd	1,31	0,14	6,45	0,49
Th232	3,77	0,45	0,37	0,17	0,47	0,03	2,31	1,69	16,68	2,46	4,39	0,23	8,94	0,53
U238	1,15	0,15	nd	nd	0,14	0,03	0,58	0,50	5,12	0,54	1,32	0,06	2,59	0,17

Table 6: Trace element compositions for glass in in melt veins (GB), melt pockets (MP) and silicate melt inclusions (SMI) (in ppm)

Sample	SZG14		SZG14		SZG23		SZG44		FT12		FT01P		FT08P	
Area	vein		SMI		MP		MP		MP		vein		MP	
n=	1	σ	2	σ	6	σ	8	σ	9	σ	8	σ	6	σ
Al27	109184,34	-	120748,48	561,36	106873,28	4107,02	92149,11	27353,80	96488,23	28673,88	92956,22	2433,56	109978,23	26805,35
P31	1325,29	-	695,06	116,52	395,80	137,63	228,64	74,04	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ca44	48857,56	-	25493,42	347,92	55263,25	3220,70	50025,66	16068,89	51124,42	15685,12	39010,05	6080,18	87336,26	34620,34
Sc45	17,60	-	16,16	0,88	35,98	5,04	24,81	9,24	28,15	8,78	16,40	2,21	48,69	53,13
Ti49	11032,17	-	10232,71	2984,16	10372,61	748,18	15903,28	5672,20	9276,16	2734,51	12077,85	1369,54	5420,33	396,15
V51	108,41	-	106,48	2,80	247,47	60,32	228,88	84,38	231,67	74,98	159,65	16,94	311,34	111,38
Cr52	69,51	-	251,93	180,20	3351,20	5110,57	87,50	32,26	775,32	1873,72	70,50	17,10	2023,04	3415,28
Cr53	85,82	-	270,75	200,30	3549,59	5406,26	84,03	33,18	796,64	1925,38	73,07	16,51	2896,19	5262,64
Mn55	531,03	-	446,90	6,08	973,95	984,09	496,40	157,47	536,41	139,93	375,15	66,66	530,91	157,25
Co59	12,84	-	17,12	2,41	69,37	125,36	12,38	4,18	33,77	36,52	11,34	4,36	24,84	24,18
Ni60	37,19	-	53,88	14,28	1000,93	2196,28	39,20	18,03	712,91	1544,87	82,33	70,76	318,39	470,67
Rb85	26,33	-	35,87	6,05	6,28	1,99	4,52	2,06	5,56	1,48	63,00	4,46	18,90	8,82
Sr88	485,15	-	570,38	128,38	609,64	112,98	278,51	77,77	364,70	108,65	601,18	81,48	1067,74	455,20
Y89	15,51	-	11,04	0,31	18,52	2,94	18,76	6,13	18,83	5,68	13,46	1,61	22,92	2,97
Zr90	99,41	-	111,08	5,51	69,92	22,61	40,34	12,20	25,84	7,49	153,22	11,02	34,31	5,89
Nb93	45,24	-	54,40	9,67	23,89	9,47	11,24	3,96	23,33	6,92	59,35	6,18	24,64	10,91
Cs133	0,27	-	0,25	0,06	0,11	0,06	0,03	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba135	380,70	-	414,13	117,80	187,31	39,59	60,52	34,04	322,11	96,39	603,80	30,84	2696,51	1232,56
Ba137	388,04	-	434,17	137,19	188,01	37,66	61,45	34,23	321,29	96,49	604,99	35,11	2691,62	1232,25
La139	9,37	-	6,71	1,56	17,56	6,21	2,32	0,70	21,52	6,47	33,15	4,81	151,07	58,82
Ce140	15,95	-	14,12	3,26	47,19	15,60	7,41	2,19	53,38	15,90	59,45	8,17	163,69	51,63
Pr141	1,67	-	1,36	0,09	5,68	1,47	1,16	0,35	6,11	1,85	6,44	0,78	12,21	3,13
Nd146	6,78	-	5,90	0,37	23,83	6,72	6,28	1,92	22,41	6,82	24,73	3,38	35,98	5,73
Sm147	1,81	-	1,57	0,13	4,60	1,32	2,02	0,66	3,58	1,09	4,27	0,79	4,72	0,35
Eu151	0,68	-	0,66	0,22	1,54	0,39	0,79	0,26	1,07	0,33	1,48	0,37	1,38	0,12
Eu153	0,78	-	0,63	0,16	1,58	0,45	0,78	0,25	1,06	0,32	1,53	0,22	1,40	0,13
Gd157	2,00	-	2,24	0,26	4,34	1,02	2,73	0,93	3,17	0,98	3,55	0,74	3,86	0,71
Tb159	0,40	-	0,33	0,16	0,58	0,14	0,46	0,14	0,48	0,15	0,50	0,08	0,58	0,10
Dy163	2,92	-	1,88	0,09	3,67	0,77	3,25	1,08	3,26	1,01	2,91	0,37	3,88	0,88
Ho165	0,57	-	0,44	0,04	0,68	0,11	0,70	0,23	0,69	0,21	0,54	0,12	0,82	0,15
Er166	1,43	-	1,19	0,15	1,85	0,23	2,05	0,65	2,01	0,61	1,33	0,16	2,54	0,38
Tm169	0,16	-	0,20	0,01	0,24	0,03	0,29	0,09	0,30	0,10	0,18	0,03	0,39	0,07
Yb172	1,51	-	0,99	0,11	1,60	0,26	2,01	0,66	2,14	0,67	1,18	0,23	2,72	0,28
Lu175	0,29	-	0,16	0,04	0,22	0,04	0,29	0,09	0,30	0,09	0,17	0,04	0,38	0,07
Hf178	2,11	-	2,25	0,31	1,23	0,33	1,01	0,33	0,83	0,25	3,52	0,36	0,61	0,10
Ta181	2,05	-	1,94	0,54	0,56	0,37	0,54	0,19	0,58	0,18	3,51	0,27	0,82	0,33
Pb208	0,69	-	1,03	0,47	5,36	1,44	0,27	0,18	12,56	3,61	6,95	2,87	57,38	27,54
Th232	1,55	-	0,65	0,33	0,40	0,03	0,05	0,01	4,43	1,30	4,84	0,64	32,23	14,03
U238	nd	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,60	0,19	1,43	0,21	7,11	3,07

Table 6: Continued

Bulk melt pocket compositions

Bulk compositions of melt patches have been reconstructed from modal composition and the chemistry of the glasses and the secondary mineral phases. The results are presented in the table 7 for one sample of Szentbékkálla, one of Szigliget and one of Mindszentkálla. The bulk compositions of the silicate melt patches are very similar to the pargasitic amphibole compositions and are closed to the analyzed amphiboles in the respective locations.

SZB50							SZG23							FT12						
	Ol-II	Cpx-II	Sp-II	Glass	MP compo	SZT1111		Ol-II	Cpx-II	Sp-II	Glass	MP compo	FT08P		Ol-II	Cpx-II	Sp-II	Glass	MP compo	FT08P
Modal	0,13	0,34	0,17	0,36			Modal	0,12	0,5	0,13	0,26			Modal	0,44	0,19	0,05	0,33		
Na2O	0,01	1,07	0,00	4,16	**1,86**	2,90	Na2O	0,07	1,00	0,01	4,93	**1,79**	2,72	Na2O	0,01	0,77	0,01	5,15	**1,85**	2,72
MgO	49,09	15,65	20,81	4,20	**16,75**	18,07	MgO	48,02	13,28	18,55	3,88	**15,82**	17,60	MgO	49,58	14,58	21,08	3,61	**26,83**	17,60
SiO2	41,06	52,84	0,06	55,87	**43,43**	42,46	SiO2	41,38	46,63	0,09	56,33	**42,94**	43,18	SiO2	41,78	47,83	0,08	54,83	**45,57**	43,18
Al2O3	0,05	5,76	56,35	20,86	**19,05**	15,28	Al2O3	0,39	8,49	38,56	20,16	**14,55**	14,75	Al2O3	0,06	9,32	54,34	20,43	**11,26**	14,75
K2O	0,02	0,01	0,02	0,08	**0,04**	0,36	K2O	0,04	0,01	0,00	0,90	**0,24**	0,63	K2O	0,01	0,03	0,00	0,26	**0,10**	0,63
CaO	0,16	21,06	0,02	8,34	**10,19**	11,58	CaO	0,31	19,97	0,05	8,02	**12,11**	11,67	CaO	0,16	20,05	0,03	9,83	**7,13**	11,67
TiO2	0,05	0,43	0,23	3,67	**1,51**	1,20	TiO2	0,07	1,37	0,64	3,60	**1,71**	0,71	TiO2	0,02	1,77	0,27	3,62	**1,55**	0,71
FeO	8,99	3,20	11,28	1,62	**4,76**	4,09	FeO	8,27	2,98	14,54	1,52	**4,77**	4,11	FeO	8,23	3,14	10,63	1,64	**5,29**	4,11
P2O5	0,02	0,04	n.d	0,03	**0,03**	n.d	P2O5	0,04	0,01	0,01	0,08	**0,03**	0,04	P2O5	0,04	0,06	0,06	0,05	**0,05**	0,04
MnO	0,12	0,04	n.d	0,05	**0,05**	0,06	MnO	0,12	n.d	0,00	0,08	**0,04**	0,01	MnO	0,13	0,04	0,00	0,05	**0,08**	0,01
Cr2O3	0,08	n.d	10,85	n.d	**1,85**	n.d	Cr2O3	0,11	3,80	25,60	n.d	**5,24**	1,29	Cr2O3	n.d	2,52	12,31	n.d	**1,09**	1,29
Total	99,91	100,85	99,82	98,98	**99,88**	97,55	Total	99,08	97,58	98,15	99,58	**99,33**	97,02	Total	100,34	100,40	99,01	99,56	**101,03**	97,02

Table 7: Whole melt pocket compositions calculated from their modale composition and the chemistry of each phase. Comparison with pargasite amphibole compositions.

Thermobarometry

Equilibrium temperatures of the studied xenoliths were determined using the 'Ca-in-opx' and 'opx-cpx' thermometers of Brey et al. (1990), using a pressure of 1.5 GPa. All xenoliths show moderate equilibrium temperatures (Szentbékkálla, 960 to 1080°C; Szigliget, 990 to 1010°C, Füzes-tó, 960 to 1090°C and Mindszentkálla, 930 to 1030°C) (Fig.9). These results are similar to those of mantle xenoliths published from the same volcanic field (BBHVF) (Embey-Isztin et al. 1989; Szabo et al. 1995; Bali et al. 2002; Szabó et al. 2009; Downes et al. 1992). The equilibrium temperatures vary with the microstructure of the xenoliths. Xenoliths with coarse-grained protogranular microstructure record the highest equilibrium temperatures (930-1090°C) whereas xenoliths with a mosaic microstructure record the lowest equilibrium temperatures (930-993°C), consistent with the recent study of Embey-Isztin et al. (2014).

According to the geotherm of Kovacs et al. (2012), the mantle section sampled represents depths of 35 to 50 km.

2.2.5 Discussion

The peridotite xenoliths from the BBVHF have recorded a complex multi-stage partial melting and metasomatic history, such as demonstrated by Bali et al. (2002, 2008) and Downes et al. (1992).

The following discussion will mostly focus on the origin of the latest metasomatic imprint in the four xenolith suites. The mineralogical and geochemical evidence for earlier processes are briefly described below.

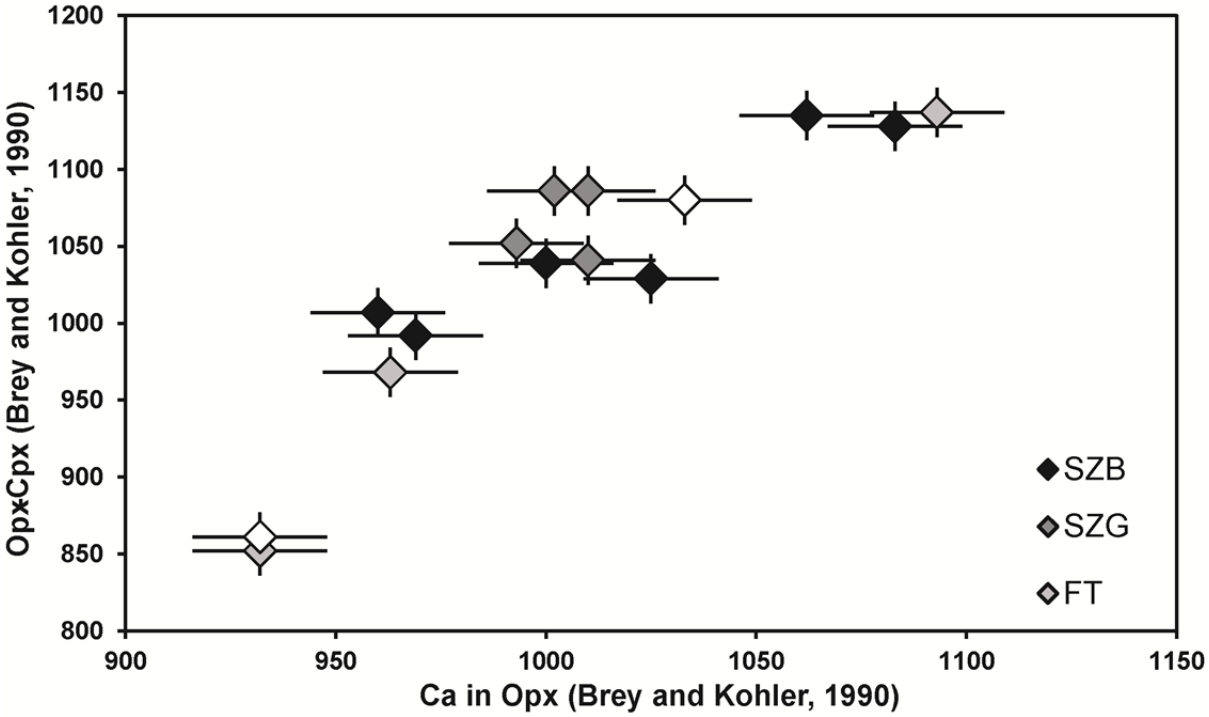


Figure 9: Geothermometry using Ca-Mg in Cpx and Opx-Cpx from Brey & Kohler (1990).

Processes recorded before the late stage metasomatism

Partial melting history

The major element compositions of the primary mineral phases in six protogranular samples of the suite show high Mg# or Cr# (Ol, Opx, Cpx Sp) associated to a low modal

content of clinopyroxene (4-9 vol.%), low contents of basaltic components in the primary clinopyroxene and low HREE contents in clinopyroxenes. These characteristics are mineralogical and geochemical indicators that some samples record evidence of variable but high partial melting degrees in the lithospheric mantle beneath the Panonnian Basin. Trace element abundances of clinopyroxene have been used to illustrate the extent of the partial melting in the four xenolith suites. Some xenoliths (SZB66, MSZK1306A, FT01P and FT08P) have low Dy, Er, Yb and Lu contents compared with the CI-chondrite and primitive mantle estimates (Fig. 6) and may have preserved the trace element signature of partial melting residues. To assess the extent of partial melting, we used trace element modeling using the non-modal fractional partial melting equations of Johnson et al. (1990) and Hellebrand et al. (2002) in the spinel stability field (Fig. 10). Two harzburgites (MSZK1306A and FT08P) and two lherzolites from Szentbékkálla (SZB52 and SZB66) indicate moderate to high melting degrees of ≈10-15%, in accordance with their low cpx modal contents (1.75-9 vol.%) and the low basaltic components of their cpx. The occurrence of peridotites showing evidence of moderate to high partial melting degree (until 25 %) has been already described in the BBHVF (Bali et al. 2002, 2008 for Szentbekkalla and Downes et al., 1992 for Szigliget and other locations in the BBHVF).

However, there is a discrepancy between mineralogical and geochemical indicators in some cases. One of the lherzolites (SZB52) and one of the harzbugites (FT08P) show lower melting degrees of ≈5-10% and have low Cr# in spinel (16.7-18.5 wt. %), in one case this is incompatible with the low cpx modal content of the harzburgite (2.3 vol.%; ≈20% melting) and in the other, the cpx modal content is very high (18.5 vol.%). Since these samples show enrichments in the most incompatible elements, their HREE contents may not represent true melting residues due to metasomatic overprint.

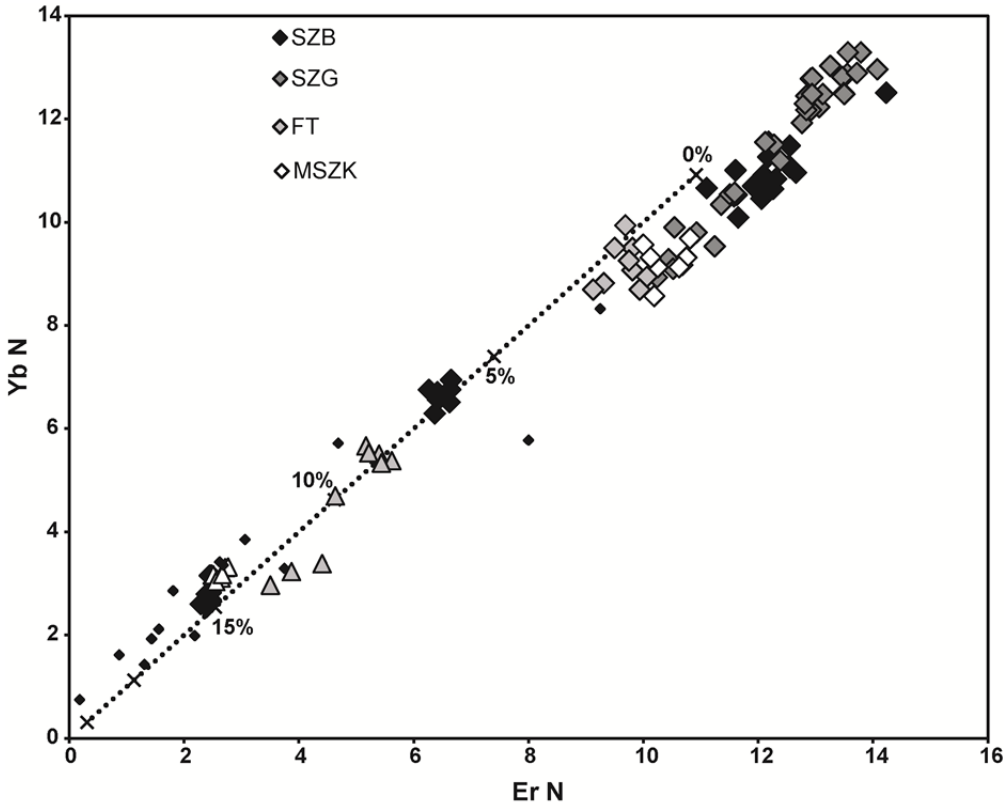


Figure 10: Trace element modeling of residual clinopyroxene using the non-modal partial melting equations and parameters of Hellebrand et al. (2002) and CI-chondrite normalization values after McDonough & Sun (1995). Numbers refer to the amount of melting in per cent. Triangles are harzburgite-like rocks and diamonds are lherzolites-like rocks.

Some protogranular lherzolites (SZB16, SZG14, SZG44, MSZK1308) from Szentbékkálla, Mindszentkálla and Szigliget have fertile compositions with minerals with low Mg# and Cr#, high modal contents of cpx (12-18 vol.%), high amounts of basaltic components in their cpx as well as slightly LREE depleted REE patterns. These mineralogical and geochemical characteristics could suggest that these samples suffered from very low degrees of melting since the major and trace element compositions of minerals are close to that of those estimated for the Primitive Mantle (McDonough & Sun 1995). Most of these samples also have high HREE compared to those of the primitive cpx used in the trace element modeling (taken from Johnson et al., 1990), which suggest that if these samples melted, the melting degree was low enough (1%) not to affect the HREE contents but only the most incompatible LREE, as indicated in figure 10.

Metasomatism

Metasomatic processes have also affected the xenoliths prior to the formation of melt patches and veins. The occurrence of amphibole in some samples is widespread in the lithospheric mantle below the BBHVF (Bali et al. 2002, 2008) and has been interpreted as a crystallization from volatile-bearing silicate melt possibly linked with the percolation of melts produced by subducted material during the Miocene. The trace element patterns in primary clinopyroxene from most xenoliths (lherzolites and harburgites) also show enrichments in the most incompatible elements (Th, U, Ba, LREE) that were acquired during metasomatism. Lherzolites SZB51, SZG23, FT12, FT08P have clinopyroxenes with selective enrichments in Th, U, LREE and depletions in HFSE. The gradual enrichments in the most incompatible elements can result from metasomatic imprint during chromatographic-like effects produced during interaction between the host peridotite and small melt fractions of a silicate melt enriched in trace elements (Bodinier et al. 1990). These trace elements characteristics in clinopyroxene have also been interpreted as resulting from metasomatism by carbonate-rich melts below the BBHVF (Embey-Isztin et al. 2014). These enrichments are mostly seen in lherzolites with a mosaic microstructure that equilibrated at shallow depth below the MOHO (~30 km, Posgay et al. 1995). The metasomatic overprint is also more pronounced in clinopyroxenes from harzburgites with enrichments in MREE and HREE, a characteristic feature of SZB51, SZB66, MSZK1306A and FT01P.

Late stage metasomatism

All the xenoliths from the four locations bear clear mineralogical evidence for a late-stage metasomatic overprint such as glass in veins or in reaction zones. This metasomatic event may have just preceded the entrainment of the xenoliths in the host alkali lava. Seven xenoliths from three locations (SZB44, SZB50, SZB51, SZG23, SZG44, FT12, FT08P; Table 1) display the development of reaction zones at the expense of amphibole (Fig. 3g, h), whereas the 8 other display glass in veins between primary minerals.

Textural observations indicate that glass veins and glass patches are connected (Fig. 3d) and are associated to secondary crystallization of minerals (olivine, clinopyroxene and spinel) that have higher Mg# than the primary minerals (Fig. 11).

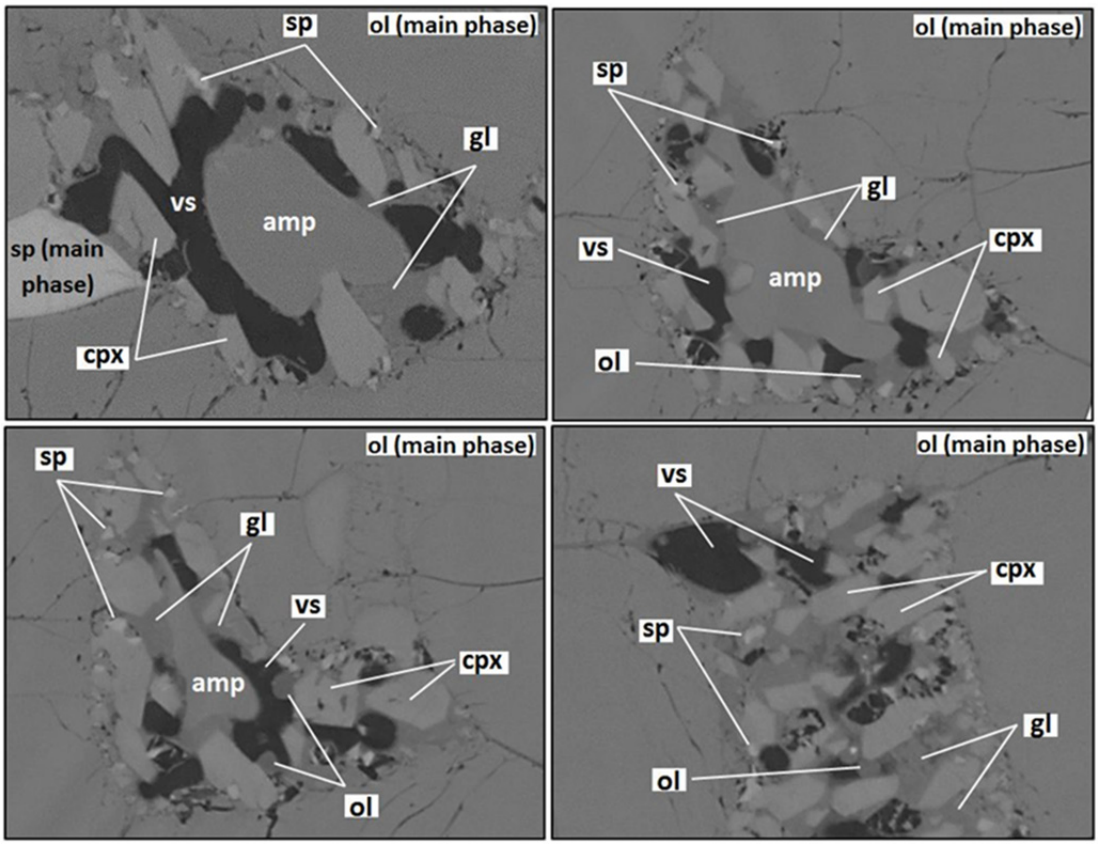


Figure 11: Textural observations of amphibole breakdown. FT08P sample.

The occurrence of carbonates in veins and melt patches in some xenoliths (SZG30) has also been frequently reported from the BBHVF (Embey-Isztin & Scharbert 2001; Bali et al. 2002; Demény et al. 2004). The amphibole-bearing harzburgite FT08P seems to illustrate a primordial stage for melt pocket formation. The textural features in FT08P (Fig. 11) indicate that a melt was formed by incongruent breakdown of amphibole, due to heating or infiltration of a melt in the xenolith, according to the following reaction (Ban et al. 2005):

amphibole → olivine + clinopyroxene + spinel + melt
amphibole + melt1 → olivine + clinopyroxene + spinel + melt2

In other xenoliths (SZB44, SZB50, SZB51, SZG23, SZG44), the melt patches only displays gl+ol+cpx+sp but no amphibole. This observation suggests amphibole has completely disappeared during incongruent melting in some cases. These melt patches are similar to those described by Bali et al. (2008) for lherzolites and websterites from Szentbékkálla and Szigliget or by Embey-Isztin & Scharbert (2001). The occurrence of large empty vesicles also indicates that a gas phase formed at some stage during partial melting or before.

The glass in the melt patches has variable major element compositions (from basaltic andesitic or basaltic trachy-andesitic to andesitic-trachyte; 53.7-58.4 wt. % SiO_2) and has a more differenciated composition in the veins (trachy-andesitic; 57.1-62.1 wt. % SiO_2). The glasses in veins are more homogeneous at the scale of the sample than the glasses in patches (with/without amp). Such variable major element compositions are frequent in glasses from mantle xenoliths worldwide (e.g Coltorti et al. 2000; Wulff-Pedersen et al. 1999; Chazot et al. 1996). Wulff-Pedersen et al. (1999) interpreted these glasses as cogenetic melts derived by IRC processes (Vannucci et al. 1998), with the (highly) silicic melts being derived by percolation-reaction-crystallisation mechanisms during metasomatism by an infiltrating silicate melt (host basalt) and preferential reaction with orthopyroxene. Based on petrographic evidences, infiltration of basaltic melt from the host alkali basalt in the xenolith suites was not observed in this study.

Glass in the melt patches

Compared with the literature data on glasses from xenoliths from the BBHVF, the glass in the patches resemble the compositional spectrum of glasses documented in Bali et al. (2002) for similar melt pockets in peridotites and pyroxenites from Szentbékkálla (samples SZB). The SMI in pyroxenes from spinel-lherzolites from Szigliget (Szabó et al. 2009) have comparable SiO_2 (54.2 wt. %) and other major elements (Al, Ca, Na) than in the glass analyzed in the melt patches but has lower MgO, FeO and higher K_2O contents (5.3 wt. %). Only glasses in melt patches from harzburgites from Fuzes-to (especially FT08P) have major element similar to those of Bali et al. (2002) and Szabó et al. (2009). The glass in melt patches is also very different in composition from the SMI reported by Bali et al. (2008) for Szigliget since the later are Si-rich glasses (57.3-74.0 wt. %) and have always lower MgO (0-0.88 wt. %), FeO (0.44-3.57 wt. %), CaO (0.69-3.06 wt. %). Most glasses in melt patches have lower contents of the most incompatible elements than alkali basalts and also for calc-alkali volcanics in the area with similar SiO_2 (50.5-77.9 wt. %).

Some of the major element variations among the glasses could be consistent with a fractional crystallization process (Fig.7 verre+modelisations). The possible cogenetic relationship between silicic melts in veins and less silicic melt patches was tested using crystal fractionation modeling of olivine, clinopyroxene and spinel from a parental melt in the reaction zones using the rhyolite-MELTS software (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015). The crystal fractionation models (30% FC required of an assemblage 0.1% ol + 84.4%

cpx + 15.6% sp, 970°C, 1.2 GPa) fit well some of the data for major elements (Fig. 7) and indicate that some of the Si-rich glass in veins may be a derivative of the glass in the reaction zones (e.g in some SZB-SZG samples). However, it fails to explain their high K_2O and the low Na_2O and Al_2O_3 concentrations. Trace element contents of the Si-rich glasses in veins also argue against a cogenetic relationship between glasses in melt patches and veins by crystal fractionation (Fig. 8). For example, glasses in the melt patches and in the veins that have similar SiO_2% have very different trace element patterns, one being smoothly enriched in the most incompatible elements (veins) and one displaying a rather flat distribution of trace elements with some pronounced anomalies in Zr and Hf. The absence of negative Nb and Ta anomalies in the glass from veins is difficult to reconcile with an origin by simple crystal fractionation process of ol+cpx+sp from a glass in melt patches that display negative/positive anomalies of these elements (Nb, Ta, Sr, Pb, Zr, Hf). We conclude that the glass in veins is not in most cases a derivative of the glass in melt patches due to simple fractional crystallization of secondary Ol+Cpx+Sp.

The original melt infiltrating the xenoliths might have been already Si-rich and could have triggered melting of interstitial amphibole in the xenoliths and subsequent formation of the melt patches. Support for this hypothesis comes from the comparison of trace element patterns in glass from melt patches and coexisting resorbing amphibole. In figure 12 is reported the compositional spectrum of hybrid melts resulting from assimilation of amphibole into an originally Si- and trace element-rich melt such as those occurring in veins. The good correspondence in most cases between hybrid melts after amphibole assimilation and glasses in melt patches suggest that the incongruent melt of amphibole controlled the trace element contents of the glass. For instance, sample FT08P has glasses with trace element composition very similar to the resorbed amphibole (Fig. 12). This is also supported by the calculated bulk major element compositions of the melt patches (by removing fractional crystallization of ol+cpx+sp in the patches) that are fairly similar to that of the amphibole in the xenoliths (this study, Table 7; Bali et al., 2008). Therefore, glasses in melt patches are believed to result from incongruent melting of amphibole, triggered by the influx of a silica-rich melt into the peridotites. The origin of the glass in the melt patches described here is consistent with the interpretation of Bali et al. (2002) and Embey-Isztin & Scharbert (2001) who interpreted the glass in the melt patches as originating mainly from incongruent amphibole melting in the presence of an external metasomatic agent. This external agent was defined as a CO_2 or aqueous-rich fluid enriched in LILE or as a LREE-enriched silicate melt. This study further demonstrates that the metasomatic agent was likely a Si-rich melt, enriched in LILE, HFSE,

LREE and possibly CO_2. Finally, the Sr-Nd-Pb isotopic data on glass in these melt patches (Bali et al. 2002) are not consistent with those of the host Pliocene and Quaternary alkali basalts but rather support a melt source containing a slab-derived component, that may have reacted with the upper lithospheric mantle during percolation.

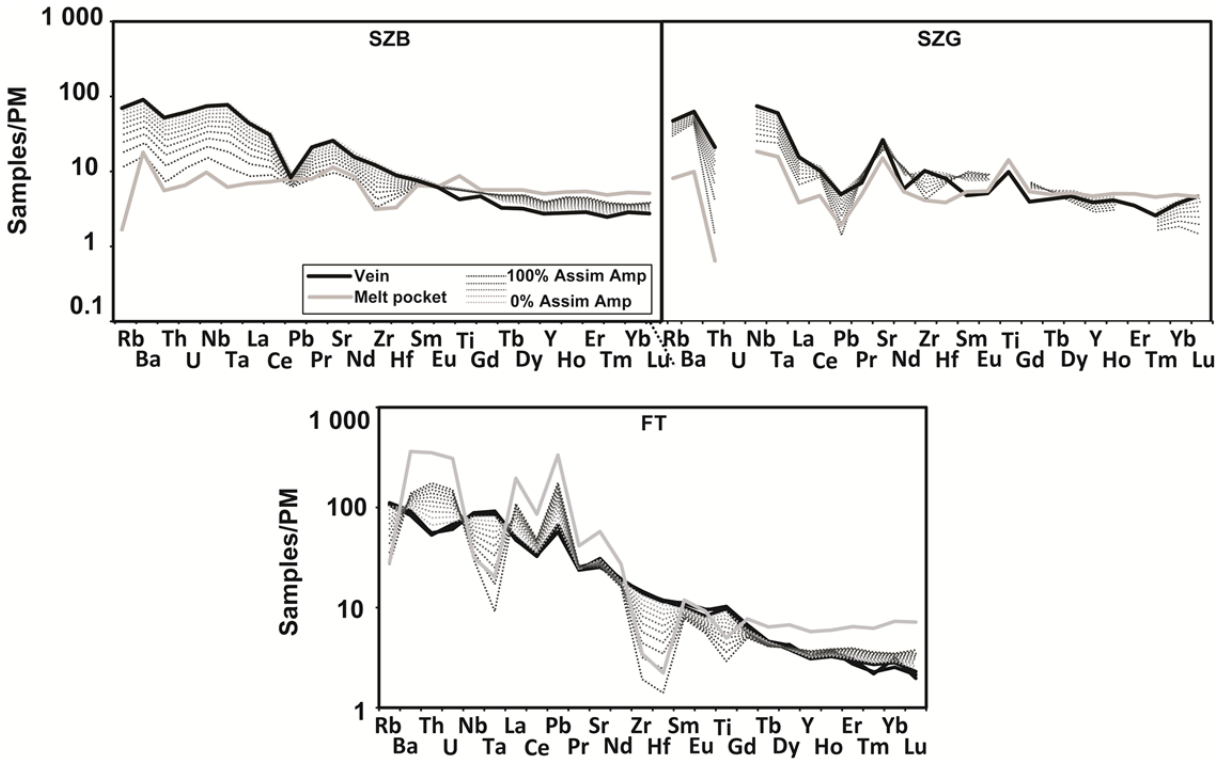


Figure 12: Trace element patterns illustrate model for amphibole assimilation in melt. Dashed lines are percentage of amphibole assimilation model from glass-vein compositions; a dashed line is presented every 10% of amphibole assimilation.

Temperature and pressure of melt patches formation

The geothermometer of Putirka (2008) can be used on clinopyroxene-glass pairs that show evidence for chemical equilibrium to estimate the temperature of clinopyroxene-melt equilibration in the melt patches. Calculated temperatures (Szentbékkálla: 1,210-1,250°C; Szigliget: 1,230-1,270°C; Fuzes-to: 1,220°C; Table 8) represent minimum temperatures for melt pocket formation. Similar calculations for melt pocket clinopyroxenes in other xenoliths from Szentbékkálla locality yield similar temperatures (1110 to 1200°C from Demény et al. (2004) and Bali et al. (2008)). This range is 150–350°C higher than the estimated equilibrium temperatures of the host peridotites and pyroxenites (Table 8). These temperature estimates suggest that the studied melt patches formed at higher temperatures than those recorded by the

primary mantle minerals. Pressure estimates based on Putirka (2008) indicate a minimum pressure for melt pocket formation of 0.7-0.8 GPa for Szentbékkálla, 1-1.1 GPa for Szigliget and 0.8-1 GPa Gpa for Fuzes-to, corresponding to depths of 28–38 km. The P-T conditions estimated for mineral-melt equilibrium in the melt patches show that the melt patches formed in the upper part of the lithospheric mantle, close to the MOHO, and that it was outside the stability field of amphibole-bearing peridotite due to an increase in temperature (Olafsson & Eggler 1983; Niida & Green 1999). This agrees with petrographic evidence that amphibole, when present, is always a resorbed phase in the melt patches (Bali et al. 2002; 2008).

	Rock type	T primary (°C)	Estimated P (GPa)	T cpxII-glass (°C)	ΔT (°C)	P cpxII-glass (GPa)
SZB16	Lz	1135	1.50			
SZB44	Lz	992	1.28	1250	258	0.8
SZB50	Lz	1007	1.14	1245	238	0.7
SZB51	Lz	1039	1.27	1211	172	0.7
SZB52	Lz	1128	1.59			
SZB66	Lz	1029	1.36			
SZG14	Lz	1086	1.30			
SZG23	Lz	1041	1.30	1228	187	0.7
SZG30	Lz	1052	1.25			
SZG44	Lz	1086	1.17	1267	181	0.9
FT12	Lz	968	1.15	1207	239	0.6
FT01P	Hz	1137	1.63			
FT08P	Hz	852	1.07	1222	370	0.6
MSZK1306A	Lz	861	1.07			
MSZK1308	Lz	1080	1.39			

Table 8: Minimum T and P of melt pocket formation in the lithospheric mantle beneath the BBHVF. T for the primary mantle mineral assemblage calculated after Brey & Kohler (1990); Estimated P from T primary and Kovacs et al. (2012) geotherm; dT = temperature difference between the primary mantle minerals and the melt pocket phases

Glass in veins

The glass in the veins has high SiO_2 contents ranging from 54.2 to 62.7 wt. % and according to petrographic observations, there is no reaction between primary minerals and the interstitial glass in veins. This observation suggests that the Si-rich glass was close to the equilibrium with the host spinel peridotites in which they are found. The lowest silica-rich glasses in veins (SZB16, SZB52) have composition similar to the richest silica glasses in melt patches (55.8-59.0 wt. %). Fractional crystallization in these glasses during percolation of the melt into the peridotite porosity is evidenced by the local occurrence of small secondary olivine, clinopyroxene and spinel in veins, may have only played a minor role in the chemical diversity of the high Si-glasses. The glass in veins has distinctively high SiO_2, MgO and K_2O

contents and has trace element contents enriched in the most incompatible elements, showing variable Pb negative and Sr positive anomalies but no negative anomalies in HFSE. As such, they do not display the typical geochemical characteristics of worldwide calc-alkali magmas (ie. high Ba/Nb, negative anomalies in HFSE) but they resemble some of the calc-alkali volcanics of the Panonnian Basin, especially the Northern Panonnian Basalts (NPB). They are however distinctive given their high Nb and lower HREE contents. The Si-rich glasses in veins are also distinctive compared to the Pliocene alkali basalts, they have a much differentiated composition in terms of major elements but lower trace element abundances than the more mafic alkali basalts (Fig. 13).

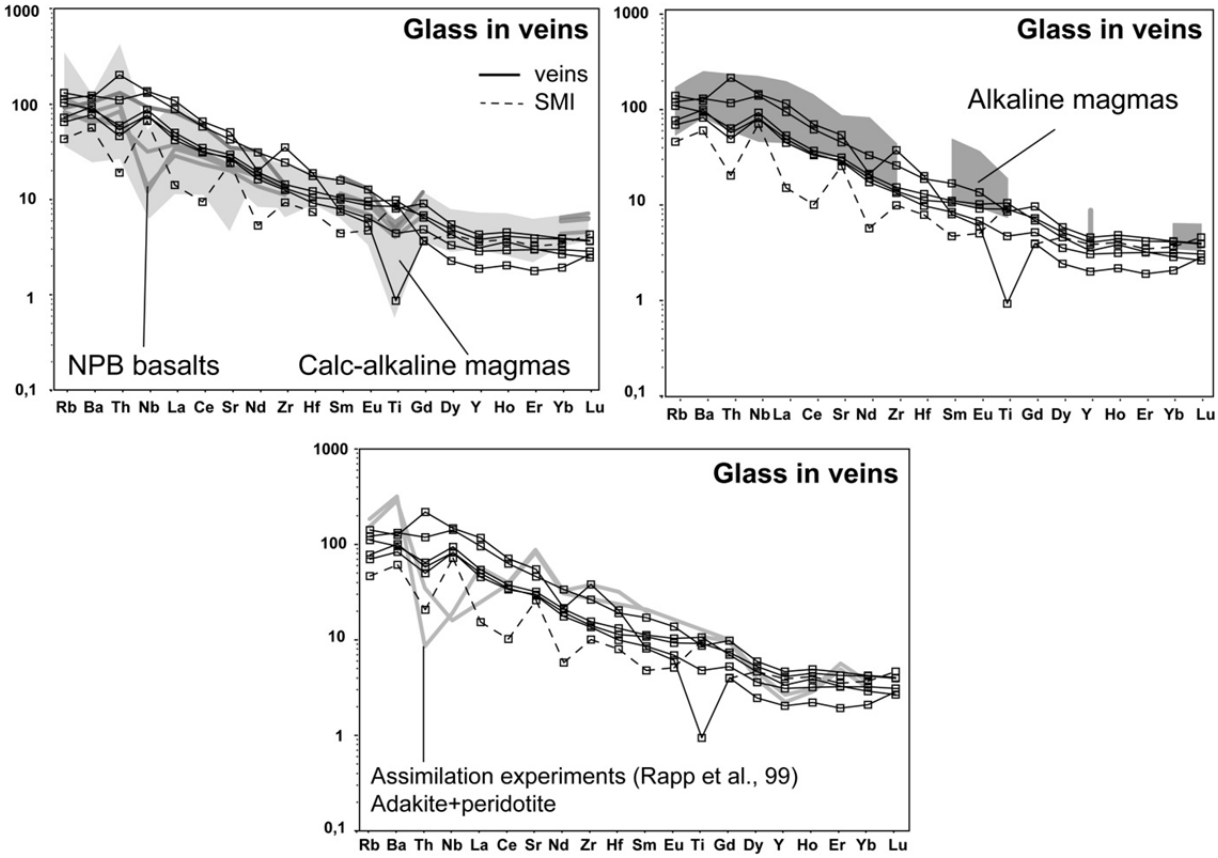


Figure 13: Trace element patterns illustrate the comparison between glasses in veins from mantle xenoliths and Northern Panonnian Basalts, calc-alkaline and alkaline magmas from BBHVF and assimilation experiments (adakite + peridotite).

The occurrence of Si-rich melts as efficient metasomatic agents and their interaction with the lithospheric mantle beneath the BBHVF has been documented by Bali et al. (2007, 2008a, 2008b) for xenoliths from Szentbékkálla and Szigliget (samples SZB and SZG) and was also documented by Coltorti et al. (2007) for mantle xenoliths from Kapfenstein (Austria). In the BBHVF, there is mineralogical and geochemical evidence that the lithospheric mantle was

modified by percolation of Si-saturated melts. The occurrence of opx-rich lithologies in perditotites as well as Qz-bearing websterite veins/bands in the peridotites were interpretated as melts/fluids derived from subducted slab. These lithologies are also frequently encountered in the mantle wedge above a subduction zone. In these lithologies, the richest glass in silica (54.2-62.7 wt. % SiO_2) occurs as primary melt inclusions in pyroxenes (opx, cpx) as well as interstitial glass in veins in pyroxenes-rich xenoliths (Qz-bearing websterite, clinopyroxenite) or in perditotites (lherzolites, harzbugrites) from Szigliget. However, these primary MI (melt inclusion) have lower MgO, CaO and much higher K_2O for 57.3-80.2 wt. % SiO_2 compared to the glass in veins. Of particular interest, the interstitial glasses in veins reported by Bali et al. (2008) in the Qz-bearing websterite are much more silicic (63.8-80.5 wt.% SiO_2) and much lower in terms of most major elements except K_2O. In terms of trace elements, the SMI in opx and cpx from Bali et al. (2008) have quite similar LREE, MREE (±HREE) but they have higher Th, U contents and pronounced negatives anomalies in Nb, Ta, Sr.

If a clear link with the erupted calc-alkali volcanics from the Panonnian Basin cannot be assessed on major and trace element grounds, several characteristics of the major and trace element compositions of the glass in veins resemble those of adakites, especially the low-Si adakites as illustrated in Figure 14. For instance, the Si-rich glasses have high MgO and CaO, high La/Yb at low Yb contents, high Sr/Y at low Y contents, which are characteristic features of adakitic magmas (Fig. 14). As demonstrated for the lithospheric mantle beneath the BBHVF Bali et al. (2008), the silicic melts derived from subduction zones have probably reacted within the lithospheric mantle before been trapped as SMI or veins in the host peridotites so it is unlikely that they have fully preserved their original geochemical signature.

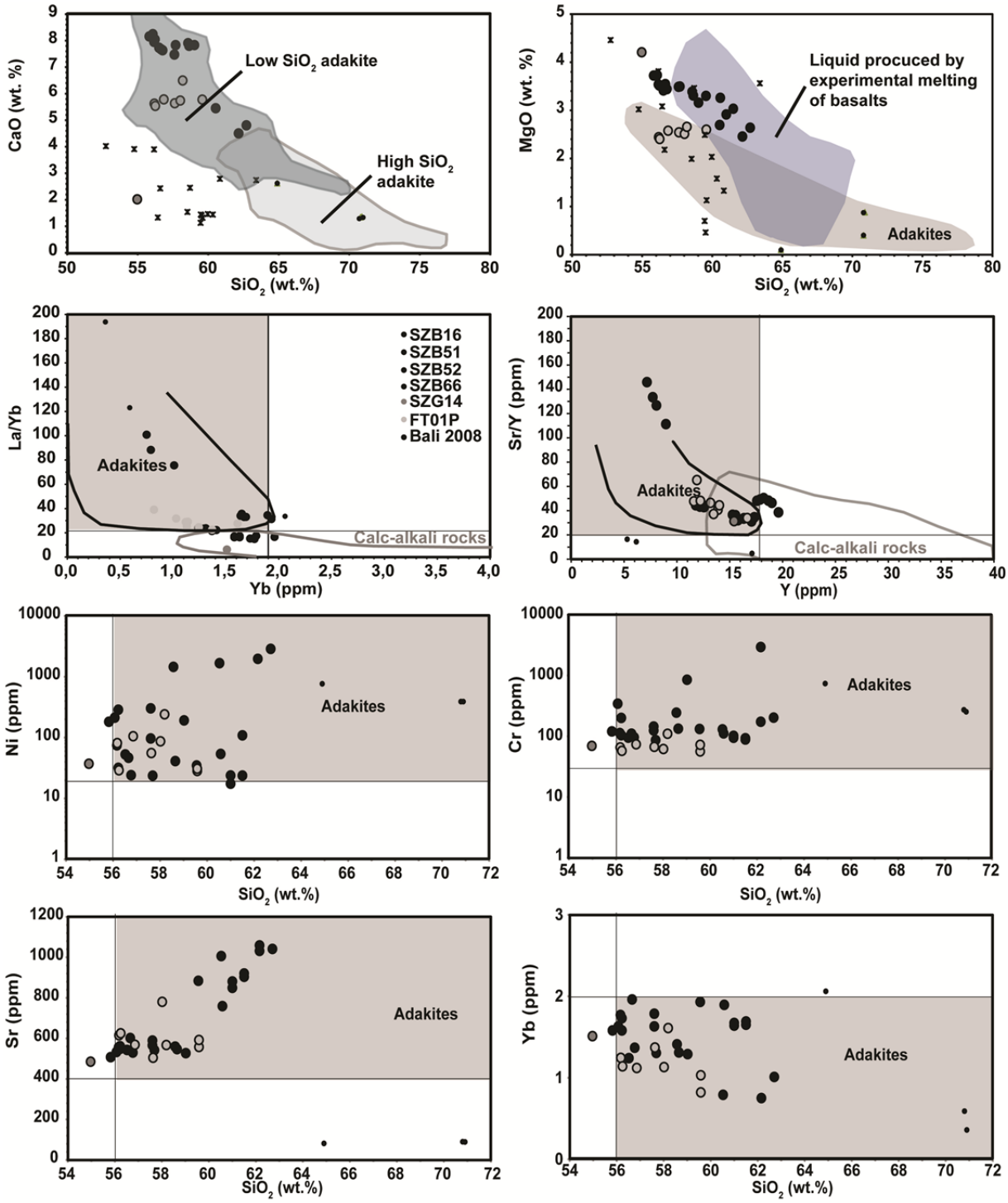


Figure 14: Glass from melt veins, comparison with adakite compositional characteristics. Grey areas are adakite-like compositional areas. Small dots are data from Bali et al. (2008).

Rapp et al. (1999) showed in their experiments a range of melts produced by assimilation of peridotite by adakitic melts, in order to understand the geochemical changes during migration of adakitic melt in the mantle wedge. Some of the glasses in veins from this study have major element composition close to the assimilation experiments of Rapp et al. (1999), notably their MgO, Na_2O, K_2O, TiO_2 and SiO_2 to a lesser extent (especially those of FT01P

and SZB66), whereas CaO and Al_2O_3 are much higher in the glass in veins than in the experiments. The trace elements of the glass in veins are also comparable in terms of REE+Y, U, Rb, Ba with the assimilation experiments, but has higher Th, Nb and lower Sr. The high HFSE contents observed in the glass in veins may be also a characteristic feature of high-Nb basalts that are found associated with adakites in subduction zones (Defant & Kepezhinskas 2001). In this case, the Si-rich melt could also be the result of partial melting of an amphibole-bearing metasomatized peridotite from the mantle wedge. The high Nb and Ta contents in the glasses in veins would imply the absence or low abundance of rutile as a stable phase during melting in the source region of these melts (Foley et al. 2000; Green & Adam 2003; Xiong et al. 2005; Schmidt et al. 2004) or that the Si-rich melts assimilated a HFSE-rich mineral during their migration. The low contents of HREE (La/Yb > 20) and Y (< 18 ppm) in the melt veins may also suggest the presence of garnet in the source region of the melt trapped in veins (Castillo et al. 1999; Defant & Drummond 1990; Defant & Kepezhinskas 2001).

Ratios of incompatible elements with similar bulk partition coefficients can be used to obtain information on the composition of the source, as these are neither dependent on the degree of partial melting nor modified by crystallization processes. K/Rb, Ba/La and Th/Rb ratios were used to possibly constrain the source of the adakitic melts. Ba/La ratios are close to primitive mantle and enriched-MORB (E-MORB) values, suggesting that the melt was produced by melting of a subducted slab with an E-MORB composition as already suggested by Bali et al. (2008). The low K/Rb (= 130-390) ratios may be explained by the significant difference in compatibility between K and Rb in amphibole (K being more compatible than Rb). The presence of amphibole in the source is then the most likely explanation for these low ratios.

The trace elements in the glass in veins could allow placing some constraints on the P-T conditions for the formation of the adakitic melts. In figure 15, we can estimate the melt source above the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB, ~2.2GPa, Tašárová et al., 2009) above the Pannonian Basin (1000-1400°C and 2-4 GPa, Fig. 15). The source is estimated using the conditions of (1) presence of stable garnet (low HREE contents) and amphibole (low K/Rb, as mentionned by Bali et al., (2008)) as both were supposed to be in the source according to the trace element data and (2) the constraint of the source of adakite melts defined by Martin (1999). These estimations are higher than those of Bali et al., (2008) (950-1050°C and 1.5-2 GPa), which were determined using silicate melt patches modified by

amphibole assimilation. The chemical characteristics of the silicate melt patches glasses have been modified and do not permit to put constraints on the source region of those melts.

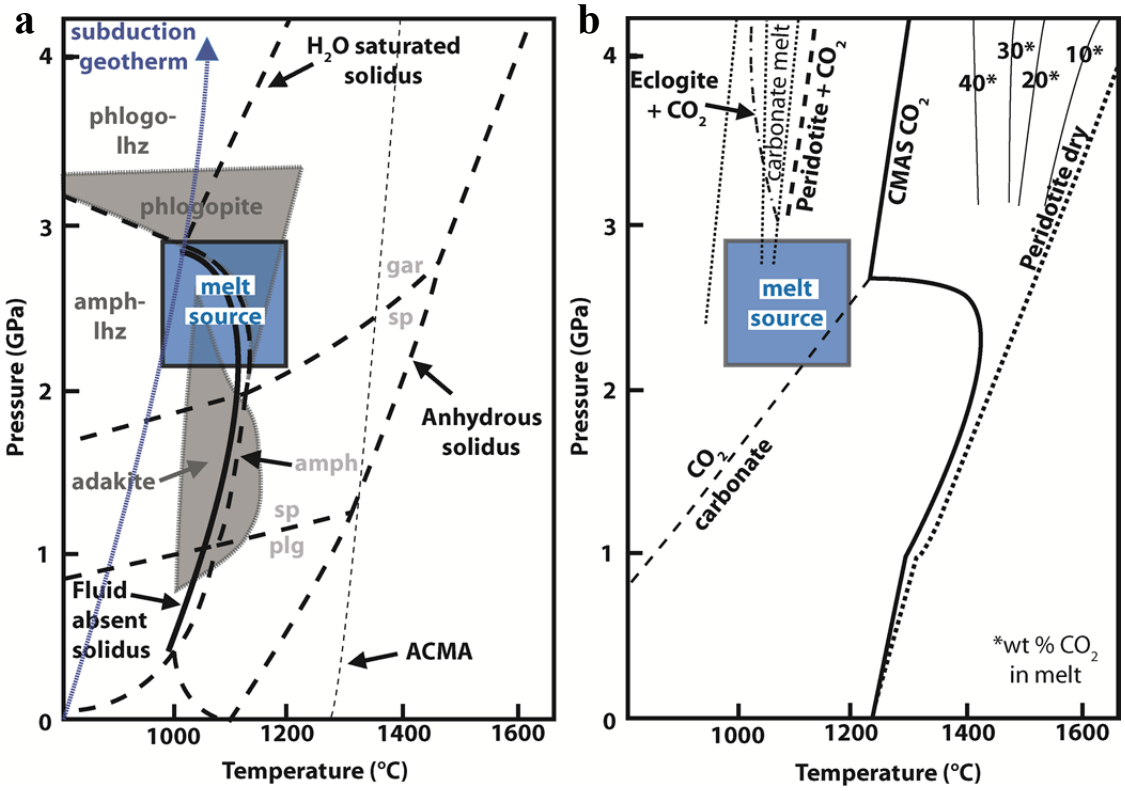


Figure 15: Phase equilibrium diagram. A- Modified from Stern (2002) and Martin (1999). Blue field is supposed to be the melt source of the studied samples. ACMA- Average current mantle adiabat; lhz- lherzolite; gar- garnet; amph- amphibole; sp- spinel; plg- plagioclase. B- Pressure–temperature diagram showing the effects of CO_2 on the solidus of carbonated lithologies in the mantle. Two different estimates of the peridotite–CO_2 solidus are reported: CMSA–CO_2 after Dalton & Presnall (1998) and Gudfinnsson & Presnall (2005), and peridotite–CO_2 (2.5 wt.%) from Dasgupta & Hirschmann (2006). Dry peridotite solidus in the CMAS system is from Gudfinnsson & Presnall (2005). Eclogite–CO_2 solidus (dry eclogite+5 wt.% CO_2) from Dasgupta et al. (2004). Asterisks (*) corresponds to the KNCFMASH–CO_2 solidus (carbonated pelite+1.1 wt.% H_2O+4.8 wt.% CO_2) from Thomsen & Schmidt (2008). The effect of carbonates on the composition of melts generated at increasing temperature is reported as wt.% CO_2, based on the CMSA–CO_2 system.

We conclude that adakite-like melts are formed from the subducting slab close to LAB conditions and migrate into the lithosphere below the Pannonian Basin. During migration they react mainly with pargasite amphibole (result of a previous metasomatic event as described by Demény et al., 2004) to form comparably voluminous silicate melt patches (SMP) with calc-alkali basaltic compositions. In-situ secondary crystallization of clinopyroxenes, olivines and spinels fractionate the melt towards andesitic compositions. Similar SMPs from the SZT locality have been previously studied by Bali et al. (2008) and isotopic data have revealed that the melt patches have the same source as the calc-alkali volcanism observed at the surface of

the Pannonian Basin, which we independently confirm with our observations. Adakite-like melts are believed to be a metasomatic agent at the origin of the widespread pargasite melting, producing upwelling parental magmas to the calc-alkaline suite of the PB.

2.2.6 Conclusion

Compositional and textural features of fifteen ultramafic mantle xenoliths from 4 different localities (Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla) have been studied. They contain silicate melt inclusions, veins and patches which allow reconstruction of different stages of partial melting and metasomatism in the lithospheric mantle.

The relict mantle minerals show compositions related to previous lithospheric conditions, and show for some an important early stage partial melting event (Low HREE contents) and first enrichment metasomatic event associated to the crystallization of pargasite amphiboles.

A late stage metasomatic event, associated to the amphibole breakdown and silicate melt pocket formation has also be highlighted. This metasomatic event is associated with the development of a network of melt veins and patches at grain boundaries. Melts record the onset of migration and possible extraction of melt from the subducted slab. Adakite-like melts are believed to be a metasomatic agent at the origin of the widespread pargasite melting. Pargasite melts could be the parental magmas of the calc-alkaline suite of the Pannonian Basin.

2.2.7 References

Achterberg, V. et al., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (ed.) Laser Ablation ICPMS in Earth Science: Principles and Applications. Mineralogical Association of Canada, 29(Short Court Series), pp.239–243.

Adam, J., 1990. The geochemistry and experimental petrology of sodic alkaline basalts from Oatlands, Tasmania. Journal of Petrology, 31(6), pp.1201–1223.

Babuška, V., PlomerovÁ, J. & Granet, M., 1990. The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals. Tectonophysics, 176(1-2), pp.137–165.

Bada, G. et al., 1999. Review of the present day geodynamics of the Pannonian Basin progress and problems. Geodynamics, 27, pp.501–527.

Bali, E. et al., 2008. A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(2), pp.165–179. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-

007-0234-4 [Accessed January 25, 2014].

Bali, E. et al., 2008. A Quartz-bearing Orthopyroxene-rich Websterite Xenolith from the Pannonian Basin , Western Hungary : Evidence for Release of Quartz-saturated Melts from a Subducted Slab. Journal of Petrology, 49(3), pp.421–439.

Bali, E. et al., 2007. Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? Mineralogy and Petrology, 90(1-2), pp.51–72. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00710-006-0167-z [Accessed January 25, 2014].

Bali, E. et al., 2002. Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field , Western Hungary. Lithos, 61, pp.79–102.

Balogh, K. et al., 1982. A dunantuli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. M. All. Foldt. Int. Jel, pp.243–260.

Balogh, K. & Németh, K., 2005. Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. Geologica Carpathica, 56, pp.91–99.

Balogh, K. & Pécskay, Z., 2001. K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. Acta Geol. Hung., 44, pp.281–299.

Ban, M. et al., 2005. The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: Incongruent break down of amphibole. Contributions to Mineralogy and Petrology, 148(5), pp.511–523.

Beccaluva, L. et al., 2001. Depletion Events, Nature of Metasomatizing Agent and Timing of Enrichment Processes in Lithospheric Mantle Xenoliths from the Veneto Volcanic Province. Journal of Petrology, 42(1), pp.173–187.

Bodinier, J.. et al., 1990. Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. Journal of Petrology, 31, pp.597–628.

Borsy, Z. et al., 1986. Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlõdéstörténetéhez (Con-tributions to the evolution of the Tapolca-basin, Hungary). Acta Geographica Debre-cina, 23, pp.79–104.

Brey, G.P., Kohler, T. & Nickel, K.G., 1990. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites I . Experimental Results from 10 to 60 kb. Journal of Petrology, 31(1973), pp.1313–1352.

Brey, G.P. & Kohler, T.P., 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology, 31(c), pp.1353–1378.

Carpenter, R.L., Edgar, a. D. & Thibault, Y., 2002. Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. Mineralogy and Petrology, 74(2-4), pp.149–162.

Castillo, P.R., Janney, P.E. & Solidum, R.U., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134(1), pp.33–51.

Chazot, G., Menzies, M. & Harte, B., 1996. Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen : origin and chemical composition. Chemical Geology, 134, pp.159–179.

Coltorti, M. et al., 2004. Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in

mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. Lithos, 75(1-2), pp.115–139.

Coltorti, M. et al., 1999. Carbonatite Metasomatism of the Oceanic Upper Mantle : Evidence from Clinopyroxenes and Glasses in Ultramafic Xenoliths of Grande Comore , Indian Ocean. Journal of Petrology, 40(1), pp.133–165.

Coltorti, M. et al., 2000. Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. Earth and Planetary Science Letters, 183(1-2), pp.303–320. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X00002740.

Coltorti, M. et al., 2007. Slab melt and intraplate metasomatism in Kapfenstein mantle xenoliths (Styrian Basin, Austria). Lithos, 94, pp.66–89.

Csontos, L. et al., 1992. Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. Teconophysics, 208, pp.221–241.

Dalton, J. a & Presnall, D.C., 1998. Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO_Al2O3-SiO2-CO2 from 3 to 7 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 131, pp.123–135.

Dasgupta, R., Hirschmann, M. & Withers, A.C., 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. Earth and Planetary Science Letters, 227, pp.73–85.

Dasgupta, R. & Hirschmann, M.M., 2006. Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide. Nature, 440, pp.1–14.

Dawson, J., 1984. Contrasting types of upper-mantle metasomatism? In: Kornprobst J (ed) Kimberlites II: The mantle and crust– mantle relationships. Holland, p.289.

Defant, M.J. & Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Letters To Nature, 347, pp.662–665.

Defant, M.J. & Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. Eos, Transactions American Geophysical Union, 83(23), p.256.

Delpech, G. et al., 2004. Feldspar from carbonate-rich silicate metasomatism in the shallow oceanic mantle under Kerguelen Islands (South Indian Ocean). *Lithos*, 75(1-2), pp.209–237.

Demény, A. et al., 2005. Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene-Pleistocene basalts of the Carpathian-Pannonian region. Geological Carpathica, 56(April 2005), pp.179–189.

Demény, A. et al., 2004. Trace element and C–O–Sr–Nd isotope evidence for subduction-related carbonate–silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary). Lithos, 75(1-2), pp.89–113. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493704000209 [Accessed March 16, 2015].

Dovenyi, P. & Horvath, F., 1988. A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. American Association of Petroleum Geologists, 45, pp.195–233.

Downes, H., Embey-Isztin, A. & Thirlwall, M.F.F.., 1992. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. Contribution of

Mineralogy and Petrology, 109, pp.340–354.

Embey-Isztin, a et al., 2001. Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. Tectonophysics, 331(3), pp.285–306. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195100002870.

Embey-Isztin, A. et al., 1993. A compilation of new major, trace element and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. Fragmenta Mineralogica et palaeontologica, 16, pp.5–26.

Embey-Isztin, A., 1976. Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. Earth and Planetary Science Letters, 31, pp.297–304.

Embey-Isztin, A. et al., 1990. Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transda- nubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. Mineralogica Magazine, 54, pp.463–483.

Embey-Isztin, A. et al., 2014. Origin and significance of poikilitic and mosaic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin: geochemical and petrological evidences. Contributions to Mineralogy and Petrology, 168(3), p.1054. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-014-1054-y.

Embey-Isztin, A. et al., 1989. Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian volcanic region. Journal of Petrology, 30(1), pp.79–106.

Embey-Isztin, A. & Scharbert, H.G., 2001. Glasses in peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin. Per. mineralogy, 70, pp.359–376.

Falus, G. et al., 2004. Magmatism-related localized deformation in the mantle: a case study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146(4), pp.493–505. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-003-0513-7 [Accessed February 8, 2014].

Falus, G. et al., 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. Lithos, 94(1-4), pp.230–247. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493706001848 [Accessed December 7, 2012].

Fodor, L. et al., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin and neighbouring orogenes: a new synthesis of palaeostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension with Alpine Orogen. Geological Society, 156(Special Publication, London), pp.295–334.

Foley, S.F., Barth, M.G. & Jenner, G. a., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(5), pp.933–938.

Gagnon, J.E. et al., 2008. Quantitative analysis of silicate certified reference materials by LA-ICPMS with and without an internal standard. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 23(11), p.1529.

Ghiorso, M.S. & Gualda, G.A.R., 2015. An H2O-CO2 mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. Contributions to Mineralogy and Petrology.

Green, T.H. & Adam, J., 2003. Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650-700°C. European Journal of Mineralogy, 15(5), pp.815–830.

Gudfinnsson, G.H. & Presnall, D., 2005. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa. Journal of Petrology, 46(8), pp.1645–1659. Available at: http://petrology.oxfordjournals.org.biblioplanets.gate.inist.fr/content/46/8/1645.

Hellebrand, E. et al., 2002. Garnet-field Melting and Late-stage Refertilization in " Residual " Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge. Journal of Petrology, 43(12), pp.2305–2338.

Horvath, F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 226, pp.333–357.

Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y. & Cloetingh, S. a. P.L., 2002. The Pannonian basin: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. In EGU Special publication Series. pp. 41–63. Available at: http://www.stephan-mueller-spec-publ-ser.net/3/41/2002/.

Ionov, D. a., Chanefo, I. & Bodinier, J.L., 2005. Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150(3), pp.335–353.

Ionov, D. a., Prikhod'ko, V.S. & O'Reilly, S.Y., 1995. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. Chemical Geology, 120(3-4), pp.275–294.

Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B. & Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. Journal of Geophysical Research, 95(89), p.2661.

Jugovics, L., 1969. A dunantuli bazalt es bazalttufa teruletek. In: Annual geological report of Hungary, 1967. MAFI, Budapest, pp.75–82.

Kazmer, M. & Kovacs, S., 1985. ermian–Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony- Drauzug unit. Acta Geol. Hung., 1-2, pp.71–84.

Kereszturi, G. et al., 2011. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201(1-4), pp.227–240. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027310002647 [Accessed January 19, 2015].

Kovacs, I. et al., 2012. Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? Tectonophysics, 514-517, pp.168–179. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195111004562 [Accessed November 14, 2014].

Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63, 1023–1052.

Lu, J. et al., 2015. Lithos Microscale effects of melt in filtration into the lithospheric mantle : Peridotite xenoliths from Xilong , South China. Lithos, 232, pp.111–123.

Martin, H., 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46(3), pp.411–429.

Martin, U. et al., 2003. Mio-pliocene phreatomagmatic volcanism in a Fluvio–Lacustrine basin in Western Hungary. GeoLines, 15, pp.93–97.

McDonough, W.F.F. & Sun, S. -s. S.., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3-4), pp.223–253. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0009254194001404 [Accessed January 15, 2015].

Mercier, J.C. & Nicolas, A., 1975. Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. Journal of Petrology, 16(2).

Miller, C. et al., 2012. Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: Textural and geochemical evidence for peridotite-melt reactions. Lithos, 128-131, pp.11–26. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.004.

Neumann, E.-R. et al., 2002. Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism. Journal of Petrology, 43(5), pp.825–857. Available at: http://petrology.oupjournals.org/cgi/content/abstract/43/5/825.

Niida, K. & Green, D.H., 1999. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(1), pp.18–40.

Olafsson, M. & Eggler, D.H., 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. Earth and Planetary Science Letters, 64, pp.305–315. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0012821X83902121.

Posgay, K. et al., 1995. Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. Tectonophysics, 252, pp.467–484.

Posgay, K. et al., 1981. Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. Earth Evol. Sci., 1 (3/4), pp.272–279.

Praus, O. et al., 1990. Magnetotelluric and seismological determination of the lithosphere-asthenosphere transition in Central Europe. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 60(1-4), pp.212–228.

Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. Mineralogy and Geochemistry, 69, pp.61–120.

Rapp, R.. et al., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. Chemical Geology, 160(4), pp.335–356. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254199001060 [Accessed March 16, 2015].

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Review in Mineralogy, 12.

Scambelluri, M. et al., 2009. CO2 fluid and silicate glass as monitors of alkali basalt/peridotite interaction in the mantle wedge beneath Gobernador Gregores, Southern Patagonia. Lithos, 107(1-2), pp.121–133. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.015.

Schiano, P. & Bourdon, B., 1999. On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. Earth and Planetary Science Letters, 169(1-2), pp.173–188. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X99000746 [Accessed June 5, 2014].

Schmidt, M.W. et al., 2004. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. Earth and Planetary Science Letters, 226(3-4), pp.415–432.

Shaw, C.S.J., 1999. Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: Further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(2-3), pp.114–132. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s004100050501.

Shaw, C.S.J. et al., 1998. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132(4), pp.354–370. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s004100050429.

Shaw, C.S.J. & Dingwell, D.B., 2008. Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: A textural and chemical study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(2), pp.199–214.

Shaw, C.S.J., Heidelbach, F. & Dingwell, D.B., 2006. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava. Contributions to Mineralogy and Petrology, 151(6), pp.681–697. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-006-0087-2 [Accessed November 14, 2014].

Spakman, W., 1990. Tomographic images on the upper mantle below Europe and the Mediterranean. Ter. Nova, 2, pp.542–553.

Stern, R.J., 2002. Subduction zones. Reviews of Geophysics, 40(4), pp.1–13.

Streckeinsen, A., 1975. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, 12, pp.1–33.

Szabo, C. et al., 2010. From maars to lava lakes: Ultramafic and granulite xenoliths associated with the alkaline basaltic volcanism of the Pannonian Basin. In Mineralogica-petrographica field guide series. pp. 1–32.

Szabo, C. et al., 1995. Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region. ACta Vulcanologica, 7(2), pp.231–239.

Szabó, C. et al., 2004. Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. Tectonophysics, 393(1-4), pp.119–137. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195104002574 [Accessed December 7, 2012].

Szabó, C. et al., 2009. Melt-wall rock interaction in the mantle shown by silicate melt inclusions in peridotite xenoliths from the central Pannonian Basin (western Hungary). Island Arc, 18(2), pp.375–400. Available at: http://doi.wiley.com/10.1111/j.1440-1738.2009.00672.x [Accessed December 7, 2012].

Szabo, C., Bodnar, R.J. & Sobolev, A. V., 1996. Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nograd-Gomor Volcanic Field, Northern HungarySouthern Slovakia – Evidence from silicat. Eur. J. Mineral., 8, pp.881–899.

Szabo, C., Harangi, S. & Csontos, L., 1992. Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. Tectonophysics, 208, pp.243–256.

Tašárová, A. et al., 2009. The lithospheric structure of the Western Carpathian–Pannonian

Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modelling. Tectonophysics, 475(3-4), pp.454–469. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195109003229 [Accessed January 22, 2014].

Thomsen, T.B. & Schmidt, M.A.X.W., 2008. The Biotite to Phengite Reaction and Mica-dominated Melting in Fluid þ Carbonate-saturated Pelites at High Pressures. Journal of Petrology, 0(0), pp.1–26.

Török, K. et al., 2005. Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, W-Hungary. Chemical Geology, 223(1-3), pp.93–108. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254105002913 [Accessed December 7, 2012].

Varela, M.E. et al., 1999. Silicic glasses in hydrous and anhydrous mantle xenoliths from Western Victoria , Australia : at least two different sources. Chemical Geology, 153, pp.151–169.

Wijbrans, J. et al., 2007. 40Ar/39Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 164(4), pp.193–204. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027307001357 [Accessed January 14, 2015].

Wulff-Pederson, E. et al., 1999. Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts : ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma , Canary Islands. Contributions to Mineralogy and Petrology, 137, pp.59–82.

Xiong, X.L., Adam, J. & Green, T.H., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. Chemical Geology, 218(3-4), pp.339–359.

Xu, Y. et al., 1996. K-rich glass-bearing wehrlite xenoliths from Yitong, Northeastern China: petrological and chemical evidence for mantle metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 125(4), pp.406–420. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s004100050231.

Yaxley, G.M. et al., 1997. Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, autralia, and their relevance to mantle process. Earth and planetary science letters, 148, pp.433–446.

Yaxley, G.M. & Kamenetsky, V., 1999. In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia : insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. Earth and Planetary Science Letters, 172(1-2), pp.97–109. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00196-X.

Zinngrebe, E. & Foley, S.F., 1995. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. Contributions to Mineralogy and Petrology, 122(1-2), pp.79–96.

3 Le carbone dans le manteau sous Pannonien

Le manteau terrestre est souvent décrit comme étant le plus gros réservoir de carbone (Shcheka et al. 2006; Sleep et al. 2001; Dasgupta 2013; Jambon 1994; Dasgupta & Hirschmann 2010). Les fort flux de carbone associés au volcanisme des différents contextes géodynamiques, les flux diffus observés à la surface de la Terre, la présence de CO_2 mantellique dans des réservoirs superficiels (ex : le Bassin Pannonien) ainsi que la présence de magmas carbonatés (en surface et/ou observés dans des xénolites mantelliques) sont de forts indices de la richesse en carbone du manteau.

Dans ce chapitre nous proposons une nouvelle méthode pour la quantification des teneurs en carbone du manteau par un couplage innovant liant la microtomography 3D, la géochimie des éléments volatils (H_2O, CO_2 par nanoSIMS) et la modélisation thermodynamique en utilisant pour la première fois le model rhyolite-MELTS optimisé (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015) pour prendre en compte la solubilité des éléments volatils dans les magmas. Ces travaux sont présentés sous la forme d'un article scientifique qui sera prochainement soumis.

3.1 Highly CO_2-supersaturated melts in the Pannonian lithospheric mantle – A transient carbon reservoir?

Laura Creon [a], Virgile Rouchon [a], Souhail Youssef [a], Elisabeth Rosenberg [a], Guillaume Delpech [b], François Guyot [c], Csaba Szabo [d], Paul Tafforeau [e], Laurent Remusat [c], Elodie Boller [e], Smail Mostefaoui [c], Paul D. Asimow [f], Paula M. Antoshechkina [f], Mark S. Ghiorso [g]

[a] IFP Energies nouvelles, 1 & 4 avenue Bois Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France ; [B] Geosciences Paris Sud department, Paris Sud University, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France ; [C] Museum National d'histoire Naturelle, Rue Buffon, 75005 Paris, France ; [D] Lithosphere Fluid Research Lab, Department of Petrology and Geochemistry, Eotvos University, Pazmany Peter setany 1/c, H-1117 Budapest, Hungary; [e]ESRF, 71 Avenue des Martyrs, 38000 Grenoble, France [f]California Institute of Technology, 1200 East California Blvd. Pasadena, California 91125, USA; [g]OFM Research, 7336 24th Avenue NE, Seattle, WA 98115 USA Seattle, Washington-USA

3.1.1 Introduction

The mantle is thought to be the Earth's largest carbon reservoir on earth (Shcheka et al. 2006; Sleep et al. 2001; Dasgupta 2013; Jambon 1994; Dasgupta & Hirschmann 2010), containing more than 90% of Earth's carbon (Poinar 2012). Many geological processes attest to the existence of this carbon, and of its exchange with other major geochemical reservoirs on Earth, such as the CO_2 degassing at mid-ocean ridges, CO_2-rich magmatism (kimberlites, carbonatites) rooted in the mantle, and diamond or carbonate-bearing xenoliths originating from the deep mantle (Hammouda 2003 and references therein). In order to balance continuous CO_2 degassing at volcanic centers, carbon must have been recycling in the mantle over geodynamic time scales (Zhang & Zindler 1993), most likely at convergent margins where carbonate-altered, sediment-bearing oceanic crust returns to the mantle. Carbon dioxide is a dominant volatile species present in magmatic fluids and gases in subduction zones (Anderson 1975; Fyfe et al. 1978) and partly originated from the mantle as clearly shown by $^{3}He/^{4}He$ and $\delta^{13}C$ isotopic studies on fumaroles and hot spring gases in the subduction geodynamical context of Japan by Sano & Marty (1995). There have been several recent reviews of the subduction carbon cycle (Dasgupta 2013; Burton et al. 2013; Wallace 2005; Dasgupta & Hirschmann 2010; Alt et al. 2013; Jarrard 2003; Johnston et al. 2011; Gorman et al. 2006) which estimate that about half of subducted carbon is removed from the down going plate beneath fore-arcs and arcs and returned to Earth's surface [40% in Gorman et al. (2006); 20–80% in Dasgupta & Hirschmann (2010); and 18–70% in Johnston et al. (2011)]. A large part of the subducted CO_2 is therefore thought to be stored in the Earth's mantle (Kelemen & Manning 2015). In contradiction to this dogma, Kelemen & Manning (2015) estimated, by using carbon fluxes at the surface in various subduction contexts, that most of the subducted carbon returned to the atmosphere. This recent study suggests that diffuse escape of CO_2 towards the surface, and more importantly transient storage of CO_2 in the back arc lithospheric mantle may fully balance the subducted carbon, in addition to more systematically described fluxes of arc magma and MOR degassing (Kelemen & Manning 2015). Although both the diffusive degassing flux in back-arc regions and the lithospheric mantle carbon reservoir need to be further constrained, these have considerable implications for the global carbon cycle.

On a different level of investigation, the occurrence of mantle-derived CO_2 in many sedimentary basins throughout the world (Southeast Asia, Italy, Eastern Australia, West Texas; Fleet et al. 1995, Ballentine et al. 2001, Wycherley et al. 1999, Thrasher & Fleet 1995)

remains enigmatic as to which type of processes led to such occurrences (Wycherley et al. 1999). Although several of these basins show undisputed testimonies of volcanic activity (Pannonian Basin, Basin and Range, South-Atlantic margin basins among others), a direct link between basin gas-CO_2 and volcanism does not seem to be suffice as an otherwise ideal and straightforward explanation. Although quite rough, correlations of CO_2 reservoir abundances and proximity to basement faults (Imbus et al. 1998) in South-East Asian basins seem to indicate that amagmatic migration of deep CO_2 may be a more viable process for mantle fluid accumulations in sedimentary basins. Then, it remains very unclear as to which type of mantle CO_2 reservoirs may be tapped by major active faults throughout basin geodynamic evolution.

The hypothetic existence of a substantial lithospheric mantle carbon reservoir becomes then very attractive to reconcile diffuse outgassing of the mantle with CO_2 accumulations within sedimentary basins.

In this study, we propose to constrain the magmatic-CO_2 budget of the mantle below the Pannonian Basin (PB, Central Europe) through the study of a suite of petrographically and geochemically well-studied peridotite xenoliths (Creon et al., in prep.) from the Balaton-Bakony Highland Volcanic Field (BBHVF, Szabo et al. 2010). The PB is known for its substantial mantle-derived CO_2 accumulations (Sherwood Lollar et al. 1997; Ballentine et al. 1991), complex geodynamic setting (Horváth et al. 2015) and volcanic activity (Harangi & Lenkey 2007), altogether developed within a relatively short time scale since 16 My (Kovács & Szabó 2008). The PB represents an ideal case for investigating the fluxing of mantle CO_2 within the lithosphere. This study proposes an innovating approach using the coupling of: (1) synchrotron 3 dimensions X-ray microtomography, (2) nanoSIMS, Raman spectroscopy and microthermometry experiments and (3) thermodynamical modeling to investigate the significance of abundant CO_2 inclusions and vesicles within lithospheric peridotites.

3.1.2 Geological background

Geodynamic context

The Pannonian Basin (PB) is located in Central Europe as part of the Carpathian–Pannonian region. The PB is surrounded by the Carpathian fold and thrust belt to the East and North, and by the Alps to the West and South (Fig.1). The PB is composed of the ALCAPA (ALpian–CArpathian PAnnonian) and the Tisza–Dacia tectonic units that are separated by a

major shear zone, the Middle Hungarian Zone. The PB is a typical inter-arc basin (Embey-Isztin et al, 2001), nevertheless, it shows a number of features that are characteristic of rift zones, such as high heat flow, recent alkali volcanism, thin crust and lithosphere and updoming asthenosphere (Posgay et al. 1981; Dovenyi & Horvath 1988; Adam 1990; Embey-Isztin et al. 1990; Babuška et al. 1990; Praus et al. 1990; Spakman 1990; Falus et al. 2007). The major driving forces for basin formation were the continuous subduction and roll back on its northern and eastern boundaries and synchronous eastward extrusion of lithospheric blocks (Kazmer & Kovacs 1985) from the Alpine compressional belt (Horvath 1993; Csontos et al. 1992; Fodor et al. 1999).

The Pannonian Basin experienced several geodynamic events during the Miocene to Pleistocene (Bali et al. 2008): (1) an early extensional phase in the Miocene, related to roll-back of the subducting European plate (Csontos et al. 1992; Horvath 1993), causing a lithospheric thinning over the whole basin; (2) a short lived compression event during the late Miocene to Pleistocene (Fodor et al. 1999); and (3) a second extensional phase during the Plio-Pleistocene that affected the central part of the Carpathian Pannonian Region (Huismans et al. 2002). An extensive volcanic activity followed this second rifting stage to form the Bakony Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF), characterized by typical alkali-basaltic monogenic volcanic systems.

The Bakony Balaton Highland Volcanic Field

The Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) is situated in the western Pannonian Basin (western Hungary) on the northern shore of the Lake Balaton (Fig.1). Geologically, it is a well-known and the best-studied young volcanic area on the southern margin of the ALCAPA microplate. The BBHVF itself alone has more than 50 basaltic volcanoes in a relatively small (around 3500 km^2) area (Martin et al. 2003; Jugovics 1969). The lithospheric mantle beneath the BBHVF, which is located in the center of the Carpathian–Pannonian Region and in the northern ALCAPA mega unit (Bali et al. 2008), is more deformed than those located towards the edges of the Carpathian–Pannonian Region (Downes et al. 1992; Szabo et al. 1995). The volcanic centres of the BBHVF were active between 7.96 Ma and 2.61 Ma (Borsy et al. 1986; Balogh & Pécskay 2001; Balogh & Németh 2005; Wijbrans et al. 2007; Balogh et al. 1982; Szabo et al. 2010) and produced mostly alkali basaltic volcanic rocks (Szabo et al. 1992; Embey-isztin et al. 1993).

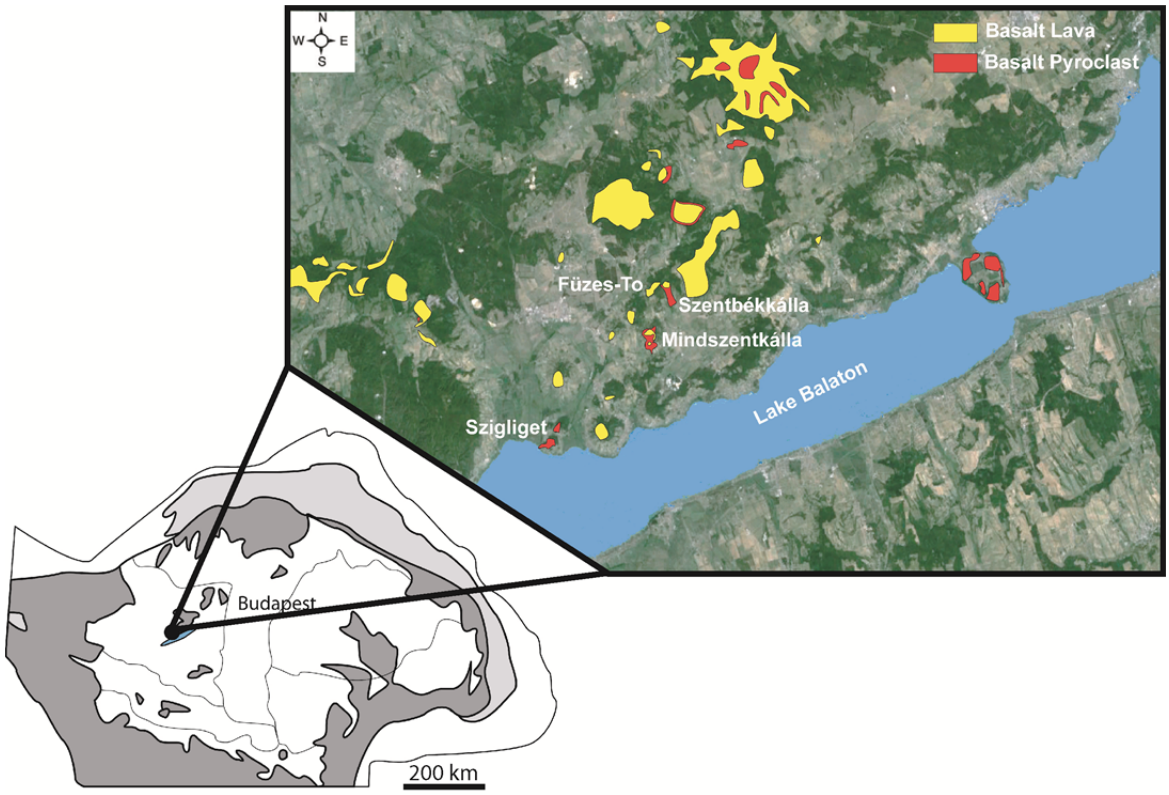


Figure 1: Location of the Bakony Balaton highland volcanic fied and of the three sampling area (Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó). Light grey is Outer Carpathians and dark grey is Carpathian belt (North, East and South-East), Eastern Alps (West) and Dinarides (South West).

Ultramafic xenoliths can be found in basanitic lava flows and pyroclastic volcanic products at six locations (Tihany, Bondoró Hill, Füzes-tó, Szentbékkálla, Mindszentkálla, Szigliget). Most of the xenoliths are spinel lherzolites, however harzburgite, clinopyroxenite, orthopyroxenite, wehrlite, websterite and, sometimes, composite xenoliths also occur. The most frequent texture type is equigranular (Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Szabo et al. 1995; Szabó et al. 2004; Downes & Vaselli 1995), whereas protogranular and porphyroclastic xenoliths could be found in smaller portion. The peridotite xenoliths from alkali basalts of the Bakony–Balaton Highland have a bulk composition ranging from 37 to 45 wt% MgO, 1.0 to 3.5 wt% CaO, and Al_2O_3, and 0.02 to 0.14 wt% TiO_2. The most frequent mineral in these xenoliths is olivine with mg# (Mg/(Mg+Fe)) content between 89 and 92 along with low CaO content (0.04–0.11 wt. %). In most cases, clinopyroxene is Cr-diopside with mg# between 89 and 93. The spinel composition is the most variable with Cr# (Cr/(Cr+Al)) between 10 and 55 and mg# between 80 and 60 (Embey-Isztin et al. 1989; Downes et al. 1992; Szabo et al. 1995). Additional mineral phase can be pargasitic amphibole (Bali et al. 2002; Szabó et al. 2004; Embey-Isztin 1976). The equilibrium temperature of

BBHVF mantle xenoliths range between 880 and 1090 °C (Kovacs et al. 2012; Embey-Isztin et al. 1989; Szabo et al. 1995; Szabó et al. 2009; Bali et al. 2002).

Petrography of the mantle xenoliths

More than 150 ultramafic xenoliths from the BBHVF were collected at localities of Szentbékkálla, Szigliget and Füzes-tó. After microscopic observations and for further study, four ultramafic xenoliths were selected from Szentbékkálla, one from Szigliget and two from Füzes-tó. Samples selected are 7 to 12 cm long, rounded spinel peridotites and range from lherzolith to harzburgite compositions (Fig. 2). A detailed petrographic description of the samples may be found in Creon et al. (in prep.), and only a short description will be given here. Further petrographic observations obtained through X-ray tomography will be presented in the *Results* section. Peridotite samples show equigranular-mosaic and protogranular textures with minor poikilitic features (based on the classification of Mercier & Nicolas, 1974). Samples are composed of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx) and spinels (Sp). Amphiboles (Amph) also occur in some of the xenoliths (Szigliget and Füzes-tó).

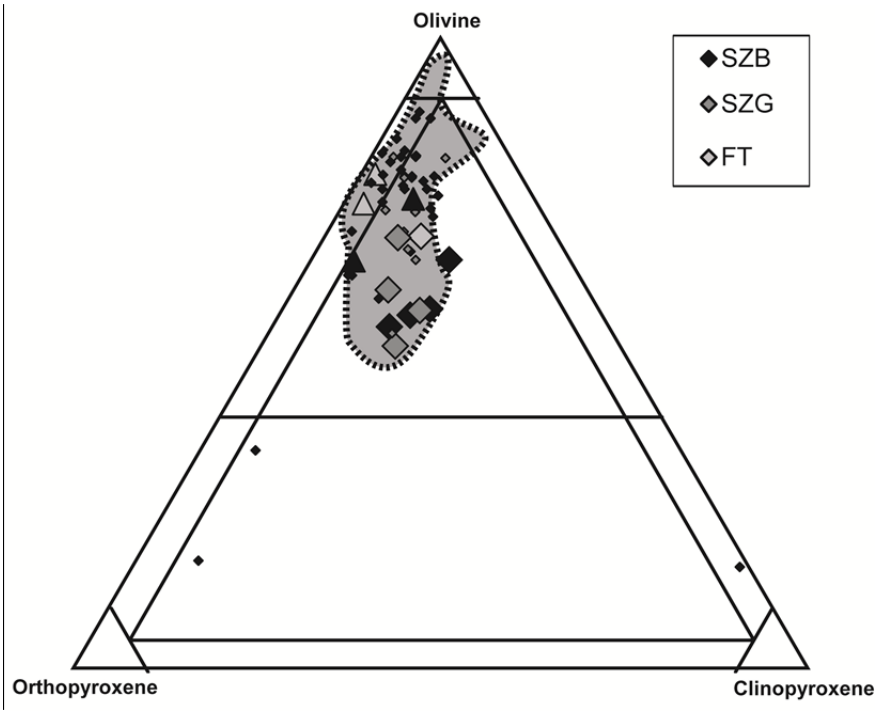


Figure 2 : Streckeisen diagram (Streckeisen 1976) of studied mantle xenolith. They are all lherzolites or harzburgites. Small diamonds are data from Downes et al. (1992); Falus et al. (2004); Bali et al. (2002). Grey field correspond to the sub-continental lithospheric mantle (Downes et al. 1992). SZB- Szentbékkálla, SZG- Szigliget and FT- Füzes-tó. Grey area corresponds to the Sub-continental lithospheric mantle (Downes et al. 1992).

Microscopic observations show that the majority of these xenoliths contain melt as veins (Fig. 3c), primary silicate melt inclusions (Fig. 3a) or melt pockets (Fig. 3d, e, g, h). Numerous trails of secondary fluid inclusions (Fig. 3f) are observed in Opx, Cpx and Ol. Fluid inclusions present equilibrium and non-equilibrium features depending on the samples. Melt pockets sizes are variable (from few hundred microns to few millimeters in diameter) and are usually connected to each other by thin silicate melt veins. The melt pockets are composed of secondary clinopyroxene, olivine, spinel, and interstitial glass and vesicles (Fig. 3d, e, g, h). Melt pocket shapes can be irregular or euhedral ghosts of protominerals (amphibole).

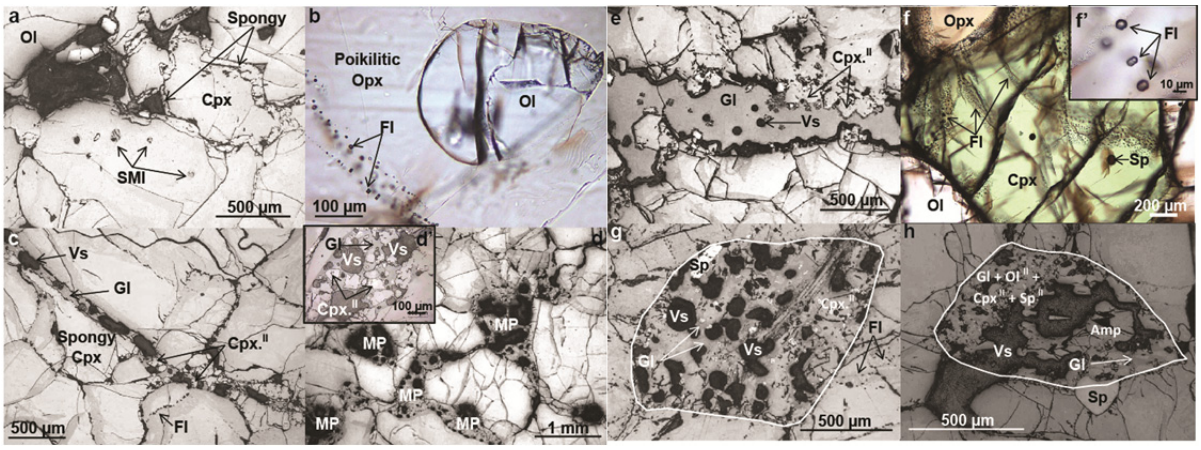


Figure 3: Textural characteristics of Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó and Mindszentkálla mantle xenoliths. A- Primary silicate melt inclusions in a primary cpx; Some cpx present spongy rim (SZG14). B- Poikilitic opx containing ol and trails of secondary fluid inclusions (SZG14). C- Melt vein crosscutting the peridotite sample and react with Cpx (spongy textures); secondary crystallization of Sp, Ol and Cpx in the melt; trails of secondary fluid inclusions are crosscutting the vein (SZB16). D- Connected melt pockets in SZG23; Miniature is a zoom in a melt pocket of SZB16. E- Glass pocket with few cpx secondary crystallization at boundaries (SZG44). F- Numerous trails of secondary fluid inclusions crosscutting together cpx and opx (SZB51); Miniature is a zoom on fluid inclusions. G-. Melt pocket presenting shape of the supposed breakdown Amp (SZB51). H- Melt pocket presenting shape of a breakdown Amp (FT08P. Ol- olivine, Opx- Orthopyroxene, Cpx- Clinopyroxene, Sp- spinel, Amp- amphibole, FI- fluid inclusions, MP- melt pocket, Vs- vesicle, M.I- Primary mineral, M.II- Secondary mineral, SMI- silicate melt inclusion.

3.1.3 Analytical methods

Synchrotron X-ray microtomography

The eleven samples analyzed consist of mini cylinders 5 to 10 mm in length and 4 mm in diameter (Fig. 4). The internal textures of the mantle xenoliths were characterized through

synchrotron radiation computed micro-tomography at the European Synchrotron Radiation Facility, Grenoble (France) on the ID19 beamline. The European Synchrotron Radiation Facility offers access to very high X-ray beam intensity. For ID19, an electron beam source size of 30 µm vertically and 120 µm horizontally with a high brilliance and a high lateral coherence is obtained. The detector used is a Fast Readout Low Noise FRELON Camera developped at ESRF, with a 2048×2048 pixel and 14 bits resolution (Baruchel et al. 2000).

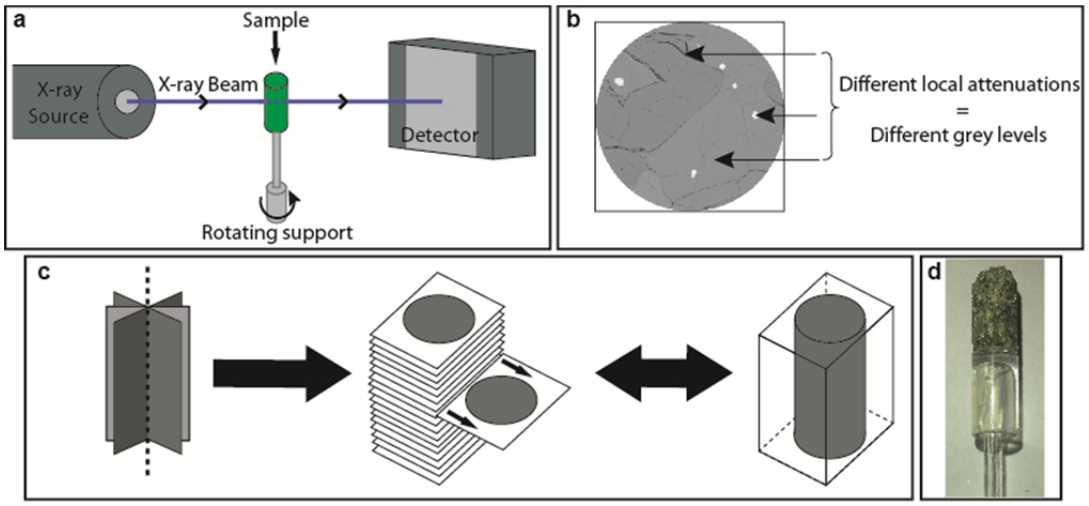


Figure 4: Synchrotron X-ray microtomography principle. a- the sample is placed into the beam in different angular positions; the transmitted beam is saved by the detector. b- All radiographs obtained are compiled and a 3D image is reconstructed mathematically. c- Each voxel of the 3D image is assigned to a grey level which informs the local attenuation coefficient of the incident beam. d- Example of cored peridotite sample.

In the experiment reported here, we used a monochromatic X-ray beam with an energy of 30 keV. The sample-detector distance is 10 mm for a pixel size equal to 1.27 µm. With this setting, scanned regions were 4 mm by 2 mm in size when using a half-acquisition mode (Fig. 4). Typically, the 3D images obtained are composed of 3639×3639×2048 voxels (elementary image volume) with a 32 bits grey level resolution. Acquisition time was of the order of 45 min for 5000 projections together with around 625 reference images (blanks). A primary correction of the ring artifacts was done directly after analysis using specific filtering.

Tomographic volume reconstructions are performed using algorithm specifically developed at ID19. Different data treatments were then operated for petrographic purposes using the ImageJ® and Avizo® softwares (Fig. 5).

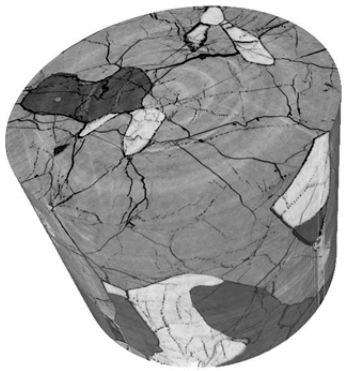


Figure 5: 3D image of SZB51 sample (4 mm diameter)

Individual grey levels were identified for each mineral, fluid and gas phase by defining their threshold bracketing on bulk sample grey level histograms calculated by ImageJ® (Fig. 6).

Once the thresholds defined for each petrographic phase, the 3D volumes are opened with the Avizo® software. Each phase is individualized by segmentation of the volumes corresponding to the density range of each individual phase. Uncertainties associated with this segmentation are qualified by manually adjusting minimum and maximum thresholds for each phase, (Fig. 7). Once the thresholds well defined, the volumes of the phases could be segmented and quantified.

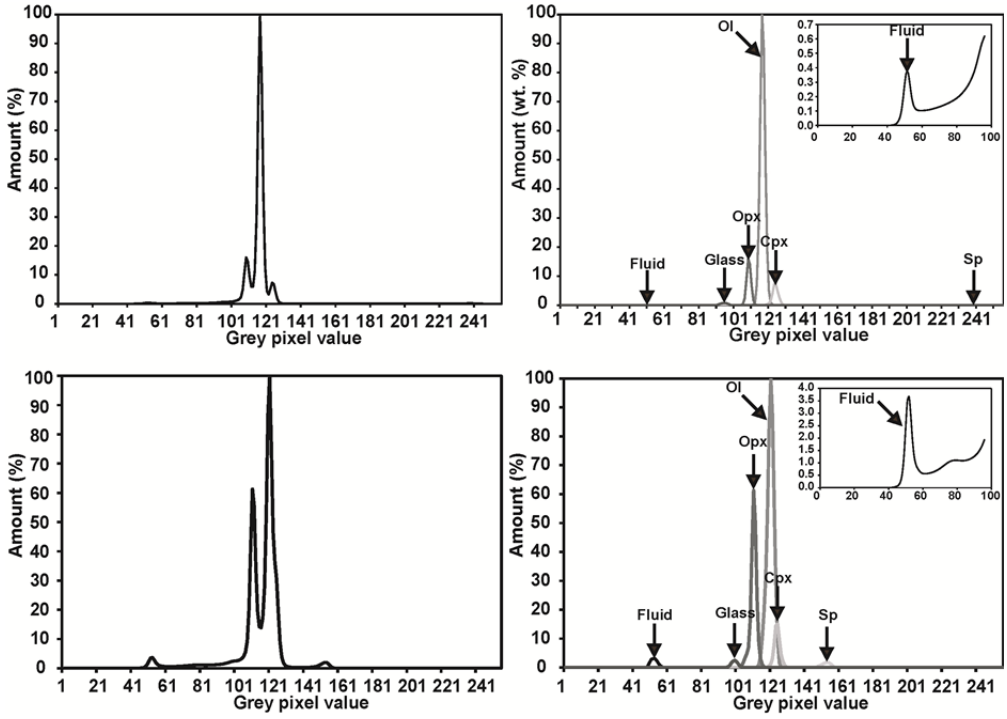


Figure 6: Histograms and deconvoluted histogram for threshold defining. Upper part - 3D image histogram of SZB51 sample. Lower part - 3D image histogram of FT12 sample.

The densities of the petrographic phases were calculated from their grey levels using model absorbance compiled with a NIST utility (http://www.nist.gov/pml/data/xcom/).

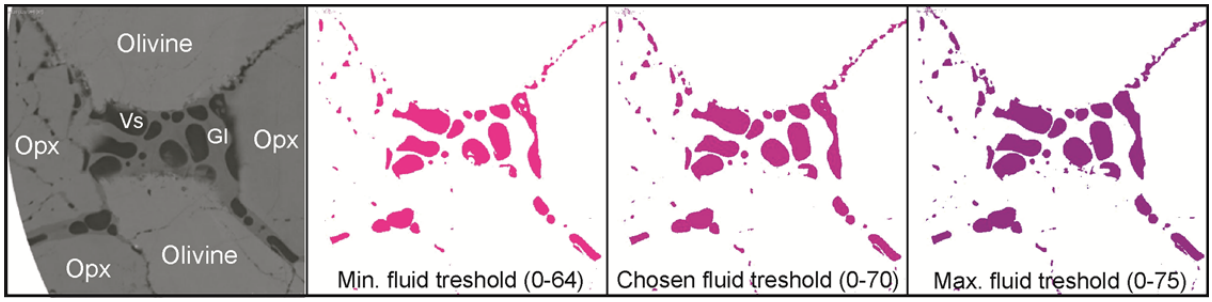


Figure 7: Threshold defining, example for fluid vesicles segmentation. Min represent the minimum threshold, chosen represent the best estimated threshold and max represent the maximum threshold for vesicles segmentation in SZB51 sample.

Nano-SIMS microanalyses of C and H

Carbon and water contents of glass were determined using the NanoSIMS 50 installed at the MNHN (Paris) on gold-coated (10 nm thick) samples. Analyses were performed with a 16 keV Cs+ primary ion beam rastering the surface of the sample. A primary beam intensity of 40 pA was used to perform analyses with a D1-3 (200 µm) aperture diaphragm. Secondary ions of ^{12}C, $^{16}O^{1}H^{-}$, $^{28}Si^{-}$, $^{27}Al^{16}O^{-}$ and ^{56}Fe were collected using electron multipliers over 3 x 3 µm² square using the beam blanking mode (1.5 x 1.5 µm²) to reduce surface contamination (Stephant et al. 2014). A presputtering on a 3 × 3 μm^2 surface area during 300 s was performed to remove coating and initial surface contamination and to reach the sputtering steady-state. Calibration curves were obtained by measuring tholeitic glass standards (Fig. 8) provided by the Centre de Recherche en Pétrographie et Géochimie (CRPG), Nancy, France [standard description available in Shishkina et al. (2010)]. Data corrections, using the aforementioned calibration, and error calculations were performed using the R program (Dunn 2007). Errors combine counting statistic and uncertainty of the calibration curve. However, the errors reported in Table 1 are dominated by the uncertainty of the calibration curve, which corresponds to prediction interval at 68% (1σ) (Bartoli et al. 2014). During the session, the vacuum in the analysis chamber remained at 5×10^{-10} Torr.

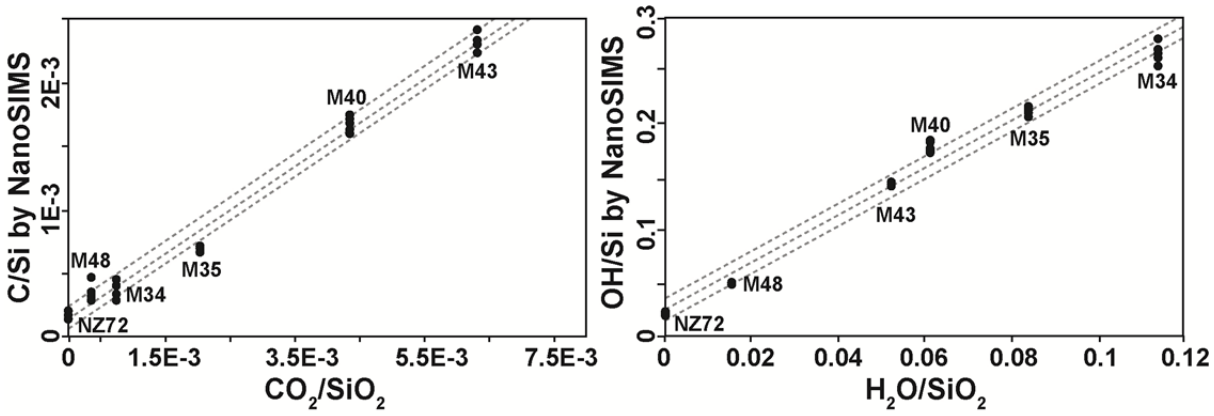


Figure 8: Calibration curves (dashed curves) obtained by tholeitic glass standards analyses (black dots) provided by CRPG, Nancy, France.

Raman spectroscopy and Microthermometry

Raman Spectroscopy

The fluid inclusions (trapped in Opx, Cpx and Ol in lower abundance) were analyzed (n= 99) by Raman spectroscopy at Budapest University of Technology and Economics (Hungary). A Jobin Yvon confocal Labram Raman instrument was used with a frequency-doubled Nd-YAG laser with an excitation wavelength 532 nm, and 50mW and 20mW laser energy at the laser source and at the sample surface, respectively. 50× and 100x microscope objectives were used to focus the laser onto the sample and to collect the Raman signal. The instruments analytical settings included a 200–500 µm confocal hole, 200 µm spectral slit, 600 or 1800 g/mm spectrograph gratings, 2–10× accumulations and 2–150 s acquisition time (all depending on the maximum intensity). The spectral resolution of the measurements varied with wave number but was ≤2cm^{-1} using the grating with 1800 grooves/mm. Following the method of Berkesi et al. (2009), spectra were collected at room and high (150°C) temperatures using a Linkam THMS600 heating/cooling stage to test for the presence of trace elements in the inclusions.

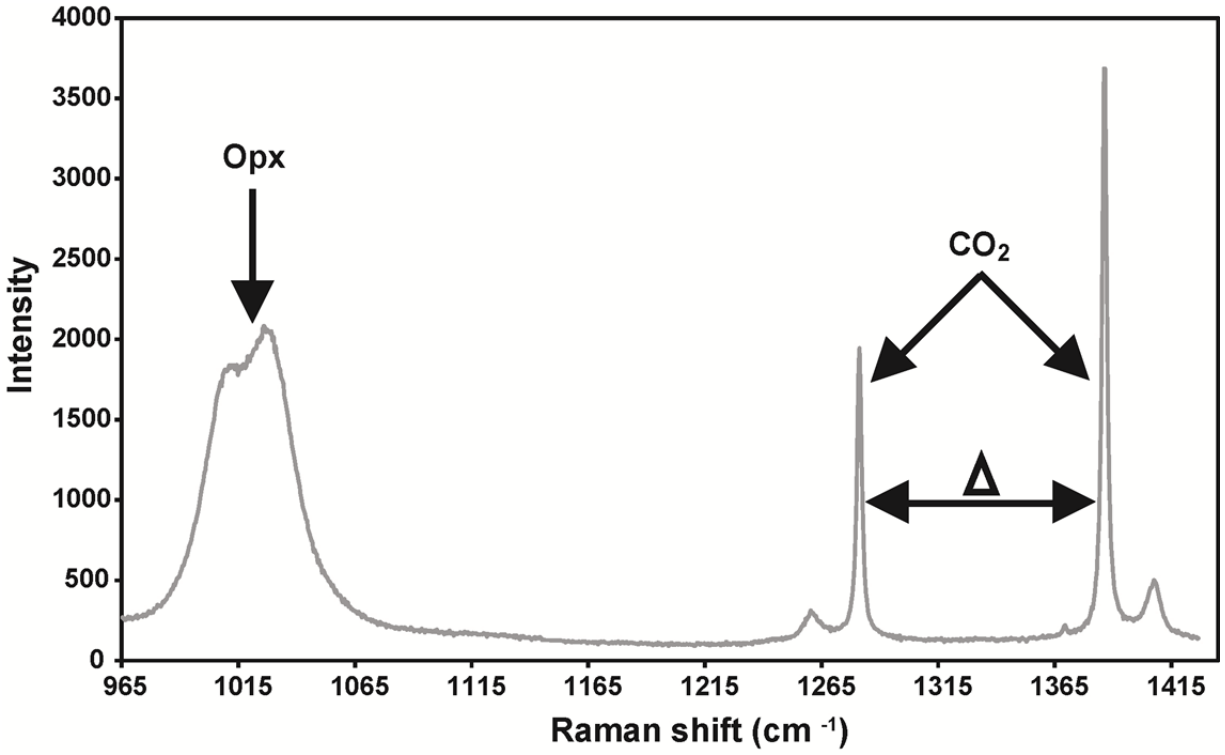


Figure 9: Fermi resonance seen by Raman spectroscopy on a FT01P fluid inclusion.

To characterize the bands in the Raman spectra and identify the phases present, the online Raman database of the French Society of Mineralogy and Crystallography (http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/sfmc/ ramandb2/index.html) and that of Bonelli & Frezzotti (2003), http://www.dst.unisi.it/ geofluids/raman) were referred to Raw data were processed using LabSpec v5.25.15 software designed for Jobin-Yvon Horiba LabRam instruments. Minimum and maximum values of CO_2 densities in inclusions were calculated from the two Raman bands of CO_2 due to Fermi resonance (Fall et al. 2011) (Fig. 9).

Microthermometry

A Linkam MDS 600 heating-freezing stage (IFP Energies nouvelles, Rueil-Malmaison, France) was used to measure the phase transitions in CO_2-rich fluid inclusions, which homogenized in the liquid phase in our samples. After freezing the fluid at <75°C, the inclusions were slowly heated to the triple point temperature check (-56.6 °C for pure CO_2) with a heating rate of 0.5-2 °C.min-1. Final homogenization occurred to the liquid phase (ThL). The CO_2 density and PCO_2 were calculated following (Span & Wagner 1996) and (Sterner & Pitzer 1994), respectively, for a magma temperature of 1150 ± 15°C.

3.1.4 Results

Synchrotron X-ray tomography

Petrographic observations

The density resolution of synchrotron X-ray tomography allows for distinguishing the six major phases of the peridotitic xenoliths: olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, spinel, glass and fluid. Figure 6 shows the density spectra of the SZB51 sample together with the modal composition corresponding to the pixel amount of each phase. In SZB51 (Fig. 6), olivine is the most abundant phase, fluid being the lesser one.

Regarding to the 3D images obtained by synchrotron X-ray microtomography, we observe that rock textures are protogranular, tabular or equigranular-mosaic (according to Mercier & Nicolas, 1974) as previously reported by optical microscopy on thin sections of the same samples (Creon et al., in prep.).

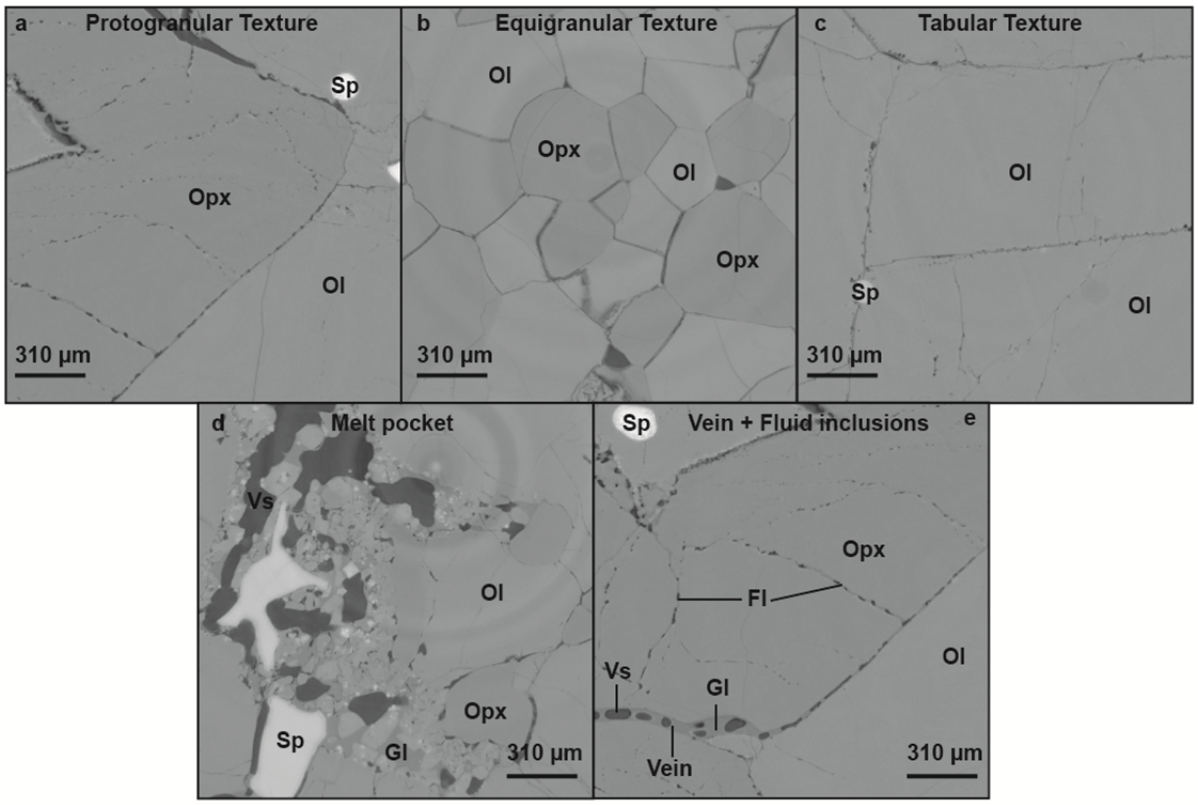


Figure 10: Textures and evidences of glass and fluid abundances in mantle xenoliths. a - Protogranular texture. b- Equigranular mosaic texture. c- Equigranular tabular texture. d- Melt pocket with large vesicles (Vs), glass (Gl) and secondary crystallized minerals. e- Textural evidences of melt veins (glass + vesicles) and trails of secondary fluid inclusions (FI). For abbreviation refer to figure 3.

The glass phase may be located at grain boundaries as veins (Fig. 10e) or melt pockets (Fig. 10d). Fluids are observed as trails of secondary fluid inclusions (FI) inside minerals (Ol, Opx, Cpx) or as vesicles inside the glass (Fig. 10e). Glass and vesicles form together a complex interconnected network percolating at grain boundaries as illustrated in the figure 11. Trails of secondary FI and glass + vesicles network crosscut each other through multiple grains. Small (~100-200 µm, Fig. 12) authigenic Ol, Cpx and Sp are observed in veins (in low abundance) and in melt pockets (in high abundance).

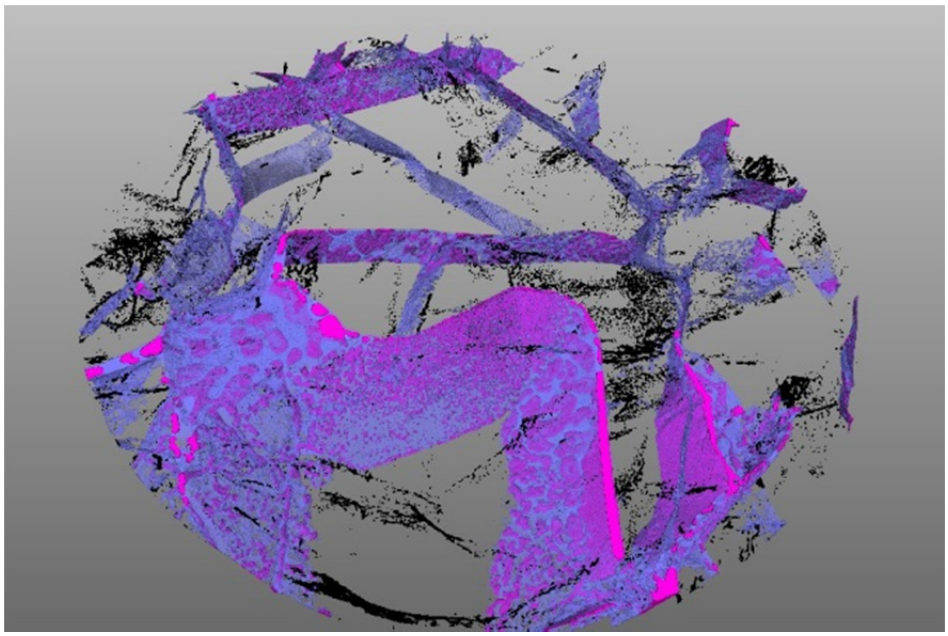


Figure 11: Glass (blue) and fluid (pink) network percolating at grain boundaries. In this sample (SZB51, 4 mm diameter) 5% of the fluid phase is in fluid inclusion (black) and 95 % is in vesicles (pink) trapped in glass.

The glass + vesicle network percolates through the whole volume and is in direct contact with the exterior, indicating that vesicles probably lost all the gas they previously contained during their exposure to surface conditions, and/or during sample preparation.

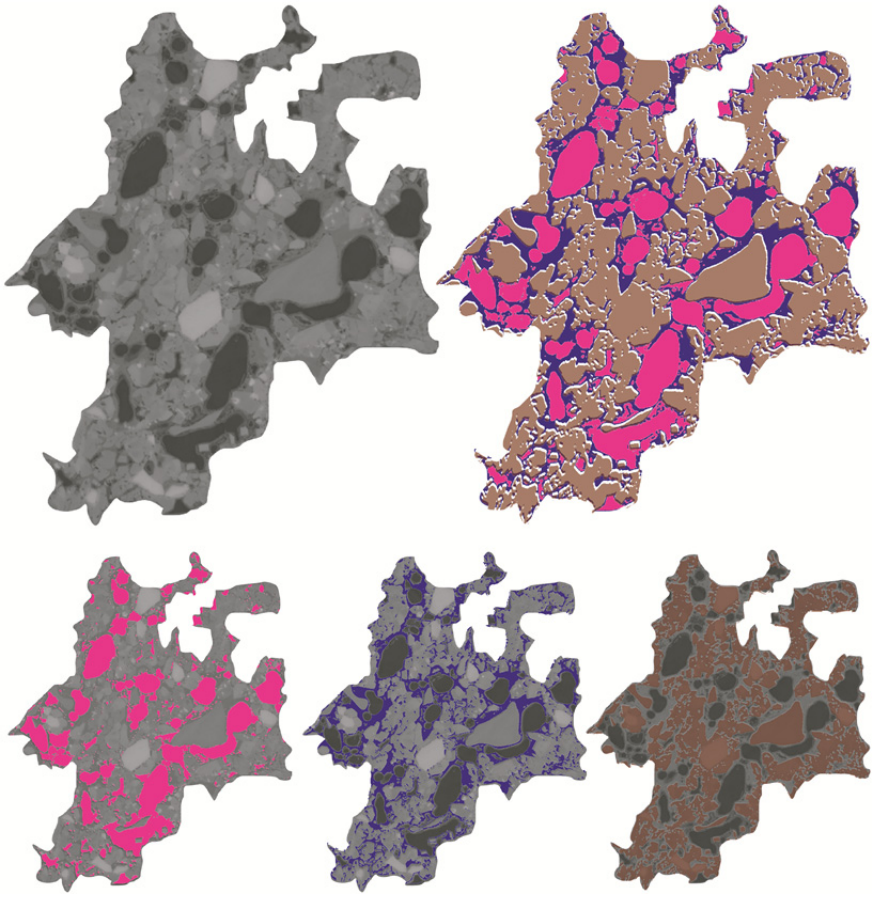


Figure 12: Example of melt pocket segmentation. Pink, blue and brown phases refer respectively to vesicles, glass and secondary crystallized minerals.

Phase volume quantification

Volume of minerals, glass and fluid phases have been quantified within the bulk 3D volumes. Fluid volumes have been calculated on each sample by direct density threshold segmentation; the obtained volumes are between 0.7 and 4.7 vol% (best estimate, Fig. 13 & Table 1). Glass volume determination was performed in two steps. The first step corresponds to the glass volume calculation by direct threshold segmentation (as for fluid volumes) and gave volumes between 0 and 3.8 vol% (best estimate). The second step was performed for some samples (SZB50, SZG23, FT12 and FT01P) that show evidences of important secondary crystallization of the melt (quenched in glass), such as secondary ol, cpx and sp (Fig. 12).

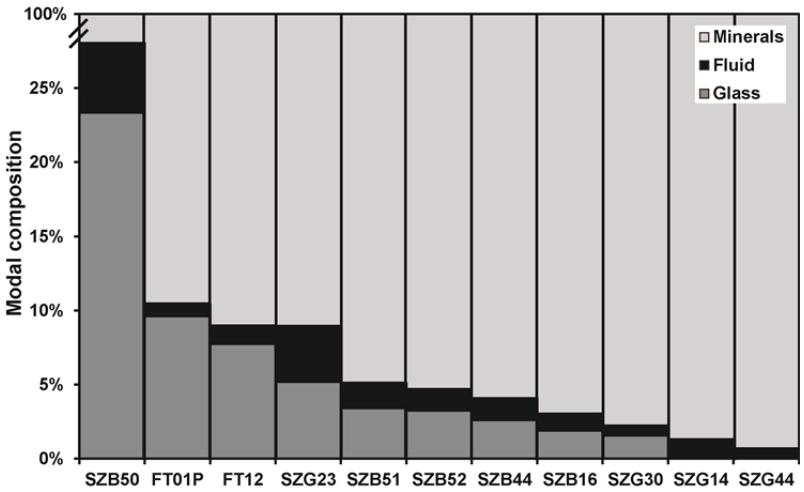


Figure 13: Glass, fluid and mineral abundances for each sample.

In order to correct the glass volumes from this secondary crystallization, and to consider the non-crystallized bulk volume of melt pockets, we extracted the X-ray images of silicate melt pockets on five slices of each sample and calculated their (melt+seconday mineral)/melt volume ratios (Fig. 12). The obtained ratios have been used to correct the 3D glass volumes from secondary crystallization. The corrected glass volumes are comprised between 0 and 23.4 vol% (Fig. 13, Table 1).

The corrections of crystal fractionation were performed only on silicate melt pockets because veins show only very minor crystallization that should affect melt volumes only negligibly. After correction of secondary crystallization a linear correlation is present between the glass and the fluid volumes (Fig. 14).

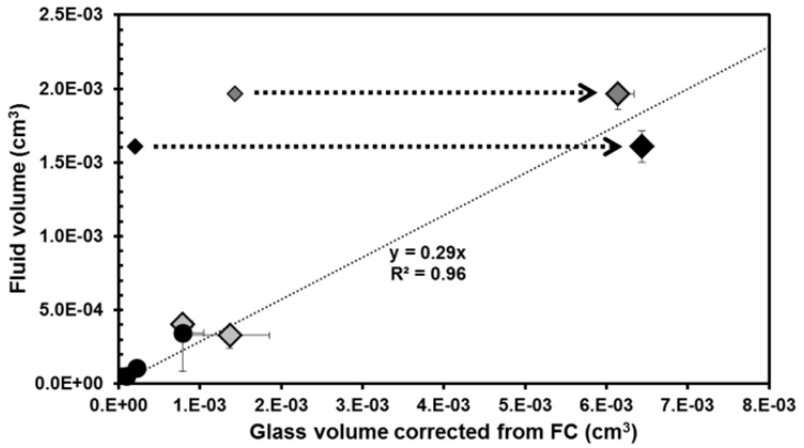


Figure 14: Glass and fluid volume correlation. Arrows present the crystal fractionation correction. Diamonds represent samples with melt pockets + melt veins when circles represent samples containing only melt veins. Black, dark-gray and light-grey symbols present respectively SZB, SZG and FT samples.

Volume segmentation shows that fluids are mainly located in glass as vesicles. Histograms of cumulated fluid volume for discrete fluid volume sizes (IF or vesicle) show that IF in trails of secondary FI, which have typical diameters below 10µm, represent below 5% of the total fluid volume (Fig. 15 and 11).

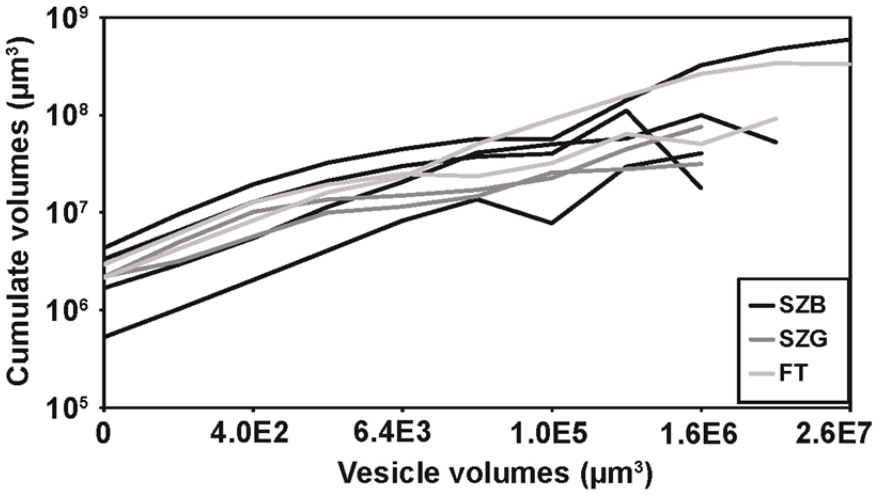


Figure 15: Cumulate volumes of fluid in function of the vesicle volumes in mantle xenolith samples.

In sample SZB51, given as an example, FI represent a volume proportion in opx of 0.6%, in cpx of 0.3%, and in ol of 0.18%. These proportion weighted by the modal composition of SZB51 imply that opx, ol and cpx trapped respectively 57.8%, 39.0% and 3.3% of the total FI volume (Fig. 16).

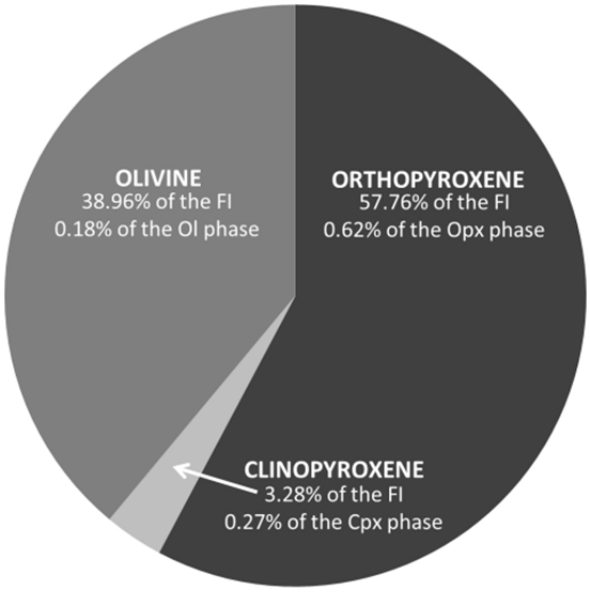


Figure 16: Fluid inclusion abundance and repartition in minerals.

Density determination

The grey level value of each pixel is quantitatively assigned to a density. Densities determined for Ol (3.37 to 3.41 g.cm^{-3}), Opx (3.29 to 3.32 g.cm^{-3}) and Cpx (3.42 to 3.43 g.cm^{-3}) correspond to those described in the literature using the Mg# of the minerals determined in Creon et al. (in prep.) (Fig. 17). Glass densities were determined using the average density of glass-assigned pixels in each sample. The densities are comprised between 2.45 and 2.74 g.cm^{-3} (Table 1, Figure 17) and are in agreement with andesite to basalt glass densities available in the literature (Richet et al. 2000 and references therein). However densities calculated with the method of Dixon et al. (1995) (2.41 to 2.59 g.cm^{-3}) are slightly underestimated in comparison to those determined in this study (Fig. 17). Glass densities determined by X-ray microtomography are considered to be accurate and will therefore be used for the following steps of the study.

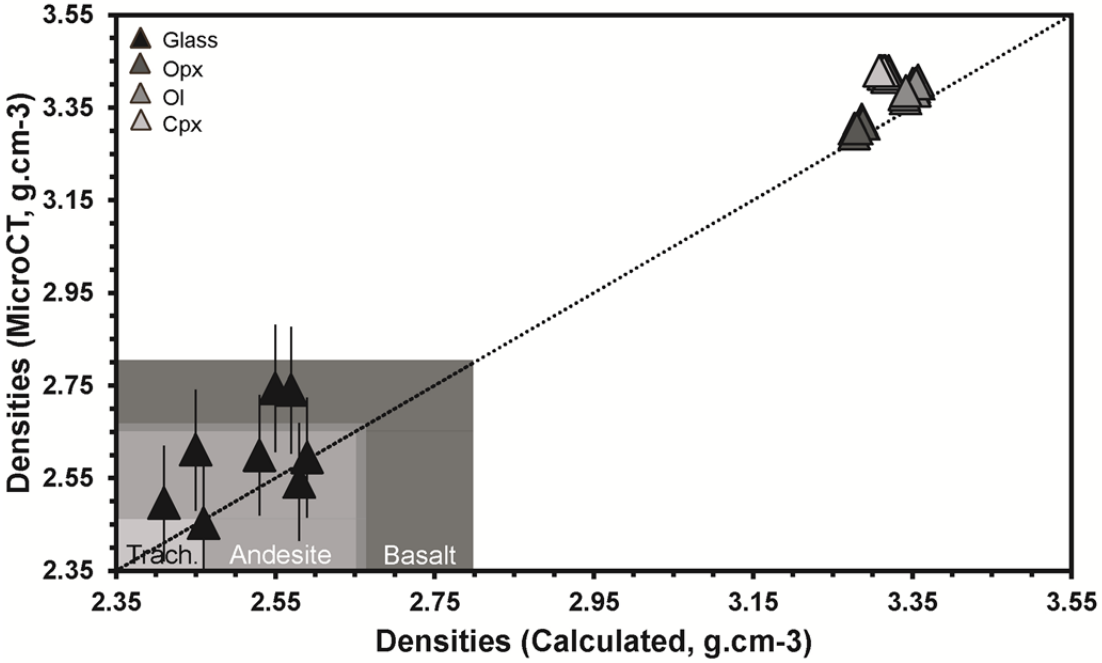


Figure 17: Density comparison between calculated densities (Dixon et al. 1995) and measured densities by X-ray micro-CT. Grey area correspond to density range for basalt, andesite and trachyte (Richet et al. 2000 and references therein)

The X-ray microtomography density determinations for the fluid vesicles and inclusions were not conclusive due to the poor X-ray absorbance resolution in the lower density range (typically 0 to 1.5 g.cm^{-3}), together with the partial-volume-effects (density artifact due to the presence of a phase boundary within a single voxel) on the smaller segmented volumes, typically occuring for fluid/solid phase boundaries.

Fluid compositions and densities

Fluid compositions and densities were measured on fluid inclusions by Raman spectroscopy and microthermometry. Following the method developed in Berkesi et al. (2009), we used Raman spectroscopy at room and elevated temperatures (150°C) in order to discriminate the potential trace volatiles inside fluid inclusions. With this method, only CO_2 was recognized in the fluid inclusions (Fig. 9). Independently, the solid transition phase observed at ~56.6 ± 1 °C by microthermometry measurements is in agreement with pure CO_2 inclusions.

A comparative study of densities obtained with both Raman spectroscopy and microthermometry methods shows a linear correlation, with a correlation factor of 0.89 (R^2). This allows considering the fluid density dataset obtained by both methods as internally consistent (Fig.18a). The densities obtained in SZB, SZG and FT are respectively between 0.30 and 1.11 g.cm^{-3}, 0.48 and 0.82 g.cm^{-3} and 0.30 and 1.06 g.cm^{-3} (Fig.18b).

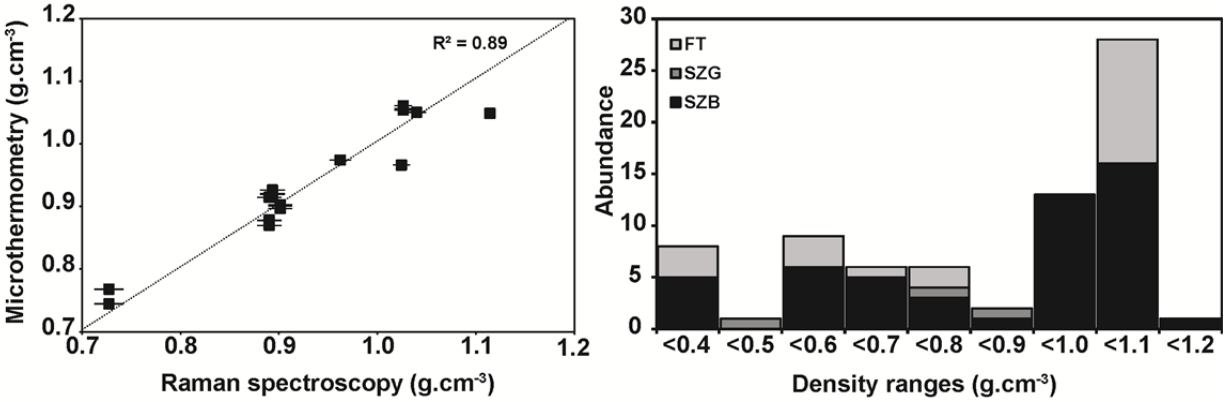


Figure 18: a- correlation between density determination methods (Raman spectroscopy & microthermometry); b- Histogram of FI density per location (Szentbékkálla, Szigliget & Füzes-tó)

Volatiles dissolved in glass

NanoSIMS analyses have been done on glass from veins and melt pockets to determine their CO_2 and H_2O contents. H_2O contents vary from 0.54 ± 0.26 (1σ) to 4.25 ± 0.27 (1σ) wt. % in glass from veins and from 0.55 ± 0.26 (1σ) to 2.76 ± 0.28 (1σ) wt. % in glass from melt pockets. CO_2 contents vary between 0.27 ± 0.01 (1σ) and 0.48 ± 0.02 (1σ) wt. % in glass from veins and from 0.38 ± 0.01 (1σ) to 0.96 ± 0.02 (1σ) wt. % in glass from melt pockets (Table 1).

							Vol. (cm^3)	Glass volume (cm^3)			Fluid volume (cm^3)			Density (g/cm^3)			Mass (g)				
Sample	**MP**	**SiO_2**	**H_2O**	**Error (1σ)**	**CO_2**	**Error (1σ)**	**Minerals**	**Best estimate**	**Min (%)**	**Max (%)**	**Best estimate**	**Min (%)**	**Max (%)**	**Glass**	**Vesicles**	**FI (Max)**	**Glass**	**CO_2 (vesicle)**	**CO_2 (dissolved)**	**CO_2/glass (wt. %)**	**CO_2/π (ppm)**
SZB16	no	56.6	0.54	0.26	0.29	0.14	4.6E-03	9.1E-05	3.7E+01	1.3E+01	5.5E-05	1.5E+01	3.3E+01	2.599	1.022	0.573	2.4E-04	5.6E-05	6.8E-07	24.1	3723
SZB50	no	55.4	0.59	0.26	0.39	0.14	3.1E-02	6.4E-03	6.6E+00	6.4E+00	1.6E-03	1.3E+00	1.4E+01	2.740	1.295	0.617	1.8E-02	2.1E-03	6.8E-05	12.2	21287
SZB51-v	no	61.9	3.1	0.26	0.33	0.16	6.0E-03	2.1E-04	1.4E+01	2.6E-04	1.1E-04	3.2E+01	2.0E+01	2.496	0.970	1.024	5.3E-04	1.0E-04	2.1E-06	19.9	5409
SZB51-MP	yes	56.6	2.76	0.28	0.46	0.15															
SZB51-Av	yes	59.6	2.95	0.28	0.39	0.16															
SZB52	no	57.9	2.35	0.26	0.34	0.15	2.3E-02	7.8E-04	1.3E+01	1.0E-03	3.4E-04	5.8E+00	3.4E+01	2.452	0.953	1.114	1.9E-03	3.3E-04	6.5E-06	17.4	4422
SZG23	yes	56.3	2.38	0.26	0.96	0.20	3.5E-02	6.1E-03	2.3E+00	1.6E-03	2.0E-03	3.2E+00	1.3E+01	2.744	1.330	0.703	1.7E-02	2.6E-03	1.6E-04	16.5	24383
SZG44	yes	51.7	3.45	0.24	0.53	0.14	nd		0.0E+00	0.0E+00	1.3E-04	nd	nd	0.000	1.045	0.824	nd	1.4E-04	nd	nd	nd
FT12	yes	54.8	0.55	0.26	0.38	0.14	3.1E-02	7.8E-04	4.2E+00	9.7E-04	4.0E-04	1.0E+01	1.5E+01	2.542	1.228	0.661	2.0E-03	5.0E-04	7.5E-06	25.4	4946
FT01P	no	57.8	4.25	0.27	0.48	0.16	3.6E-02	1.4E-03	9.3E+00	1.7E-03	3.3E-04	4.9E+01	3.9E+01	2.611	0.930	1.057	3.6E-03	3.0E-04	1.7E-05	9.0	2727

Table 1: Summary table for petrographic observations, chemical compositions and phase volumes, densities and masses. V – vein; MP – melt pocket; Av – average composition; Vol. – volume; Min & Max – Relative determined errors for each best estimate; vs - vesicle; FI – fluid inclusion; gl – glass; π - peridotite

3.1.5 Discussion

Magma CO_2-supersaturation conditions

Several petrographic evidences point to magma CO_2-supersaturation at lithospheric depths. Such evidences are 1) CO_2 FI with densities above 1.0 g.cm^{-3} (Table 1), corresponding to the lithospheric mantle below the present Moho depth (30 km, Kovacs et al., 2012), 2) coexistence of melt + vesicle veins with high dissolved CO_2 and H_2O melt concentrations of up to 0.96 and 4.25 wt. %, respectively (Table 1). In order to assess the conditions of magma supersaturation, CO_2 saturation isotherms have been calculated from the different magma compositions determined by Creon et al. (in prep.) in the same samples and for different temperatures using the Rhyolite-MELTS software (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015). The model is suited for calculation of thermodynamic equilibrium of mafic to felsic systems with H_2O and CO_2 over the pressure range 0-3 GPa (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015) corresponding to the conditions of the lithospheric mantle below the BBHVF (Kovacs et al. 2012).

Magma CO_2-saturation show little temperature dependence between 1100 and 1300 °C and for pressure below 0.5 GPa, as already shown by Shishkina et al. (2010) and Botcharnikov et al. (2006). The effect of temperature tends to increase the solubility of CO_2 in the high pressure range of 0.5-3.0 GPa as also mentioned by Papale et al. (2006).

Based on CO_2-saturation isotherms, vesicle-melt equilibrium pressures were assigned from the CO_2 contents of melts determined by NanoSIMS (Table 1, Figure 19). These saturation pressures at 1100°C (corresponding to mineral equilibrium temperatures determined in Creon et al., in prep.) are between 0.69 and 1.78 GPa and correspond to depths of 26 to 62 km. Such estimations likely correspond to vesicle-melt equilibrium near the attainment of the glass transition.

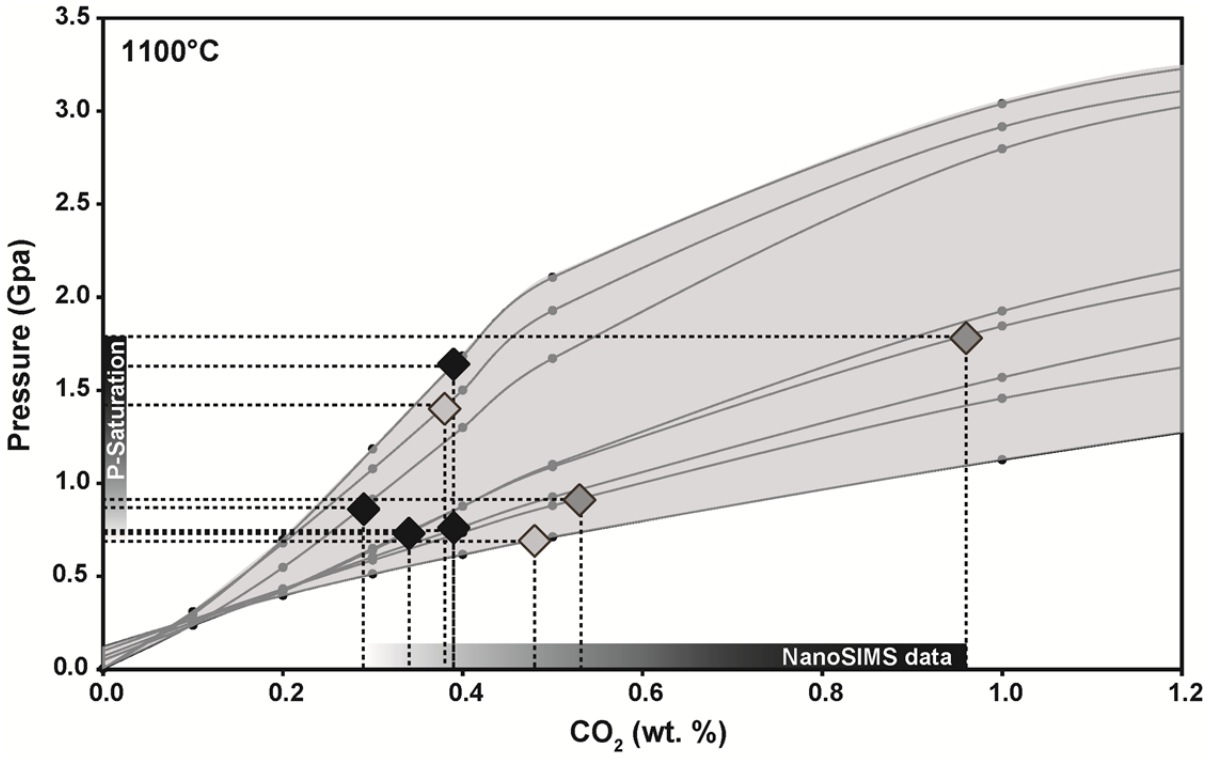


Figure 19: CO_2 saturation curves draw with rhyolite-MELTS (Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015) using glass compositions obtained by EMPA and H_2O contents obtained by nano-SIMS measurements. Saturation pressure estimations are obtained using CO_2 contents in glass (NanoSIMS data) and CO_2 saturation curves (grey lines). Black (SZB), dark-grey (SZG) and light-grey (FT) diamonds are crossing points between saturation curves and CO_2 contents measured in glass by NanoSIMS experiments. The crossing points give the saturation pressure for each sample depending on its CO_2 contents.

Glass transition temperatures (Tg) were constrained between 670 to 854°C by Giordano et al. (2008), at asthenosphere pressures, and from 520 to 930°C by Morizet et al. (2007) at pressures between 1 and 2.5 GPa (phonolite melts). CO_2 appears to have almost no effect on the glass transition of silicate melts unlike H_2O, which reduces glass transition temperatures (Morizet et al. 2007). Furthermore, pressures have very low influence on glass transition as demonstrated by Bagdassarov et al. (2004). Such glass transition temperatures correspond to pressures of ~0.54 Gpa using the geotherm of Kovacs et al. (2012), which are reached at crustal levels (~20 km depth). Because melt pockets were shown to have crystallized at lithospheric mantle pressures in co-existence with fluid vesicles (Creon et al., in prep.), the crustal saturation pressures recorded for the most CO_2 depleted melts is likely to reflect the fast ascent of xenoliths after their extended residence time at lithospheric mantle depths.

Melt saturation pressures of 0.69 to 1.78 GPa have been converted in CO_2 density using the equations of states of Span & Wagner (1996) and Sterner & Pitzer (1994). The densities

obtained are between 0.93 and 1.33 g.cm^{-3}, corresponding to the density range determined by Raman and microthermometry recorded by the denser FIs (Table 1). This correspondence attests to a coeval formation of FI and vesicles in lithospheric mantle conditions. However, no direct correlation is observed between maximum fluid inclusion and vesicle densities, which likely points to the instable behavior of FIs (Roedder 1984). In most cases (SZB16, SZB50, SZG23, SZG44, FT12), fluid inclusion densities are lower than the associated calculated vesicle densities; which can be related to decrepitation of the FIs during xenolith ascent (Bodnar 2003). In other cases (SZB51, SZB52, FT01P) the densities of the fluid inclusions are higher than those of the associated vesicles, as preserved fluid inclusion were trapped in equilibrium with vesicles at pre-ascent lithospheric mantle pressures.

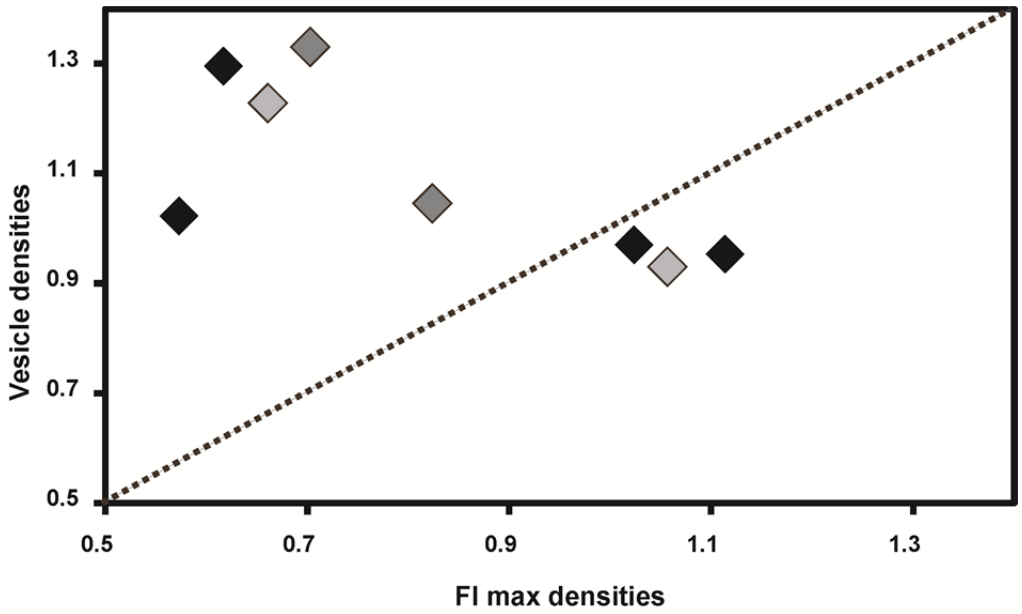


Figure 20: Density comparison for vesicles and FI. Vesicle densities are mostly higher than fluid inclusions within each sample.

CO_2 contents dissolved in glass and measured by NanoSIMS (0.27-0.96 wt. %) are in excess of those characteristic of arc magmas and within the E-MORB range following the data compilation of Wallace (2005) (Fig. 21). Moreover, the CO_2 and H_2O contents measured in this study are higher than those described in the literature in silicate melt pockets of the BBHVF (Bali et al. 2002). Hidas et al. (2010) used SMI from Szigliget mantle xenoliths to estimate the volatile content of trapped magmas. Calculated melt CO_2 ~1 wt. % (Hidas et al. 2010) are in agreement with the maximum CO_2 content measured in glass for this study in sample SZG23 (Fig. 21). It is thus likely that silicate melt inclusions (SMI) in Hidas et al.

(2010) correspond to the trapping of a melt similar to the CO_2-richest percolating melts analyzed in this study, during the growth of clinopyroxenes in the mantle lithosphere.

CO_2 contents in lithospheric melts

3D images have illustrated an interconnection between trails of secondary fluid inclusions and the glass + vesicles network. This observation is in contradiction with the observations of Demény et al. (2010) on similar samples from the same sample localities, who reported the lack of extension of FI trails to grain boundaries from thin section examinations. We strongly favor our observation, as the 3D reconstructions show clear crosscutting relationships of FI trails with grain boundaries. These observations are petrographic evidences of a co-genetic relationship between FI and melt percolation in mantle xenoliths. With the impossibility to investigate fluid compositions and densities of vesicles because of their too large dimensions for any preservation after thin section and plug preparation, we assumed that vesicles have similar compositions to FIs. Vesicles are therefore interpreted to be mainly composed of CO_2. This assumption is confirmed by the volatile contents in glass determined by nanoSIMS, which imply the supersaturation of the melt with a pure CO_2 phase corresponding to the abundant vesicles observed.

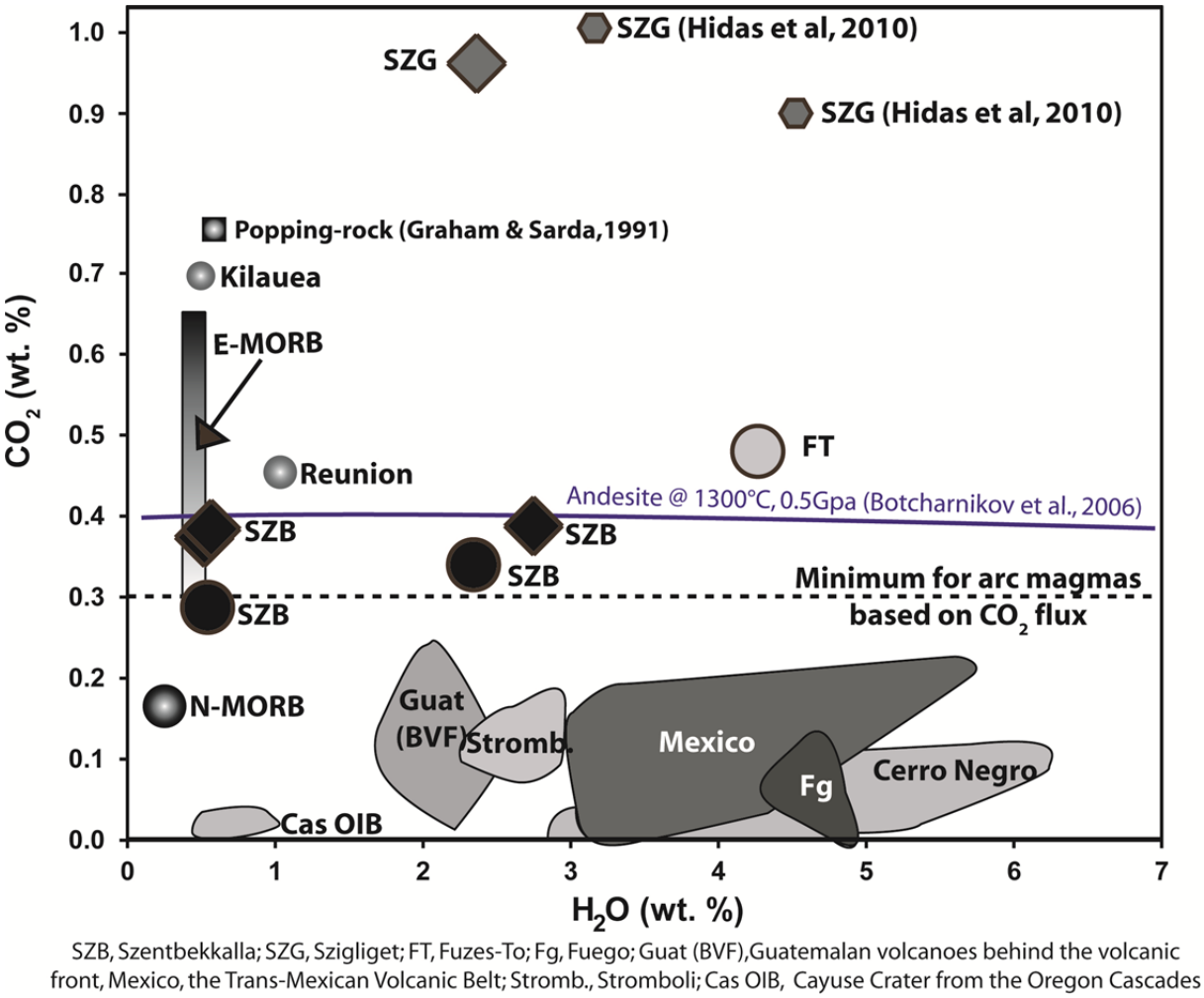
The CO_2/glass mass ratio corresponding to the melt + vesicle system has been calculated using equation (1):

$$(1)\ \frac{M(CO_2)}{M(glass)} = \frac{V(CO_2)}{V(glass)} * \frac{\rho(CO_2)}{\rho(glass)}$$

$V(CO_2)$, V(glass) and ρ(glass) are obtained by synchrotron X-ray microtomography and $\rho(CO_2)$ was obtained by NanoSIMS analyses and thermodynamical modeling (Rhyolite-MELTS, Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015) as described in the previous section.

The CO_2/melt mass ratios obtained are comprised between 9.0 and 25.4 wt. % (Table 1). These ratios, which can be considered as the CO_2 mass fraction of the melt system, would correspond to a single phase system at pressures of 4 to 9 Gpa following Guillot & Sator (2011) for basaltic melts. The present lithosphere-asthenosphere boundary below the Pannonian basin is estimated at depths between 60 and 100 km (Tašárová et al. 2009). The melts characterized here were therefore likely supersaturated in the asthenosphere prior to reaching lithospheric depth.

The range of CO_2/melt mass ratios calculated in this study implies a varying proportion of CO_2 in melts either due to magmatic processes or to physical fractionation. Here, we review the various processes that might affect the CO_2/melt ratio in lithospheric melts.



SZB, Szentbekkalla; SZG, Szigliget; FT, Fuzes-To; Fg, Fuego; Guat (BVF),Guatemalan volcanoes behind the volcanic front, Mexico, the Trans-Mexican Volcanic Belt; Stromb., Stromboli; Cas OIB, Cayuse Crater from the Oregon Cascades

Figure 21: H_2O vs. CO_2 for glass trapped as vein or melt pockets in mantle xenoliths. Shown for comparisons melt inclusions from arc basalts (Modified from Wallace, 2005). Literature data are shown for Cerro Negro (Roggensack 1997), Fuego (Fg; Roggensack 2001), Guatemalan volcanoes behind the volcanic front (Guat BVF; Walker et al. 2003), the Trans-Mexican Volcanic Belt (Luhr 2001; Cervantes & Wallace 2003), Stromboli (Metrich et al. 2001) and Cayuse Crater, a cinder cone with OIB-like trace element composition from the Oregon Cascades (Cas OIB; M. Rowe, unpublished data). For Cerro Negro, only inclusions from the 1992 explosive eruption are plotted. Shown for information are the primary CO_2 contents of N-MORB (Marty & Tolstikhin 1998), E-MORB (Hekinian et al. 2000) magmas, Kilauea basaltic magma (Gerlach et al. 2002) and popping-rock (Graham & Sarda 1991). Also shown is the CO_2 content of basaltic magma from Reunion based on rare high-pressure melt inclusions (Bureau et al. 1999).

Magmatic Sources of CO_2 and CO_2/melt physical fractionation

Carbonate minerals have been described in the Pannonian xenoliths from the BBHVF. These carbonate phases are mainly calcitic droplets (Demény et al. 2004), rounded (Bali et al. 2002; 2008) or anhedral (Chalot-Prat & Arnold 1999) crystals in silicate veins and/or melt pockets of mantle xenoliths. Bali et al. (2002) and Demény et al. (2004) argued for the infiltration of a mixed carbonate–silicate melt in those mantle xenoliths, which support our observations. These arguments confirm that carbonates are not the source of the melts, but are due to carbon saturation and immiscibility in the percolating silicate melts.

Creon et al. (in prep.) interpreted the percolating melts studied here as adakite-like magmas, derived from slab melting. Wallace (2005) compiled CO_2 contents of silicate melt inclusions from arc-magmas worldwide that cluster between 0-2100 ppm. These concentrations are much lower than the values determined in this study. We suggest here that arc magmas sampled by SMIs represent a negligible fraction of the CO_2 associated with slab-derived melts. Similarly, as for samples of the BBHVF analyzed by Bali et al. (2008) and Hidas et al. (2010), only a very small fraction of the melt CO_2 may be trapped as SMIs because of pre-entrapment supersaturation of the melt, and accumulation of the larger proportion of the CO_2 (95-98 % in our samples) in vesicles and FIs rather than in the silicate melt. Consequently, melt inclusions only rarely melts trapped with their primary CO_2 contents (e.g., Saal et al. 2002). This assumption conforms with the work of Watson & Brenan (1987) who showed that CO_2 has a very low tendency to wet grain edges contrary to water and melts, as we observe in our samples (Fig.3c, g, h). This implies a very low probability for crystals growing from grain boundary melt to trap vesicle gas. Contrarily, grain fractionation due to mantle creep or to overpressure may much more easily trap vesicle volatiles due their preferential viscosity-controlled injection in such a fast crack-and-seal process (Watson and Brenan, 1987). We suspect here that a large physical fractionation of CO_2 from silicate melts is to be expected due to the formation of fluid inclusion in minerals along the migration path of the percolating melt + vesicle system. The volume correlation observed for melt and fluid seems therefore to reflect the degassing of a melt in a closed system and of the conservative percolation of a diphasic system of melt + volatile. The widespread FI formation process occurring in the lithospheric mantle, and potentially below, may explain much of the variations in the CO_2/melt mass ratios.

Figure 22 illustrates the H_2O and CO_2 sources expected in a subduction context where 1) E-MORB, 2) altered oceanic basalts and 3) subducted sediments (Plank & Langmuir 1998;

Staudigel et al. 1989; Wallace 2005) represent end-members of slab melting. Partial melting of the slab, and/or of the metasomatized mantle wedge, would induce incompatible element-rich melts with high CO_2 and H_2O contents as those calculated in this study (0.55 to 4.25 wt. % H_2O and 9.0 to 25.4 wt. % CO_2). Dasgupta et al. (2013) experimentally showed that carbonated silicate melt with 15-25 wt. % CO_2 and modest amount of water (1-5 wt. %) can be generated in the upper part of the asthenospheric mantle (1,300-1,750 °C and 2-5 GPa) and percolate to the lithospheric mantle. The high carbonation of peridotite may easily be produced in the mantle wedge due to massive degassing of carbonates from the slab (Frezzotti et al., 2009; Ague & Nicolescu, 2014).

We conclude that the CO_2/melt ratios determined in this study correspond to deep melts derived from slab melting, which have percolated to lithospheric depths without having substantially fractionated.

A lithospheric carbon reservoir?

The mass ratio of CO_2/peridotite have been calculated for each sample, giving values between 2700 and 24,400 ppm with an average of about 9557 ppm, which is considered representative of the average quantity of carbon stored in the samples examined. However, the present study is based on fluid inclusion rich samples only, which correspond to ~20 % of an initial sample set of mantle xenoliths. Considering that the non-studied 80% of the initial sample set contains in average 30 ppm carbon, as estimated for the N-MORB mantle (Marty 2012), a first estimation of the CO_2 content present in the Pannonian lithospheric mantle can be made. We define a first order value of 0.2 x 9557 ppm + 0.8 x 30 ppm = 1935 ppm CO_2. This value can be considered as representative of the bulk lithospheric mantle sampled by alkaline volcanism of the BBHVF. This estimation is on the same order of magnitude as the 1000 ppm estimated by Kelemen & Manning (2015) for the back-arc lithospheric mantle based on observed carbon fluxes and reservoirs at subduction zones. For comparison, the carbon content at source regions of MORB is comprised approximately between 50 and 200 ppm, and between 1000 and 4000 ppm in the source mantle of OIB (Saal et al. 2002; Cartigny et al. 2008; Marty & Tolstikhin 1998; Pineau et al. 2004). We suggest that the quantitative peridotite + melt + volatile features described here, and found in many other regions of the Earth, may be representative of the carbon stock in the lithospheric mantle.

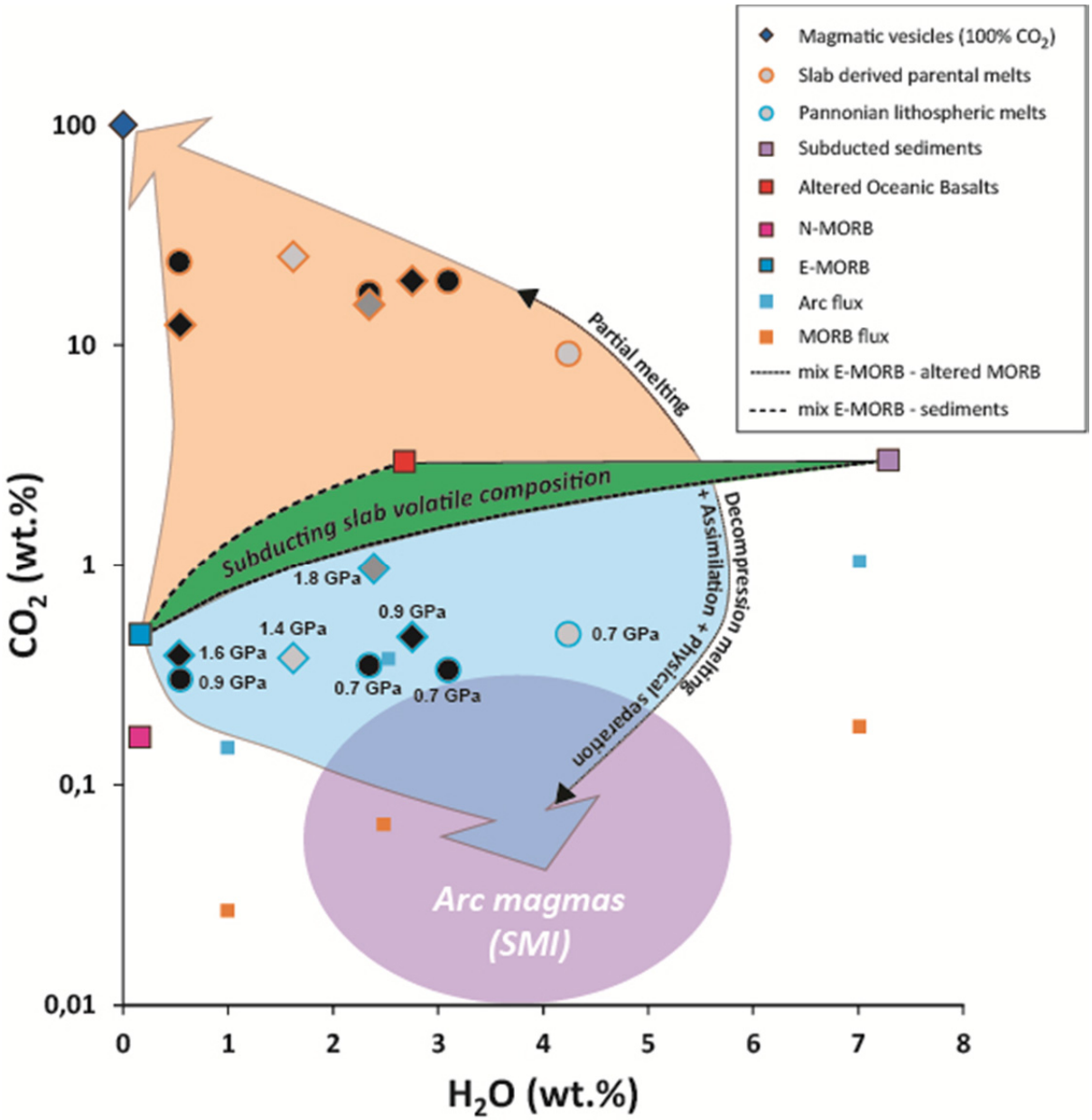


Figure 22: H_2O-CO_2 diagram illustrating nanoSIMS H_2O/CO_2 data measured in peridotite melts, and reconstructed CO_2 contents of slab derived parental melts. Slab derived parental melts are obtained by partial melting of a subducted lithosphere; Pannonian lithosphere melts correspond to the low undegassed part of the slab derived melts.

Besides the implications of our findings for the carbon cycle, such a lithospheric carbon reservoir has several consequences for the degassing of mantle volatiles in active geodynamic contexts, such as the one characterizing the PB. Mantle-derived CO_2 occurrences in the Pannonian sedimentary basin may be one of these consequences. This suggests that the carbon reservoir of ~2000 ppm quantified in this study in only transient, and may be recycled to the atmosphere and to the asthenosphere over geodynamic timescales by passive tectonic degassing and delamination, respectively.

3.1.6 Conclusions

The magmatic-CO_2 budget of the mantle below the Pannonian Basin has been constrained by an innovating approach using the coupling of: (1) synchrotron 3D X-ray microtomography, (2) nanoSIMS, Raman spectroscopy and microthermometry experiments and (3) thermodynamical modeling to investigate the significance of abundant CO_2 inclusions and vesicles within lithospheric peridotites.

3D volume reconstructions have illustrated an interconnection between trails of secondary fluid inclusions and the glass + vesicles network, describing a co-genetic relationship between FI and melt percolation in mantle xenoliths. The volatile phase (vesicles + FI) presence also highlights the CO_2-supersaturation of the silicate melts.

The CO_2/glass mass ratio corresponding to the melt + vesicle system has been calculated using V_{CO2} (0.7-4.7 vol. %), V_{glass} (0-23.4 vol. %) and ρ_{glass} (2.45-2.74 g.cm^{-3}) obtained by synchrotron X-ray microtomography and ρ_{CO2} (0.30-1.11 g.cm^{-3}) obtained by NanoSIMS analyses and thermodynamical modeling (rhyolite-MELTS, Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015). The CO_2/melt mass ratios obtained are comprised between 9.0 and 25.4 wt. %, and are related to a slab-derived melting source. A first estimation of CO_2 content present in the Pannonian lithospheric mantle is proposed at ~2000 ppm and can be considered as representative of the bulk lithospheric mantle sampled by the alkaline volcanism of the BBHVF.

This petro-geochemical approach is in agreement with independent assumptions made on the lithospheric carbon stock based on carbon fluxes in subduction-arc systems, and requires to be applied in other contexts to bring our results to more systematic evidence.

3.1.7 References

Adam, J. (1990). The geochemistry and experimental petrology of sodic alkaline basalts from Oatlands, Tasmania. Journal of Petrology, 31(6), 1201–1223. http://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1201

Ague, J. J., & Nicolescu, S. (2014). Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions. Nature Geoscience, 7(5), 2–7. http://doi.org/10.1038/NGEO2143

Alt, J. C., Schwarzenbach, E. M., Früh-Green, G. L., Shanks, W. C., Bernasconi, S. M., Garrido, C. J., … Marchesi, C. (2013). The role of serpentinites in cycling of carbon and sulfur: Seafloor serpentinization and subduction metamorphism. Lithos, 178, 40–54. http://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.006

Anderson, a. T. (1975). Some basaltic and andesitic gases. Reviews of Geophysics, 13(1), 37.

http://doi.org/10.1029/RG013i001p00037

Babuška, V., PlomerovÁ, J., & Granet, M. (1990). The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals. Tectonophysics, 176(1-2), 137–165. http://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90263-8

Bagdassarov, N. S., Maumus, J., Poe, B., Slutskiy, A. B., & Bulatov, V. K. (2004). Pressure dependence of T g in silicate glasses from electrical impedance measurements. Physics and Chemistry of Glasses - European Journal of Glass Science and Technology Part B, 45(3), 197–214. Retrieved from http://www.ingentaconnect.com/content/sgt/pcg/2004/00000045/00000003/art00007

Bali, E., Szabo, C., Vaselli, O., Torok, K., & Bali, Eniko; Szabo, Csaba; Vaselli, Orlando; Szabo, C. (2002). Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field , Western Hungary. Lithos, 61, 79–102.

Bali, E., Zajacs, Z., Kovacs, I., Szabo, C., Halter, W., Vaselli, O., … Bodnar, R. J. (2008). A Quartz-bearing Orthopyroxene-rich Websterite Xenolith from the Pannonian Basin , Western Hungary : Evidence for Release of Quartz-saturated Melts from a Subducted Slab. Journal of Petrology, 49(3), 421–439. http://doi.org/10.1093/petrology/egm086

Bali, E., Zanetti, A., Szabó, C., Peate, D. W., & Waight, T. E. (2008). A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(2), 165–179. http://doi.org/10.1007/s00410-007-0234-4

Ballentine, C. J., O'Nions, R. K., Oxburgh, E. R., Horvath, F., & Deak, J. (1991). Rare gas constraints on hydrocarbon accumulation, crustal degassing and groundwater flow in the Pannonian Basin. Earth and Planetary Science Letters, 105(1-3), 229–246. http://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90133-3

Ballentine, C. J., Schoell, M., Coleman, D., & Cain, B. a. (2001). 300-Myr-old magmatic CO2 in natural gas reservoirs of the west Texas Permian basin. Nature, 409(6818), 327–31. http://doi.org/10.1038/35053046

Balogh, K., Jambor, A., Partenyi, Z., Ravaszné Baranyai, L., & Solti, G. (1982). A dunantuli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. M. All. Foldt. Int. Jel, 243–260.

Balogh, K., & Németh, K. (2005). Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. Geologica Carpathica, 56, 91–99.

Balogh, K., & Pécskay, Z. (2001). K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. Acta Geol. Hung., 44, 281–299.

Bartoli, O., Cesare, B., Remusat, L., Acosta-Vigil, A., & Poli, S. (2014). The H2O content of granite embryos. Earth and Planetary Science Letters, 395, 281–290. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.031

Baruchel, J., Buffiere, J.-Y., Maire, E., Merle, P., & Peix, G. (2000). X-ray Tomography in Material Science. Hermes Science Publications.

Berkesi, M., Hidas, K., Guzmics, T., Dubessy, J., Bodnar, R. J., Szabo, C., … Tsunogae, T. (2009). Detection of small amounts of H2O in CO2-rich fluid inclusions using Raman spectroscopy. Journal of Raman Spectroscopy, 40(11), 1461–1463. http://doi.org/10.1002/jrs.2440

Bodnar, R. J. (2003). Re-equilibration of fluid inclusions. In: Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation, Short Course Series. Samson I, Anderson A, Marshall D (eds) Mineral Assoc Can, Vancouver, 32, 213–231.

Bonelli, R., & Frezzotti, M. . (2003). Raman Spectra Database. http://www.dst.unisi.it/geofluidslab/Raman%20intro.html.

Borsy, Z., Balogh, K., Kozak, M., & Pécskay, Z. (1986). Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlõdéstörténetéhez (Con-tributions to the evolution of the Tapolca-basin, Hungary). Acta Geographica Debre-Cina, 23, 79–104.

Botcharnikov, R., Behrens, H., & Holtz, F. (2006). Solubility and speciation of C–O–H fluids in andesitic melt at T=1100–1300°C and P=200 and 500MPa. Chemical Geology, 229(1-3), 125–143. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.01.016

Bruce Watson, E., & Brenan, J. M. (1987). Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO2H2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. Earth and Planetary Science Letters, 85(4), 497–515. http://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90144-0

Bureau, H., Métrich, N., Semet, M. P., & Staudacher, T. (1999). Fluid magma decoupling in a hotspot volcano. Geophysical Research Letters, 26(23), 3501. http://doi.org/10.1029/1999GL005422

Burton, M. R., Sawyer, G. M., & Granieri, D. (2013). Deep Carbon Emissions from Volcanoes. Review in Mineralogy and Geochemistry, 75(1), 323–354. http://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.11

Cartigny, P., Pineau, F., Aubaud, C., & Javoy, M. (2008). Towards a consistent mantle carbon flux estimate: Insights from volatile systematics (H2O/Ce, δD, CO2/Nb) in the North Atlantic mantle (14° N and 34° N). Earth and Planetary Science Letters, 265(3-4), 672–685. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.011

Cervantes, P., & Wallace, P. (2003). Magma degassing and basaltic eruption styles: A case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 120(3-4), 249–270. http://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00401-8

Chalot-Prat, F., & Arnold, M. (1999). Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths. Lithos, 46, 627–659.

Creon, L., Delpech, G., Rouchon, V., Guyot, F., & Szabo, C. (n.d.). Melt-peridotite interaction in the lithospheric mantle - Genesis of the Pannonian calc-alkaline suites revealed by Alkali basalt hosted xenoliths. Geochemica et Cosmochimica Acta.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., & Kovác, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. Teconophysics, 208, 221–241.

Dasgupta, R. (2013). Ingassing, Storage, and Outgassing of Terrestrial Carbon through Geologic Time. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 75, 183–229. http://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.7

Dasgupta, R., & Hirschmann, M. M. (2010). The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. Earth and Planetary Science Letters, 298(1-2), 1–13. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.039

Dasgupta, R., Mallik, A., Tsuno, K., Withers, A. C., Hirth, G., & Hirschmann, M. M. (2013). Carbon-dioxide-rich silicate melt in the Earth's upper mantle. Nature, 493(7431), 211–215. http://doi.org/10.1038/nature11731

Demény, A., Dallai, L., Frezzotti, M.-L., Vennemann, T. W., Embey-Isztin, A., Dobosi, G., & Nagy, G. (2010). Origin of CO2 and carbonate veins in mantle-derived xenoliths in the Pannonian Basin. Lithos, 117(1-4), 172–182. http://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.013

Demény, A., Vennemann, T. ., Hegner, E., Nagy, G., Milton, J. ., Embey-Isztin, A., … Dobosi, G. (2004). Trace element and C–O–Sr–Nd isotope evidence for subduction-related carbonate–silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary). Lithos, 75(1-2), 89–113. http://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.016

Dixon, J. E., Stolper, E. M., & 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. Journal of Petrology, 36(6), 1607–1631.

Dovenyi, P., & Horvath, F. (1988). A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. American Association of Petroleum Geologists, 45, 195–233.

Downes, H., Embey-Isztin, A., & Thirlwall, M. F. F. . (1992). Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. Contribution of Mineralogy and Petrology, 109, 340–354.

Downes, H., & Vaselli, O. (1995). The lithospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review of trace element and isotopic evidence from ultramafic xenoliths. In: Downes H. & Vaselli O. (Eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. ACta Vulcanologica, 7, 219–229.

Dunn, P. K. (2007). tweedie: Tweedie exponential family models.

Embey-Isztin, a, Dobosi, G., Altherr, R., & Meyer, H.-P. (2001). Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. Tectonophysics, 331(3), 285–306. http://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00287-0

Embey-Isztin, A. (1976). Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. Earth and Planetary Science Letters, 31, 297–304.

Embey-isztin, A., Downes, H., James, D. E. E., Upton, B. G. J. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A. a., … Scharbert, H. G. G. (1993). The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern central Europe. Journal of Petrology, 34, 317–343. http://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317

Embey-Isztin, A., Scharbert, H. G., Dietrich, H., & Poultidis, H. (1989). Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian volcanic region. Journal of Petrology, 30(1), 79–106.

Embey-Isztin, A., Sharbert, H. G., Dietrich, H., & Poultidis, H. (1990). Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transda- nubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. Mineralogica Magazine, 54, 463–483.

Fall, A., Tattitch, B., & Bodnar, R. J. (2011). Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H2O–CO2–NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(4), 951–964.

http://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.021

Falus, G., Drury, M. R., van Roermund, H. L. M., & Szabo, C. (2004). Magmatism-related localized deformation in the mantle: a case study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146(4), 493–505. http://doi.org/10.1007/s00410-003-0513-7

Falus, G., Szabó, C., Kovács, I., Zajacz, Z., & Halter, W. (2007). Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. Lithos, 94(1-4), 230–247. http://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.017

Fleet, A. J., Wycherley, H., & Shaw, H. (1998). Large Volume of carbon dioxide in sedimentary basins. Mineralogica Magazine, 62A, 460–461.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., & Benkovics, L. (1999). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin and neighbouring orogenes: a new synthesis of palaeostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension with Alpine Orogen. Geological Society, 156(Special Publication, London), 295–334.

Frezzotti, M. L., Peccerillo, A., Panza, G., Frezzotti, Peccerillo, & Panza. (2009). Carbonate metasomatism and CO2 lithosphere–asthenosphere degassing beneath the Western Mediterranean: An integrated model arising from petrological and geophysical data. Chemical Geology, 262(1-2), 108–120. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.02.015

Fyfe, W. S., Price, N. J., & Hompson, A. B. (1978). Fluids in the Earth's Crust: Their Significance in Metamorphic, Tectonic, and Chemical Transport Processes. Elsevier, Amsterdam, 384 pp.

Gerlach, T. M., McGee, K. A., Elias, T., Sutton, A. J., & Doukas, M. P. (2002). Carbon dioxide emission rate of Kilauea volcano: implications for primary magma and the summit reservoir. Journal of Geophysical Research, 107, 2189–2203.

Ghiorso, M. S., & Gualda, G. A. R. (2015). An H2O-CO2 mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. Contributions to Mineralogy and Petrology.

Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. Earth and Planetary Science Letters, 271(1-4), 123–134. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038

Gorman, P. J., Kerrick, D. M., & Connolly, J. a D. (2006). Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(4). http://doi.org/10.1029/2005GC001125

Graham, D., & Sarda, P. (1991). Reply to comment by T . M . Gerlach on " Mid-ocean ridge popping rocks : implications for degassing at ridge crests ." Earth and Planetary Science Letters, 105, 568–573. http://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90194-M

Gualda, G.A.R. et al., 2012. Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. Journal of Petrology, 53(5), pp.875–890.

Guillot, B., & Sator, N. (2011). Carbon dioxide in silicate melts: A molecular dynamics simulation study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(7), 1829–1857. http://doi.org/10.1016/j.gca.2011.01.004

Hammouda, T. (2003). High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle. Earth and Planetary Science

Letters, 214(1-2), 357–368. http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00361-3

Harangi, S., & Lenkey, L. (2007). Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpatian Pannonian region : Role of subduction , extension , and mantle plume. Geological Society of America, Special Pa, 67–92. http://doi.org/10.1130/2007.2418(04).

Hekinian, R., Pineau, F., Shilobreeva, S., Bideau, D., Gracia, E., & Javoy, M. (2000). Deep sea explosive activity on the Mid-Atlantic Ridge near 34 degrees 50 ' N: Magma composition, vesicularity and volatile content. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 98(1-4), 49–77. http://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00190-0

Hidas, K., Guzmics, T., Szabó, C., Kovács, I., Bodnar, R. J., Zajacz, Z., … Perucchi, A. (2010). Coexisting silicate melt inclusions and H2O-bearing, CO2-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). Chemical Geology, 274(1-2), 1–18. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.004

Horvath, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 226, 333–357.

Horváth, F., Musitz, B., Balázs, a., Végh, A., Uhrin, a., Nádor, A., … Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. Geothermics, 53, 328–352. http://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

Huismans, R. S., Podladchikov, Y. Y., & Cloetingh, S. a. P. L. (2002). The Pannonian basin: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. In EGU Special publication Series (Vol. 3, pp. 41–63). http://doi.org/10.5194/smsps-3-41-2002

Imbus, S. W., Katz, B. J., & Urwongse, T. (1998). Predicting CO2 occurence on a regional scale : Southeast Asia example. Organic Geochemistry, 29(1-3), 325–345.

Jambon, A. (1994). Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements. Volatiles in Magmas, 30, 479–517.

Jarrard, R. D. (2003). Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4(5). http://doi.org/10.1029/2002GC000392

Johnston, F. K. B., Turchyn, A. V., & Edmonds, M. (2011). Decarbonation efficiency in subduction zones: Implications for warm Cretaceous climates. Earth and Planetary Science Letters, 303(1-2), 143–152. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.049

Jugovics, L. (1969). A dunantuli bazalt es bazalttufa teruletek. In: Annual geological report of Hungary, 1967. MAFI, Budapest, 75–82.

Kazmer, M., & Kovacs, S. (1985). ermian–Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony- Drauzug unit. Acta Geol. Hung., 1-2, 71–84.

Kelemen, P. B., & Manning, C. E. (2015). Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. Proceedings of the National Academy of Sciences, 201507889. http://doi.org/10.1073/pnas.1507889112

Kovacs, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M. F. J., … Zilahi-Sebess, L. (2012). Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? Tectonophysics, 514-517, 168–179. http://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022

Kovács, I., & Szabó, C. (2008). Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. Journal of Geodynamics, 45(1), 1–17. http://doi.org/10.1016/j.jog.2007.06.002

Luhr, J. F. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142(3), 261–283. http://doi.org/10.1007/s004100100293

Martin, U., Auer, A., Németh, K., & Breitkreuz, C. (2003). Mio-pliocene phreatomagmatic volcanism in a Fluvio–Lacustrine basin in Western Hungary. GeoLines, 15, 93–97.

Marty, B. (2012). The origins and concentrations of water, carbon, nitrogen and noble gases on Earth. Earth and Planetary Science Letters, 313-314(1), 56–66. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.040

Marty, B., & Tolstikhin, I. N. (1998). CO2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes. Chemical Geology, 145(3-4), 233–248. http://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00145-9

Mercier, J. C., & Nicolas, A. (1975). Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. Journal of Petrology, 16(2).

Metrich, N., Bertagnini, a, Landi, P., & Rosi, M. (2001). Crystallization driven by decompression and water loss at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). Journal of Petrology, 42(8), 1471–1490. http://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1471

Metrich, N. et al., 2014. Is the "Azores Hotspot" a Wetspot? Insights from the Geochemistry of Fluid and Melt Inclusions in Olivine of Pico Basalts. Journal of Petrology, 55(2), pp.377–393.

Morizet, Y., Nichols, A. R. L., Kohn, S. C., Brooker, R. a., & Dingwell, D. B. (2007). The influence of H2O and CO2 on the glass transition temperature: insights into the effects of volatiles on magma viscosity. European Journal of Mineralogy, 19(5), 657–669. http://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1751

Papale, P., Moretti, R., & Barbato, D. (2006). The compositional dependence of the saturation surface of H2O+CO2 fluids in silicate melts. Chemical Geology, 229(1-3), 78–95. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.01.013

Pineau, F., Shilobreeva, S., Hekinian, R., Bideau, D., & Javoy, M. (2004). Deep-sea explosive activity on the Mid-Atlantic Ridge near 34°50′N: a stable isotope (C, H, O) study. Chemical Geology, 211(1-2), 159–175. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.029

Plank, T., & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology, 145(3-4), 325–394. http://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2

Poinar, K. (2012). The Carbon Cycle in the Mantle.

Posgay, K., Albu, I., Petrovics, I., & Raner, G. (1981). Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. Earth Evol. Sci., 1 (3/4), 272–279.

Praus, O., Pěčová, J., Petr, V., Babuška, V., & Plomerová, J. (1990). Magnetotelluric and seismological determination of the lithosphere-asthenosphere transition in Central Europe. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 60(1-4), 212–228. http://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90262-V

Richet, P., Whittington, A., Holtz, F., Behrens, H., Ohlhorst, S., & Wilke, M. (2000). Water

and the density of silicate glasses. Contributions to Mineralogy and Petrology, 138(4), 337–347. http://doi.org/10.1007/s004100050567

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Review in Mineralogy, 12.

Roggensack, K. (1997). Explosive Basaltic Volcanism from Cerro Negro Volcano: Influence of Volatiles on Eruptive Style. Science, 277(5332), 1639–1642. http://doi.org/10.1126/science.277.5332.1639

Roggensack, K. (2001). Sizing up crystals and their melt inclusions: A new approachto crystallization studies. Earth and Planetary Science Letters, 187, 221–237. http://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00269-2

Saal, A. E., Hauri, E. H., Langmuir, C. H., & Perfit, M. R. (2002). Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle. Nature, 419(6906), 451–5. http://doi.org/10.1038/nature01073

Sano, Y., & Marty, B. (1995). Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. Chemical Geology, 119(1-4), 265–274. http://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00097-R

Shcheka, S. S., Wiedenbeck, M., Frost, D. J., & Keppler, H. (2006). Carbon solubility in mantle minerals. Earth and Planetary Science Letters, 245(3-4), 730–742. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.036

Sherwood Lollar, B., Ballentine, C. J., & Onions, R. K. (1997). The fate of mantle-derived carbon in a continental sedimentary basin: Integration of relationships and stable isotope signatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(11), 2295–2307. http://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00083-5

Shishkina, T. a., Botcharnikov, R. E., Holtz, F., Almeev, R. R., & Portnyagin, M. V. (2010). Solubility of H2O- and CO2-bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500MPa. Chemical Geology, 277(1-2), 115–125. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.07.014

Sisson, T., & Bronto, S. (1998). Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. Nature, 391, 883–886.

Sleep, N. H., Zahnle, K. J., & Neuhoff, P. S. (2001). Initiation of clement surface conditions on the earliest Earth. Proc. Nat. Acad. Sci., 98, 3666–3672.

Spakman, W. (1990). Tomographic images on the upper mantle below Europe and the Mediterranean. Ter. Nova, 2, 542–553.

Span, R., & Wagner, W. (1996). A New Equation of State for Carbon Dioxide Covering the Fluid Region from the Triple-Point Temperature to 1100 K at Pressures up to 800 MPa. J. Phys. Chem., 25(6), 1509–1596.

Staudigel, H., Hart, S. R., Schmincke, H.-U., & Smith, B. M. (1989). Cretaceous ocean crust at DSDP Sites 417 and 418: Carbon uptake from weathering versus loss by magmatic outgassing. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53(11), 3091–3094. http://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90189-0

Stephant, A., Remusat, L., Thomen, A., & Robert, F. (2014). Reduction of OH contamination in quantification of water contents using NanoSIMS imaging. Chemical Geology, 380, 20–26. http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.04.018

Sterner, S. M., & Pitzer, K. S. (1994). An equation of state for carbon dioxide valid from zero to extreme pressures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117, 362–374.

Streckeinsen, A. (1975). To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, 12, 1–33.

Szabó, C., Falus, G., Zajacz, Z., Kovács, I., & Bali, E. (2004). Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. Tectonophysics, 393(1-4), 119–137. http://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.031

Szabo, C., Harangi, S., & Csontos, L. (1992). Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. Tectonophysics, 208, 243–256.

Szabo, C., Harangi, S., Vaselli, O., & Downes, H. (1995). Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region. ACta Vulcanologica, 7(2), 231–239.

Szabó, C., Hidas, K., Bali, E., Zajacz, Z., Kovács, I., Yang, K., … Török, K. (2009). Melt-wall rock interaction in the mantle shown by silicate melt inclusions in peridotite xenoliths from the central Pannonian Basin (western Hungary). Island Arc, 18(2), 375–400. http://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00672.x

Szabo, C., Kovacs, I., Dégi, J., Kothay, K., Torok, K., Hidas, K. K., … Berkesi, M. (2010). From maars to lava lakes: Ultramafic and granulite xenoliths associated with the alkaline basaltic volcanism of the Pannonian Basin. In Mineralogica-petrographica field guide series (Vol. 13, pp. 1–32).

Tašárová, A., Afonso, J. C., Bielik, M., Götze, H.-J., & Hók, J. (2009). The lithospheric structure of the Western Carpathian–Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modelling. Tectonophysics, 475(3-4), 454–469. http://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.003

Thrasher, J., & Fleet, A. J. (1995). Predictive the risk of carbon dioxyde pollution in petroleum reservoirs. In Grimalt, J.O., Dorronsoro, C. (Eds.), Organic Geochemistry: Developments and Applications to Energy, Climate, Environment and Human History, Proceedings of the 17th International Meeting on Organic Geochemistry, San Sebastian, Spain (pp. 1086–1088).

Walker, J. A., Roggensack, K., Patino, L. C., Barry, C. I., & Otoniel, M. (2003). The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone. Contribution to Mineralogy and Petrology, 146, 62–77. http://doi.org/10.1007/s00410-003-0482-x

Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140(1-3), 217–240. http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.023

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., & Balogh, K. (2007). 40Ar/39Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 164(4), 193–204. http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009

Wycherley, H., Fleet, A., & Shaw, H. (1999). Some observations on the origins of large volumes of carbon dioxide accumulations in sedimentary basins. Marine and Petroleum Geology, 16(6), 489–494. http://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00047-1

Youxue Zhang, & Zindler, A. (1993). Distribution and evolution of carbon and nitrogen in Earth. Earth and Planetary Science Letters, 117(3-4), 331–345. http://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90088-Q

4 La microtomographie, une nouvelle approche dans l'étude pétrographique des roches mantelliques

4.1 Principe de la microtomographie par rayons X

La micro-tomographie X permet d'analyser la microstructure interne de différents types de matériaux. Elle est basée sur la détection de l'atténuation ou du déphasage d'un faisceau de rayons X transmis à travers un échantillon. La tomographie par rayons X est une méthode non destructive permettant d'obtenir l'image en trois dimensions (3D) d'un objet. L'échantillon est placé dans un faisceau de rayons X et dans différentes positions angulaires (α). Pour chaque position, le faisceau de rayons X transmis est enregistré par un détecteur. L'ensemble des radiographies obtenues sont ensuite compilées et une image 3D est reconstruite mathématiquement. L'absorption ou atténuation des rayons X dans un échantillon homogène dépend principalement du numéro atomique moyen, de la densité du matériau (ρ) et des caractéristiques de la source de rayons X ; elle suit la loi de Beer-Lambert :

$$I(h) = I_0 . e^{-\mu h}, (1)$$

Avec, I(h) l'intensité mesurée par le détecteur, I_0 l'intensité du faisceau incident de rayons X, h l'épaisseur de l'échantillon, et μ le coefficient d'absorption du matériau, qui dépend principalement de sa composition chimique et de sa densité.

Pour les échantillons hétérogènes (ex. : xénolite mantellique), chaque pixel de la radiographie prise à un angle (α) spécifique, est un enregistrement de l'absorption totale le long du chemin pris par le faisceau (L) avec une absorption locale μ variant comme une fonction de la position du pixel (x) et de l'angle (α). μ est donné par l'équation suivante :

$$\ln \frac{I(L,x)}{I^{\circ}(\alpha)} = -\int_0^L \mu(x,\alpha)dx. (2)$$

En utilisant les algorithmes appropriés (Herman 1980; Kak & Slaney 1988), la valeur locale de μ peut être calculée pour chaque voxel à l'intérieur du volume étudié. La valeur de μ dépend de la densité du matériau (ρ) et du coefficient d'atténuation de masse (μ/ρ) (Cnudde & Boone 2013). Les μ/ρ sont des valeurs définies et dépendante de l'énergie du faisceau. La connaissance du μ/ρ ne permet une identification du matériau ou une détermination de sa densité, seulement si un des deux paramètres est connu à l'avance. Cependant, cette détermination n'est possible que si le faisceau de rayons X est monochromatique (synchrotron).

4.2 Les applications en géosciences

La tomographie à rayons X devient de plus en plus courante en géosciences pour l'imagerie d'échantillons géologiques à conditions ambiantes (Ketcham & Carlson 2001; Rivers et al. 2004; Lesher et al. 2009). Les applications actuelles incluent par exemple les études (1) de porosité complexe et géométrie de pores dans des réservoirs de carbonates (Purcell et al. 2009), (2) d'interactions fluide-roche (PyrakNolte, L.J., Montemagno & Nolte 1997; Purcell et al. 2009; Wennberg et al. 2009), (3) de détermination des propriétés de niveau de permafrost (Calmels & Allard 2009), (4) d'analyse de minerais (Godel 2013), (5) d'analyse d'inclusions dans des diamants (Parisatto et al. 2012), (6) d'analyse de la distribution de liquide magmatique dans des péridotites mantelliques (Zhu et al. 2011), ainsi que de nombreux autres sujets en géosciences.

4.3 Microtomographie à rayon X de laboratoire, une approche préliminaire

Des analyses par microtomographie de laboratoire à rayons X ont été menées à IFP Energies nouvelles, sur les échantillons de péridotites mantelliques décrient dans le chapitre précédent. Ces analyses ont servies d'approche préliminaire à l'analyse par synchrotron, dans le but d'étudier la pétrographie des fluides dans les xénolites.

4.3.1 Description de la méthode d'acquisition

Des analyses visant à quantifier les volumes des fluides dans les xénolites mantelliques ont été effectués à IFP Energies nouvelles sur le microtomographe Nanotom en utilisant le logiciel Phoenix DatosX 2. Ces analyses ont été menées sur des plugs de 4 mm de diamètre. Ce diamètre a été choisi afin d'obtenir la meilleure résolution spatiale possible tout en gardant des volumes d'échantillon représentatifs. Nous avons sélectionné ce diamètre aux vues des tailles des minéraux des péridotites (<4 mm de manière générale) et pour être sûr d'avoir plusieurs grains échantillonnés (et donc des joints de grains) sur la largeur du plug.

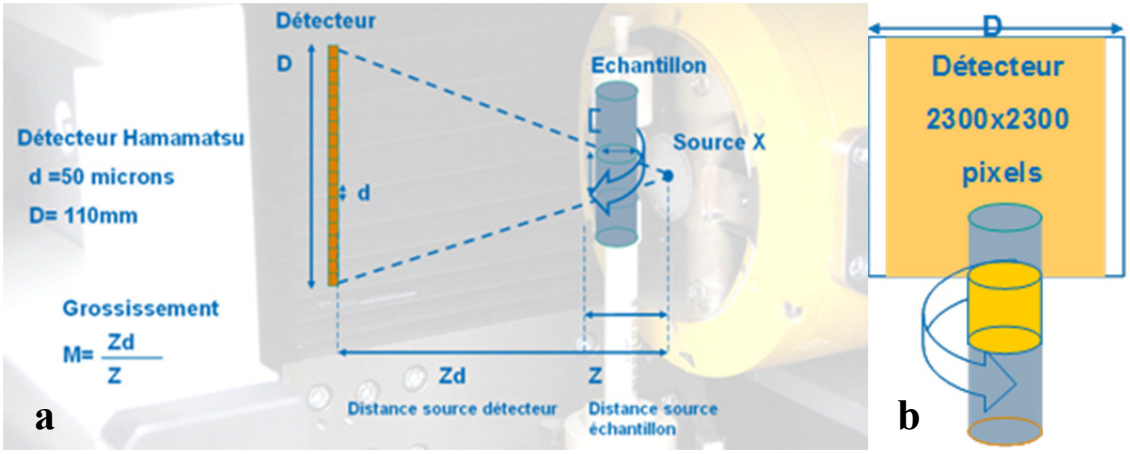


Figure 31 : a- Microtomographe Nanotom, schéma de la localisation de l'échantillon en face du détecteur ; b- Centrage de l'échantillon par rapport au détecteur.

Les positions relatives du détecteur et de l'échantillon fixent le grossissement et donc la taille du pixel sur l'image radiographiée de l'objet. Plus le détecteur est proche de l'objet (distance mini =200mm), meilleur sera le rapport signal/bruit (Figure 31). Plus l'objet sera près de la source, plus la taille du pixel sera réduite (meilleure résolution sur les images finales). Mais la distance minimum entre la source et le centre de l'échantillon dépend de la taille de l'objet. La taille du voxel et la résolution associée sont donc directement corrélés à la taille de l'échantillon. Les conditions ne seront donc pas les mêmes suivant la taille de l'objet et la résolution requise. Sur un plug de 4mm, la résolution obtenue sur le Nanotom est de 3µm par pixel.

Le centrage de l'échantillon est primordial dans l'analyse par microtomographie. Si l'échantillon sort de la fenêtre d'analyse lors de sa rotation, cela peut engendrer des défauts de reconstruction. Il est donc très important de vérifier son centrage avant chaque analyse, et donc de disposer d'un dispositif de porte échantillon bien adapté. Afin de prévenir tout défaut de centrage d'échantillon, nous avons développé au cours de cette thèse un système de préparation des échantillons qui est décrit sur la Figure 32.

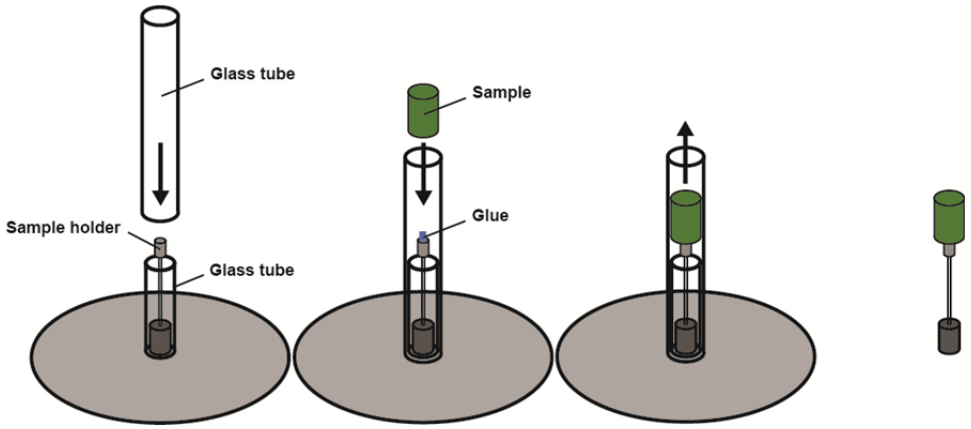


Figure 32 : Illustration du système de préparation et centrage des échantillons, développé au cours de cette thèse pour les analyses par microtomographie à rayons X.

Une vue 3D de l'échantillon est obtenue en utilisant le microtomographe Nanotom de haute résolution du fabricant PHOENIX X-Ray, installé à IFP Energies nouvelles. Les projections 2D sont obtenues par la rotation de l'échantillon sur 360° avec un pas de rotation de 0,2°. Les paramètres durant l'acquisition sont un voltage de 90kV dans le tube et un courant de 170 µA. Le détecteur est un détecteur Hamamatsu plat (110 mm x 110 mm) composé d'une grille de 2000 x 2000 pixels. La distance source-échantillon est de 12 mm et la distance source-détecteur est de 200 mm, permettant une résolution de 3 µm (pixel size). Chaque acquisition génère 1800 fichiers « .tiff » qui sont utilisés pour la reconstruction numérique des données volumétriques. Le volume reconstruit est de 1000 x 1000 x 800 pixels. La reconstruction utilise un algorithme de faisceau en cône (PHOENIX algorithm). Les effets de durcicement de faisceau sont corrigés en utilisant un filtre en cuivre de 0.1 mm d'épaisseur et en appliquant une correction mathématique durant les processus de reconstruction.

Le but de ces investigations tomographiques est de récupérer les informations 3D. Différents traitements ont été faits après reconstruction par l'utilisation des logiciels ImageJ® et Avizo®.

Premièrement, les volumes 3D sont ouverts sous image J® et un histogramme du volume est calculé. Cet histogramme (Figure 33) donne une première approximation de la composition modale du xénolite étudié. Cependant, la figure Figure 33 montre que dans certains échantillons (ex. : FT12) les clinopyroxène et olivines peuvent être difficile à distinguer tout comme les verres et les orthopyroxènes. Pour résoudre ce problème, une étude statistique a été menée et 10 volumes de chaque phase ont été mesurés afin d'obtenir les histogrammes moyens et les seuils (minimum et maximum) de chaque phase. La compilation

des histogrammes de chaque phase est illustrée dans la Figure 33 pour les échantillons SZB51 et FT12. The seuillage ainsi déterminés seront très utiles pour l'étape suivante de segmentation par l'utilisation du logiciel de traitement d'image Avizo®.

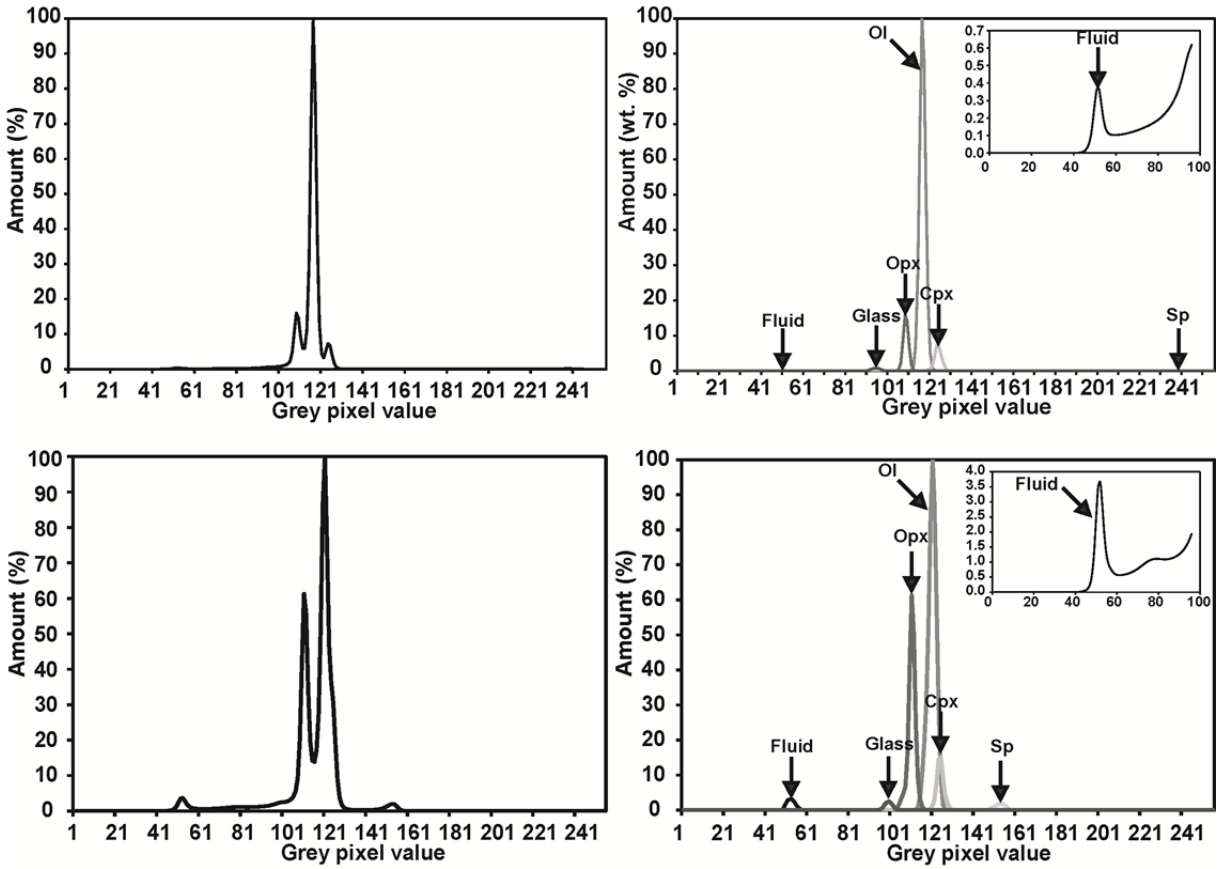


Figure 33 : Histogrammes et histogrammes déconvolués après définitions des seuillages de chaque phase. La partie supérieure représente les histogrammes de l'image 3D obtenue sur l'échantillon SZB51 par microtomographie à rayons X synchrotron ; la partie inférieure représente les histogrammes de l'image 3D obtenue sur l'échantillon FT12 par microtomographie à rayons X synchrotron.

Une fois les seuillages déterminés, les volumes 3D sont ouverts avec Avizo®. Chaque phase est alors séparée des autres à l'aide des seuillages définis sur Image J®. Les observations du scientifique/utilisateur montrent alors que les statistiques ne permettent pas de définir les seuillages optimaux ; cependant, ces seuillages donnent une bonne base de départ pour la segmentation. Les observations du scientifique vont alors permettre l'ajustement des seuillages (minimum et maximum). La Figure 34 montre les estimations optimales ainsi que les estimations de variabilité liées aux interprétations du scientifique.

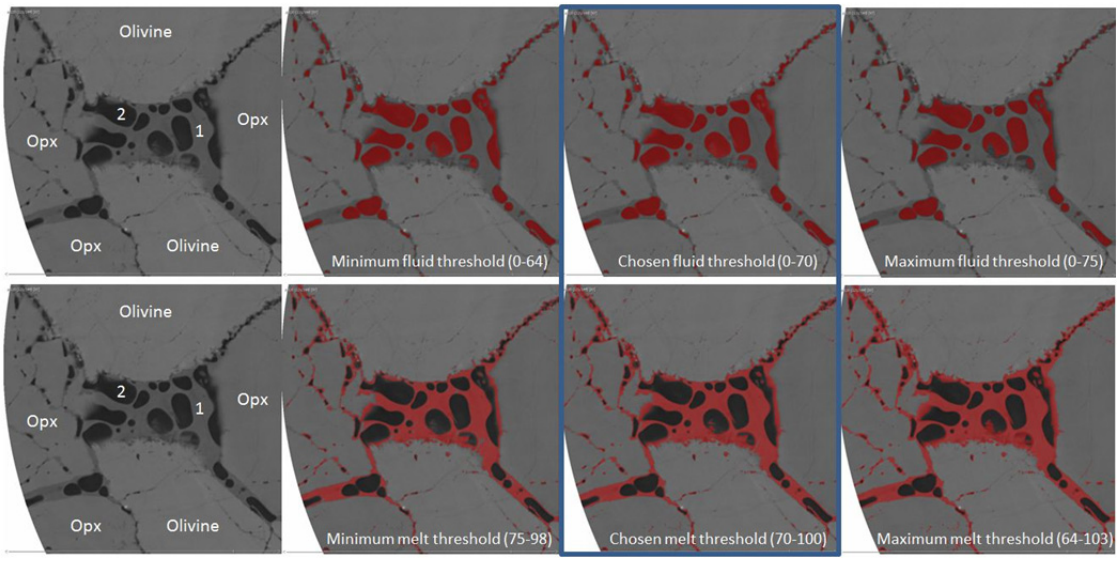


Figure 34 : Estimation des seuillages optimaux et estimations de variabilité liées aux interprétations du scientifique. Partie supérieure, seuillage de la phase fluide ; partie inférieure, seuillage de la phase verre.

Lorsque les seuillages sont bien définis, les volumes de chaque phase peuvent alors être séparés et définis. La procédure Avizo® utilisée pour cela est :

- Créer un nouveau *label*
- Créer de nouveaux *layers* dans ce label
- Chaque *layers* va représenter une phase grâce à l'outil de seuillage nommé *Threshold tool* (ex. : Layer 1: gaz, Layer 2: verre, Layer 3: minéraux).

Cette segmentation seule, ne permet pas d'obtenir le vrai volume de chaque phase. Un traitement post-segmentation est nécessaire avant de les obtenir. Ce traitement consiste majoritairement en la correction d'artéfact en cercle (ring artefacts) dû à des défauts de scintillateur ou à un durcicement de faisceau lors de la traversé de l'échantillon. Ces cercles présentent de faux niveaux de gris que le scientifique se doit de corriger pour avoir la meilleure estimation de volume possible. Pour cela, il peut utiliser différents outils tels que le *Magic wand* pour sélectionner la zone, le *Growing* ou *Shrinking region* pour étendre ou réduire la zone selectionnée et le *Add* ou *Remove* pour ajouter ou enlever la zone sélectionnée à une phase.

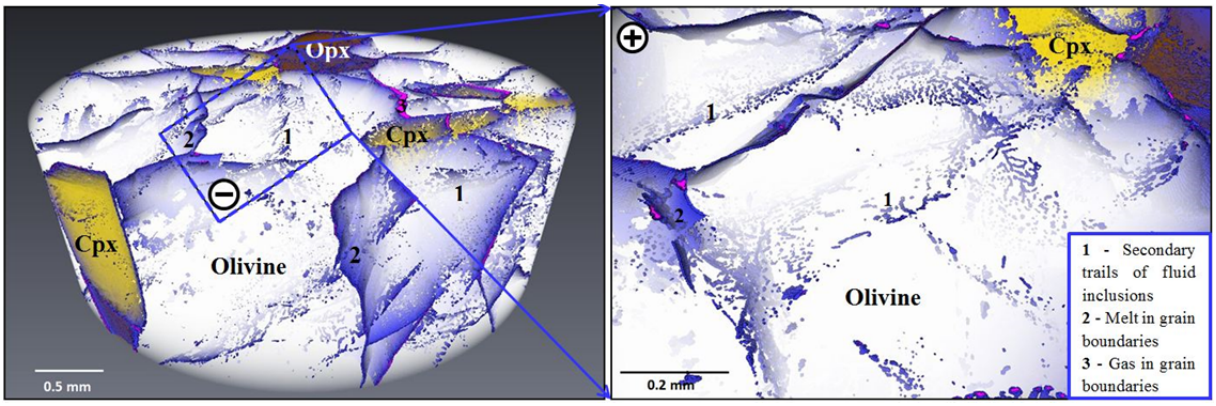


Figure 35 : Visualisation 3D du volume de SZB51, après traitement sur Avizo®

Une fois le traitement terminé, le volume peut être observé avec l'outil *Volume rendering* et le volume de chaque phase peut-être obtenu grâce à l'outil *Matérial statistic* (Figure 35). Une étude complémentaire de la distribution statistique des volumes pourra également être faite en utilisant les outils *Generate surface* et *Surface view*.

4.3.2 Résultats obtenus et comparatif de méthode

Comme décrit dans le chapitre *Le carbone dans le manteau sous Pannonien*, la microtomographie à rayons X permet d'avoir de nombreuses informations sur la structure interne des xénolites mantelliques. En effet elle permet, d'étudier la texture des roches, définir la composition modale (détermination des volumes de chaque phase minérale), d'observer des processus tels que la déstabilisation de minéraux (ex. : amphibole) ou la cristallisation secondaire, d'observer les chemins de migrations des fluides ou encore, de quantifier les volumes des phases verres et fluides qui nous intéressent particulièrement dans ces travaux de thèse.

Cependant, contrairement à la microtomographie à rayon X par synchrotron, la microtomographie de laboratoire à de plus grandes limitations liées à (1) sa résolution spatiale et (2) sa résolution en densité.

La résolution spatiale obtenue sur les plugs de 4mm par microtomographie X de laboratoire est de 3 µm contrairement à celle obtenue par synchrotron qui est de 1.24 µm (Figure 36). La plus faible résolution spatiale obtenue par microtomographie de laboratoire entraine des limitations sur la dimension minimale des phases identifiables. Par ailleurs, de plus grands effets de volumes partiels (artéfact lié à la présence d'une transition de phase à

l'intérieur d'un même voxel) seront à l'origine de plus grandes incertitudes sur l'estimation des volumes de phase.

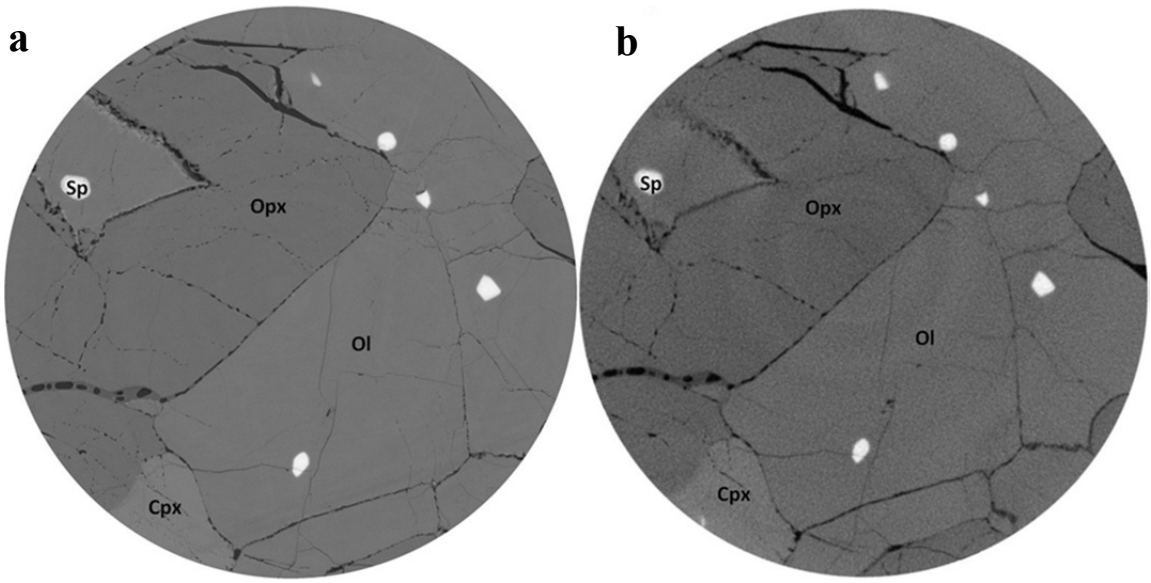


Figure 36: Exemple d'images tomographiques obtenues sur la peridotite SZB51. a – microtomographie par synchrotron; b- microtomographie de laboratoire.

La résolution en densité, et plus particulièrement la notion de mesure de densité quantitative dépend de la monochromaticité du faisceau de rayons X. Les microtomographes de laboratoire sont toujours équipés de sources polychromatiques, limitant les aspects qualitatifs et quantitatifs sur les densités.

Une comparaison des volumes des phases « verre » et « fluide » a été faite entre les deux méthodes de microtomographie.

La Figure 37 présente la comparaison entre la microtomographie de laboratoire et la microtomographie synchrotron. Les volumes obtenus pour les verres et les vésicules + inclusions fluides par les deux méthodes sont corrélés avec un rapport proche de l'unité. Cette très bonne corrélation valide l'homogénéité dans les choix de segmentation de phase lors du traitement d'image sur les deux méthodes.

On observe également que les barres d'erreurs associées aux volumes obtenus en laboratoire sont plus grandes que celles des volumes obtenus au synchrotron. Ceci s'explique notamment par de faibles écarts de niveaux de gris entre différentes phase. Par exemple, avec le Nanotom, les orthopyroxènes ont régulièrement des niveaux de gris équivalents à ceux des verres, ce qui implique un travail de segmentation plus aléatoire, et des incertitudes plus grandes sur les quantifications de volume de phase.

Les volumes déterminés par microtomographie par synchrotron sont légèrement plus élevés que ceux définis en laboratoire (~17%, Figure 37). Cette différence s'explique principalement par un manque de résolution spatiale en microtomographie de laboratoire. En effet, un volume ne va pouvoir être quantifié que s'il équivaut à un minimum de 3 voxels. Un voxel correspond à un volume de 2.05 μm^3 au synchrotron (L = 1.27 µm ; l = 1.27 ; h = 1.27) et de 9 μm^3 (L = 3 µm ; l = 3 µm ; h = 3 µm) en laboratoire. De ce fait les volumes minimum segmentables seront de 6.2 μm^3 au synchrotron et de 27 μm^3 en laboratoire. Cette importante différence va avoir des effets notables sur les plus petits volumes quantifiés. De ce fait, les inclusions fluides (en très large abondance) ne pourront pas être quantifiées par microtomographie de laboratoire alors que la quantification sera possible par microtomographie synchrotron (en considérant la taille moyennes des inclusions fluides à ~10-15 µm de diamètre). De plus, plus la résolution spatiale sera faible, plus les effets de volumes partiels seront importants ; ceci peut donc également influencer l'erreur de 17% observée.

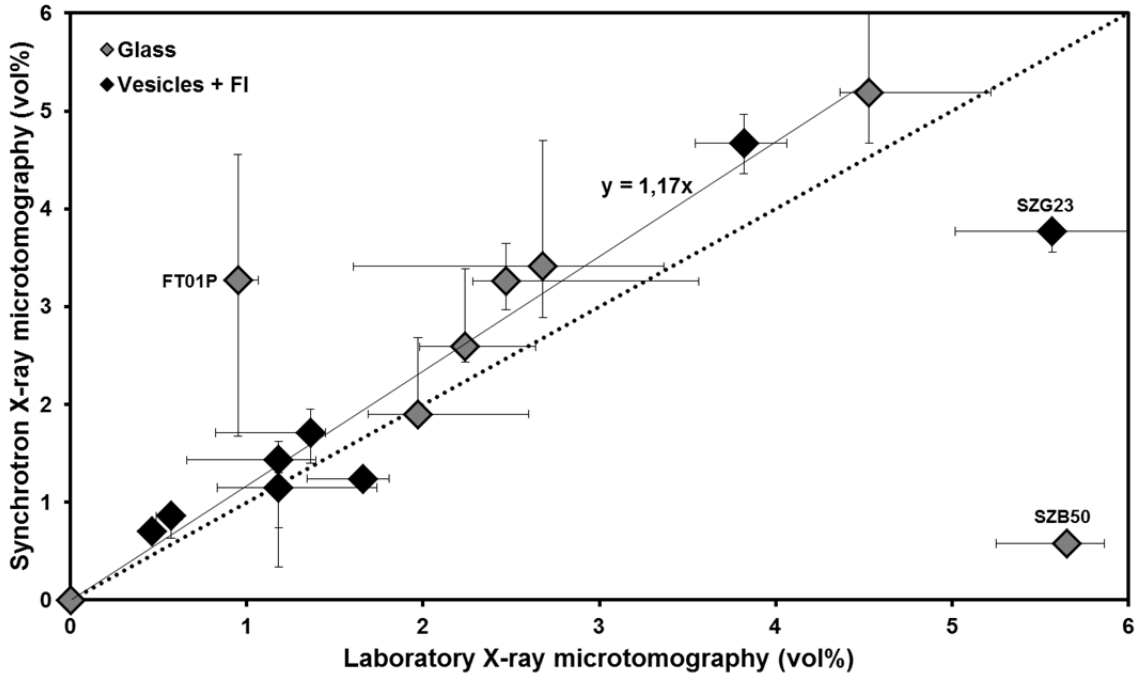


Figure 37 : Graphique de comparaison entre les estimations de volumes des phases « verre » et « fluide » obtenues par microtomographie de laboratoire et celles obtenues par synchrotron.

Trois échantillons sont en dehors de la corrélation (FT01P glass, SZB50 glass et SZG23 vesicles + FI). La résolution et le lien direct entre les niveaux de gris et les densités des phases obtenues par synchrotron grâce au faisceau monochromatique nous poussent à

favoriser les données obtenues par cette méthode. Suivant cela, les quantités de verre de FT01P semblent largement sous estimées par la microtomographie de laboratoire. A l'inverse, les volumes de verre de SZB50 et de vésicules + inclusions fluides de SZG23 sont quant à eux surestimés à largement surestimés pour SZB50. A l'heure actuelle aucune explication ne peut être donnée quant à la variabilité des résultats obtenus entre les deux méthodes de microtomographie sur ces 3 points.

La forte brillance des radiations synchrotron implique une nette supériorité en terme de résolution spatiale et de ratio signal/bruit (Baruchel et al. 2006), mais le nombre limité d'installation synchrotron et le coût élevé des analyses, diminue l'accessibilité. La microtomographie à rayons X de laboratoire est quant à elle plus accessible mais a plus de limitations en résolution. La microtomographie de laboratoire est donc un outil important pour une approche préliminaire 3D des échantillons avant analyse synchrotron mais reste limitée dans ses applications notamment par le manque de résolution spatiale et en densité.

5 Source du CO_2 dans le Bassin Pannonien

Le Bassin Pannonien est une province pétrolière mature, qui a été intensément explorée et faisant l'objet d'activité de production pétrolière et gazière depuis le début des années 1930 (Dolton 2006). En Hongrie, plus de 5200 puits d'exploration ont été forés avant les années 1990 (Kókai 1994), entrainant une connaissance accrue des fluides piégés dans les différents sous bassins du Bassin Pannonien. La présence de CO_2 en quantité importante dans les champs de gaz a été identifiée assez tôt au cours de l'exploration du bassin, et initialement associée à la décomposition thermique des carbonates du socle (Clayton et al. 1990), notamment dans les sous-bassins de Bekes et de Zala. Certains champs de gaz dans ces bassins, notamment à faible profondeur en bordure des hauts structuraux du socle, peuvent ne contenir que du CO_2 (Clayton et al. 1990). Les premiers travaux impliquant l'analyse isotopique des gaz rares dans les années 90 (Sherwood Lollar et al. 1997; Ballentine 1997; Ballentine et al. 1991) montrent de manière indiscutable l'origine mantellique du CO_2 présent dans une majorité de champs de la Little et de la Great Hungarian Plain. Ces travaux montrent également l'importance localisée de sources crustales de CO_2 (Sherwood Lollar et al. 1997). Martel et al. (1989) ont également montré l'existence d'un flux mixte d'hélium mantellique et crustal balayant l'essentiel du Bassin Pannonien, enregistré par l'abondance et la composition isotopique de l'He des grands aquifères de la Great Hungarian Plain. L'association systématique de l'^{3}He et du CO_2 dans les gisements de gaz, en proportion typiquement mantelliques, et les flux remarquables d'^{3}He dans les aquifères sont autant d'argument en faveur d'un balayage de la lithosphère Pannonienne par des éléments volatils mantelliques. Ces observations géochimiques sont en accord avec la présence d'un fort flux de chaleur au niveau du bassin Pannonien, lié à la faible épaisseur de la Lithosphère, ainsi que de la longue histoire volcanique ayant perdurée durant l'essentiel du Néogène (Huismans et al. 2002).

Afin de conforter ces travaux, nous avons souhaité compléter les données géochimiques existantes sur les sources mantelliques des fluides dans le bassin Pannonien par l'analyse d'aquifères riches en gaz connus dans notre zone d'étude de Bakony-Balaton. En effet, une quantité importante de résurgences d'eau chargée en CO_2, de sources thermales et d'aquifères exploités pour la mise en bouteille d'eau gazeuse offrait une bonne opportunité pour l'étude des flux de CO_2 dans cette zone non investiguée par les études antérieures. Ces travaux très préliminaires sur la géochimie de ces différents fluides visant à définir la contribution mantellique des flux de CO_2 affectant actuellement le BBHVF.

5.1 Traçage du CO_2

Pour étudier la source du carbone il est primordial de connaître la nature de ses phases porteuses et sa composition isotopique dans les différents réservoirs terrestres.

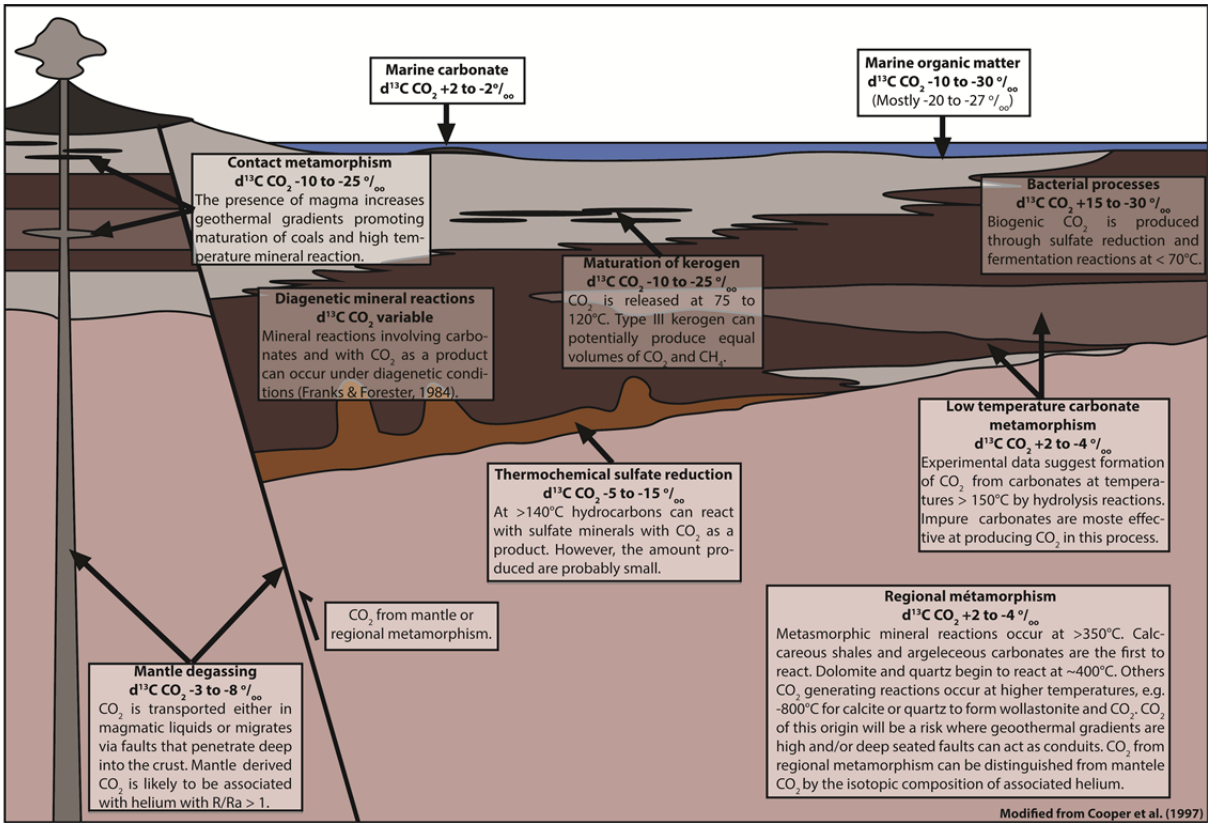


Figure 38 : Sources potentielles du CO_2 en sub-surface. Source : [Cooper et al. 1997]

Les compositions isotopiques ($\delta^{13}C$) en carbone des différents réservoirs terrestres sont comprises entre -115 ‰ et 25 ‰ (Figure 39). L'isotopie du carbone permet, dans la plupart des cas, de discriminer les sources organiques des sources inorganiques (Cooper et al. 1997). Les sources organiques sont majoritairement associées au CO_2 provenant (1) de processus biogéniques, (2) du craquage thermique du kérogène et (3) de la réduction thermochimique des sulfates ; alors que les sources inorganiques sont quant à elles associées (1) au dégazage du manteau terrestre, (2) aux réactions minérales associées au métamorphisme et (3) aux réactions diagénétiques des phases minérales (Figure 38 ; Cooper et al., 1997).

A l'échelle inorganique, la composition isotopique du carbone est peu discriminante et donc insuffisante à elle seule pour connaître la source du carbone. Par exemple, un $\delta^{13}C$ de -5‰ pourra être lié à une source mantellique, métamorphique ou diagénétique (crustale), qui sont les trois sources principales de carbone intéressant cette étude.

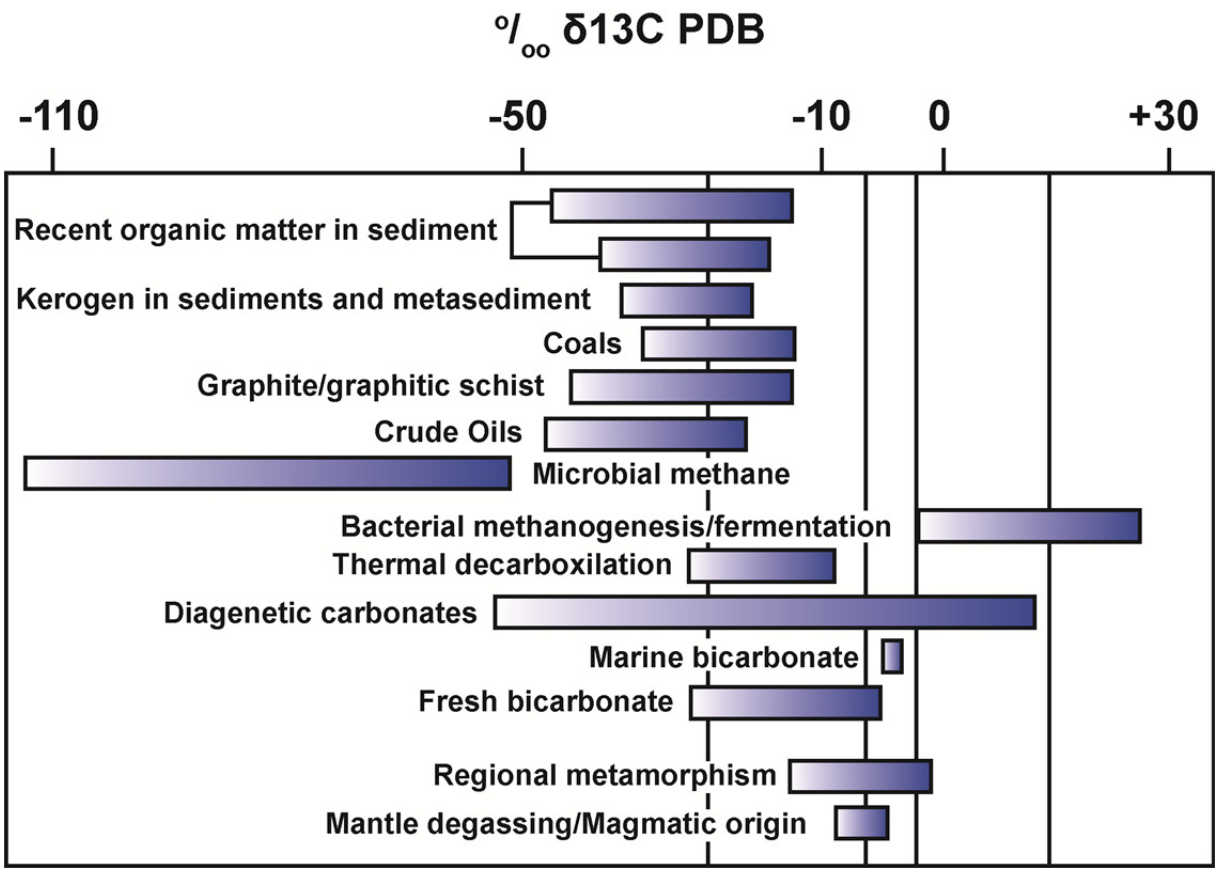


Figure 39 : Variations des compositions en $\delta^{13}C$ des différents réservoirs de carbone terrestre

Une discrimination entre les sources mantellique et crustale du CO_2 inorganique est possible grâce à l'isotopie de l'hélium couplée à celle du carbone. En effet, l'He a seulement deux isotopes, l'^{3}He et l'^{4}He, le premier étant traceur d'une origine mantellique des éléments volatils.

L'^{3}He est très peu abondant par rapport à l'^{4}He, de ce fait, il est devenu courant d'utiliser le rapport isotopique d'He de l'échantillon, normalisé à celui de l'atmosphère :

$$R/Ra = (^3He/^4He)_{éch} / (^3He/^4He)_{atm} \qquad \text{Avec } Ra = 1{,}386.10^{-6} \text{ (atmosphère)}$$

L'^{3}He provient essentiellement de la nucléosynthèse primordiale aux premiers instants de l'Univers, alors que l'^{4}He est majoritairement d'origine radiogénique dans le manteau et entièrement d'origine radiogénique dans la croûte. L'^{4}He est le produit de la désintégration radioactive de l'Uranium (U), du Thorium (Th) et dans une moindre abondance du Samarium (Sm) (Moreira 2013). Il résulte de cela que le rapport R/Ra varie fortement entre les différents réservoirs terrestres. Les sources mantelliques ont un R/Ra >> 1, reflétant un héritage d'^{3}He primordial (formation de la Terre). Une source crustale aura un R/Ra << 1, reflétant la nature

« dégazée » de la croûte (qui est le produit de la fusion du manteau), et sa forte teneur en éléments radioactifs père de l'^{4}He (U, Th). Le rapport isotopique de l'hélium ne se fractionne pas lors des processus de fusion/cristallisation, ce qui fait donc de cet élément un bon traceur de source dans les processus magmatiques (Figure 40).

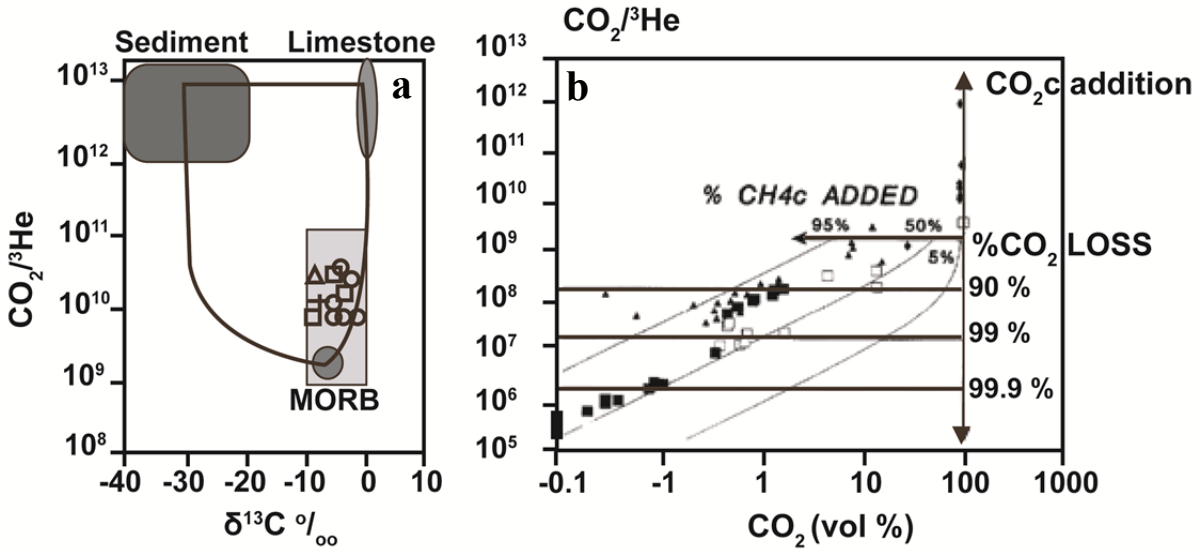


Figure 40 : Evolution du rapport $CO_2/^3He$ en fonction de : a- $\delta^{13}C$ et b- CO_2.
Sources : [a - Sano & Marty 1995; b- Sherwood Lollar et al. 1997]

Dans ce chapitre, on se propose d'étudier les gaz échantillonnés sur 4 captages d'aquifère de le BBHVF afin de déterminer la source du CO_2 présent dans cette zone du Bassin Pannonien. Pour ce faire, des analyses de la composition des gaz, de l'isotopie du carbone et des teneurs et isotopie en gaz rares ont été effectuées.

5.2 Échantillonnage des gaz d'aquifères

Pour notre étude, nous avons échantillonné les gaz associés à des aquifères peu profonds dans 4 zones : Balantonfured, Badacsonyors et Kekkut (2 différents puits pour la zone de Kekkut), en bordure Nord du Lac Balaton (Figure 27). Ces captages correspondent à des résurgences naturelles (Balatonfured) ou à 3 puits de captage d'aquifères riches en gaz et exploités pour la mise en bouteille (Badacsonyors, Kekkut 1 & 3).

L'échantillonnage s'est fait par un dispositif de dégazage des eaux en système fermé directement sur le site de prélèvement (Figure 41).

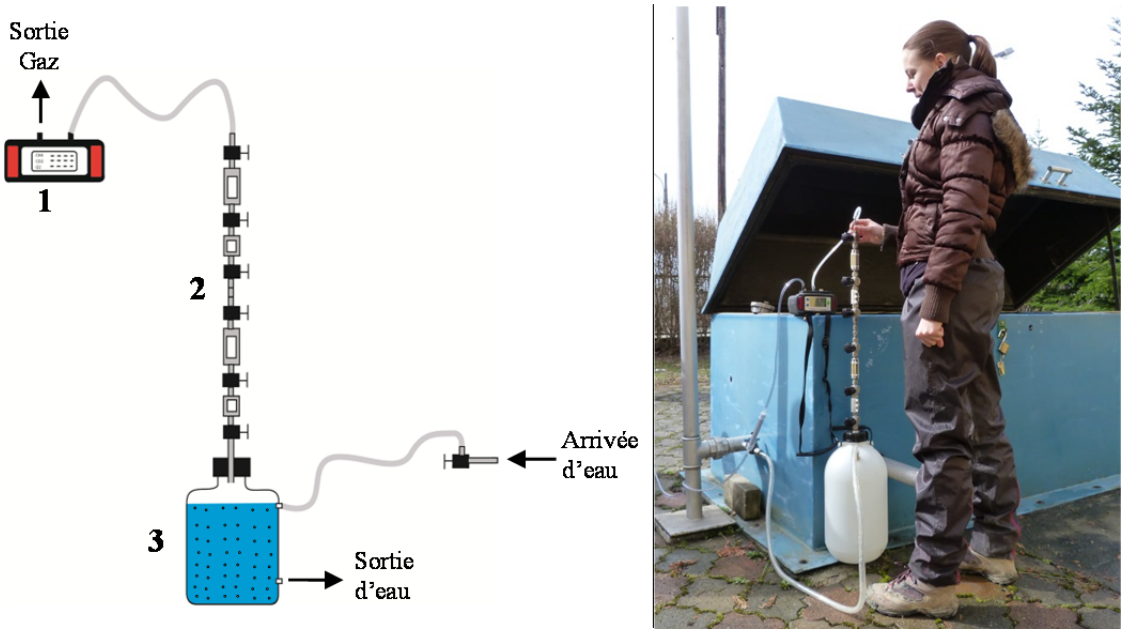


Figure 41 : Systèmes d'échantillonnages des gaz d'aquifères
1-Détecteur de Gaz, 2-Tube d'échantillonnage des gaz, 3-Bouteille de séparation eau/gaz

Le protocole d'échantillonnage est le suivant :

On introduit l'eau gazeuse dans la bouteille qui est initialement remplie d'air. Le flux d'eau entrant dans la bouteille va chasser l'air par les tubes d'échantillonage, tout en dégazant et en remplaçant le volume gazeux par les gaz initialement dissous dans l'eau. Un ciel de gaz provenant de l'eau va se former dans la bouteille, qui pourra être collecté dans les tubes échantillons. Afin de réduire au maximum la composante résiduelle en air dans le ciel de gaz, un régime continu de circulation d'eau dans la bouteille est atteint en équilibrant la quantité d'eau sortant de la bouteille par l'ajustement de la vanne de sortie. Le gaz s'accumulant dans le ciel de gaz est progressivement évacué par les tubes d'échantillonage afin de chasser tout air résiduel. Afin de suivre la diminution de la concentration en air et l'augmentation de la concentration en gaz dissous dans le ciel de gaz du séparateur, nous utilisons un détecteur directement relié à la sortie des tubes d'échantillonnage. La diminution d'O_2 et l'augmentation de CO_2 sont les marqueurs du balayage de l'air par le gaz. L'O_2 peut ne pas diminuer jusqu'à 0%, dans ce cas-là, on considère que l'O_2 est naturellement présent dans le gaz si sa concentration reste stable malgré le balayage. Lorsque tout l'air a été balayé, il faut piéger les gaz dans les tubes d'échantillonnage. Il est important de piéger le gaz avec une pression maximale afin de faciliter les futures analyses en laboratoire. Le gaz a été pressurisé

(1,5 bars max) dans les tubes en jouant sur l'effet piston du flux d'eau dans la bouteille en maintenant le tube fermé à sa sortie.

Les tubes d'échantillonnage de gaz sont constitués de cylindres en inox isolés par des vannes en inox à obturation par pointeaux en Polychlorotrifluoroéthylène conçues pour résister aux hautes pressions. L'étanchéité des tubes au vide et en pression est vérifiée au laboratoire avant leur envoi en mission. Une fois ramenés au laboratoire, ces tubes sont analysés successivement par chromatographie en phase gazeuse, puis sur une ligne d'analyse des gaz rares. Un aliquote est également prélevé afin d'être analysé par GC-C-IRMS pour mesurer la composition isotopique du carbone du CO_2.

5.3 Techniques analytiques utilisées

5.3.1 Le GC-C-IRMS

La mesure de $\delta^{13}C$ réalisée par couplage GC-C-IRMS (chromatographie en phase gazeuse couplée à de la spectrométrie de masse de rapport isotopique) est identique à celle proposée par Jeandel et al. (2010). Les molécules présentes dans le mélange gazeux (CO_2 et hydrocarbures de C1 à C5) sont séparées par une colonne Porabond Q de 27,5 m de long, de 0,32 mm de diamètre interne, de 0,45 mm de diamètre externe et d'épaisseur de film polymère de 10 µm. Après séparation, les hydrocarbures sont transformés par combustion en CO_2 et H_2O dans un four à combustion. Ces composés sont alors introduits dans la source du spectromètre de masse où ils sont ionisés. Les ions 44 ($^{12}C^{16}O_2$) et les ions 45 ($^{13}C^{16}O_2$ + $^{12}C^{16}O^{17}O$) sont détectés et quantifiés afin de calculer le rapport isotopique ^{13}C /^{12}C des molécules analysées. Ce rapport est ensuite comparé à celui d'un gaz de référence admis dans la source du spectromètre (avant l'analyse) pour calculer le δ^{13}CPDB (‰) par la formule suivante:

$$\delta^{13}C = \left[\frac{\left({}^{13}C/{}^{12}C \right)_{ech}}{\left({}^{13}C/{}^{12}C \right)_{ref}} - 1 \right] * 1000$$

5.3.2 Le spectromètre de masse

L'étude des gaz rares est faite sur une ligne de purification couplée à deux spectromètres de masse d'IFP Energies nouvelles. Cette ligne de purification sous ultravide a été conçue afin d'analyser quantitativement les gaz rares (Hélium, Néon, Argon, Krypton) et de mesurer les rapports isotopiques de l'He et de l'Ar. Les autres composés présents dans les échantillons tels que le dioxyde de carbone, le méthane ou l'hydrogène sont purifiés sur deux principes actifs : les réacteurs à mousse de titane et les Getter Zirconium-Aluminium. La spectrométrie de masse quadripolaire (Pfeiffer Vacuum HiQuad) permet une mesure de la composition élémentaire des gaz rares ainsi que la mesure du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$. Le spectromètre de masse à secteur magnétique (type VG 5400) permet de mesurer le rapport isotopique de l'He. La ligne ultravide se décompose en trois grands secteurs : introduction, purification et analyse. Le secteur d'introduction comprend le raccord des échantillons ainsi que la zone d'ajustement de la pression d'introduction du gaz. Le secteur de purification est divisé en deux lignes parallèles et symétriques, permettant de purifier deux échantillons en même temps. Chacune des deux lignes de purification est composée de deux fours à mousse de titane, d'un getter GP50, d'un piège cryogénique à charbon actif ainsi que d'une jauge Pirani. Enfin, le secteur d'analyse se situe à la fin des lignes de purification, là où elles se rejoignent, et comprend deux pièges cryogéniques à charbon actif et les spectromètres de masse.

5.4 Résultats obtenus

Les résultats d'analyse sont fournis dans le Tableau 1. L'abondance relative des éléments est représentée dans la Figure 42 où nous pouvons observer que les gaz sont majoritairement composés de CO_2 et de N_2 (par ordre d'abondance). Les gaz contiennent également des quantités non négligeables de méthane (<0,3%) et d'hélium (<0,4%).

Sample	Kekkut 1	Kekkut 3	Badacsonyors	Balatonfured
	%	%	%	%
N_2	39,8	36,8	12,9	2,2
CO_2	58,5	62,6	87,0	97,3
CH_4	0,02	0,03	0,04	0,31
	‰	‰	‰	‰
$\delta^{13}CO_2$	-8,773	-7,571	-6,2365	-5,985
	ppm	ppm	ppm	ppm
^{4}He	3723	3912	393	14,6
+/-	*94*	*147*	*15*	*0,44*
^{20}Ne	2,36	2,31	1,32	0,28
+/-	*0,19*	*0,075*	*0,038*	*0,022*
^{36}Ar	10,1	11,5	6,96	2,00
+/-	*0,11*	*0,072*	*0,041*	*0,014*
^{84}Kr	0,27	0,34	0,20	0,098
+/-	*0,0093*	*0,0074*	*0,0041*	*0,0021*
$^{40}Ar/^{36}Ar$	305,9	338,6	303,5	314,2
+/-	*1,1*	*1,4*	*1,1*	*1,1*
$^{3}He/^{4}He$	1,06E-06	9,83E-07	1,92E-06	2,68E-07
+/-	*5,9E-08*	*3,8E-08*	*9,1E-08*	*4,5E-08*

Tableau 1 : Analyses de gaz des échantillons de gaz d'aquifère de le BBHVF

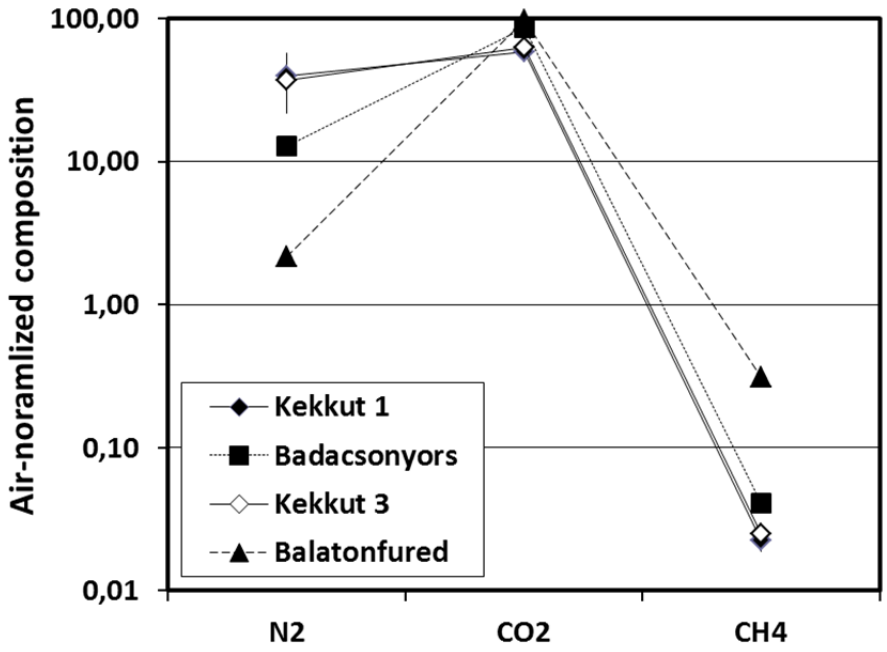


Figure 42 : Abondance (mol%) des espèces majeures analysées

La Figure 43 représente les $\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C = [^{13}C/^{12}C] / [1\text{-Standard}]$) du CO_2 en fonction de l'inverse de l'abondance en CO_2 de l'échantillon. Le $\delta^{13}CO_2$ est compris entre -5,9 et -8,7 ‰, indiquant une source inorganique du carbone.

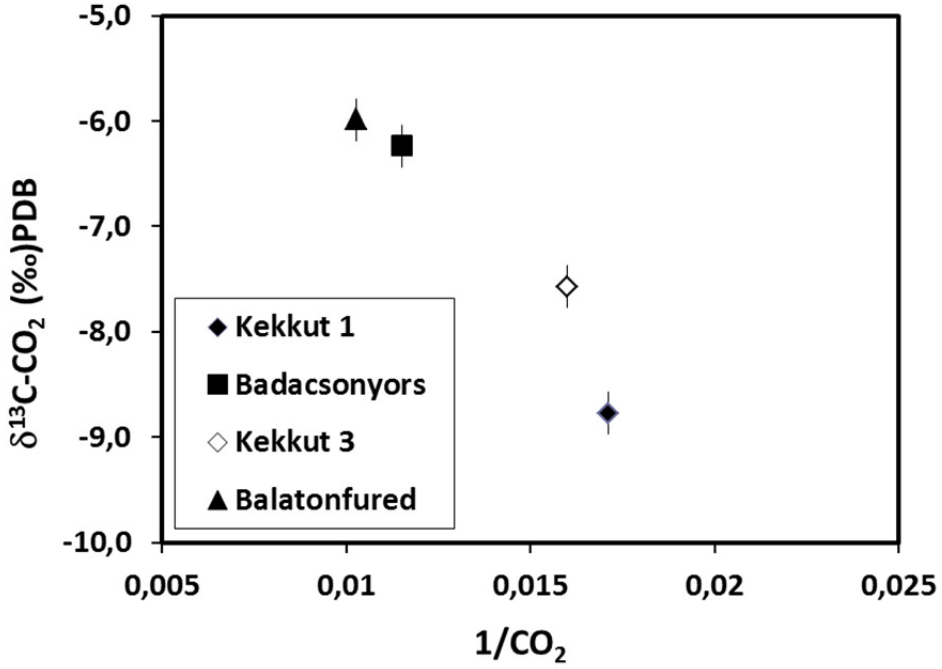


Figure 43 : Rapports isotopiques du carbone du CO_2 en fonction de l'inverse de la teneur en CO_2.

Sur la Figure 44, les abondances relatives des isotopes des gaz rares sont normalisées à l'air (valeur normalisée = 1). Nous observons que les gaz rares d'origine atmosphérique ont des teneurs en gaz rares inférieures à l'air, avec des taux d'appauvrissement compris entre 0,8 et 0,01.

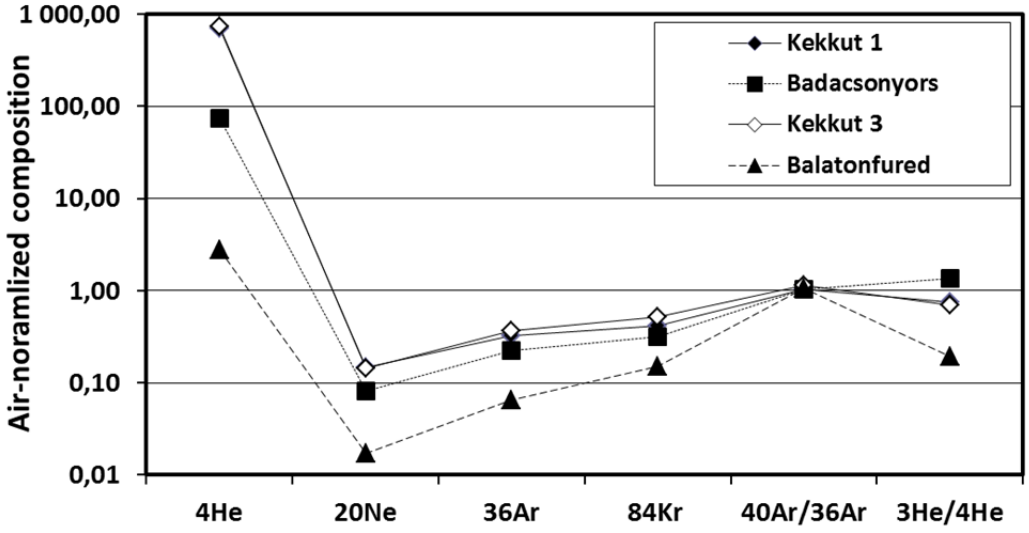


Figure 44 : Graphique présentant l'abondance des différents gaz rares et leurs rapports isotopiques normalisés à l'air

Pour chaque échantillon, cet appauvrissement est inversement proportionnel à la masse de chaque gaz rare, indiquant un effet de solubilité relative. L'hélium présente quant à lui un enrichissement de 2,6 à 246,7 fois par rapport à l'air (soit jusqu'à 3910 ppm d'hélium). Le rapport isotopique de l'Ar est compris entre 303,5 et 347,0 et présente un excès de ^{40}Ar par rapport à la valeur atmosphérique (295,5, Nier, 1950). Le rapport isotopique de l'hélium a une plus grande variabilité avec des valeurs comprises entre $2{,}7.10^{-7}$ et $1{,}9.10^{-6}$, soit allant de valeurs inférieures à supérieures par rapport à la référence atmosphérique ($1{,}39.10^{-6}$, Ozima & Podosek, 2002).

5.5 Discussion

Origine du CO_2 et de l'azote

L'origine du CO_2 succite de plus en plus l'intéret de chercheurs et d'entreprises travaillant dans l'exploration d'hydrocarbure ou dans le stockage du CO_2. De nombreuses études sont donc sorties durant ces dernières années et présentent un couplage d'analyses isotopiques du CO_2 et de gaz rares, afin de déterminer les sources de ce CO_2 (ex. : Gilfillan et al. 2009; Jeandel et al. 2010). Par le même couplage, nous avons cherché à déterminer la source du CO2 présent dans les aquifères superficiels de la BBHVF.

La composition isotopique du carbone du CO_2 ($\delta^{13}C_{CO2}$) comprise entre -5,9 et -8,7‰ correspond à une origine inorganique du CO_2 (Cooper et al. 1997), en accord avec la gamme des valeurs mesurées par Sherwood Lollar et al. (1997) et Ballentine et al. (1991) sur les gaz du bassin Pannonien. De plus, les rapports isotopiques de l'hélium compris entre 0,4 et 1,2 Ra ($R/Ra= {}^{3}He/{}^{4}He_{ech}/{}^{3}He/{}^{4}He_{atm}$) pour des rapports $^{20}Ne/^{4}He$ supérieurs à 1.10^{-4} impliquant une contribution d'hélium profond depuis des sources à la fois mantelliques et crustales (Figure 45). Les rapports $CO_2/^{3}He$ de nos échantillons de gaz s'échelonnent entre $1{,}5.10^{8}$ et $2{,}5.10^{11}$ et sont dans la gamme haute des mêmes rapports déterminés par Sherwood Lollar et al. (1997), correspondant aux échantillons présentant de fortes teneurs en CO_2, typiquement supérieures à 10 mol.%. Il est à noter que seules les abondances en CO_2 et CH_4 sont données dans Sherwood Lollar et al. (1997), valeurs fournies par les compagnies pétrolières opérant les puits échantillonnés. Il n'est pas mentionné dans cet article la présence éventuelle de N_2 dans les échantillons, ce qui limite l'intérêt d'une comparaison des compositions élémentaires

avec nos échantillons. En revanche, Ballentine et al. (1991) montrent une importante fraction de N_2 dans deux champs de la Great Hungarian Plain, jusqu'à 30 mol.%. Si on s'affranchit du N_2, l'essentiel de nos échantillons est constitué de CO_2, ce qui placerait l'ensemble de nos échantillons sur l'extrême droite de la corrélation entre $CO_2/^3He$ et CO_2 de Sherwood Lollar et al. (1997), entre le pôle MORB et un pôle crustal (Figure 45).

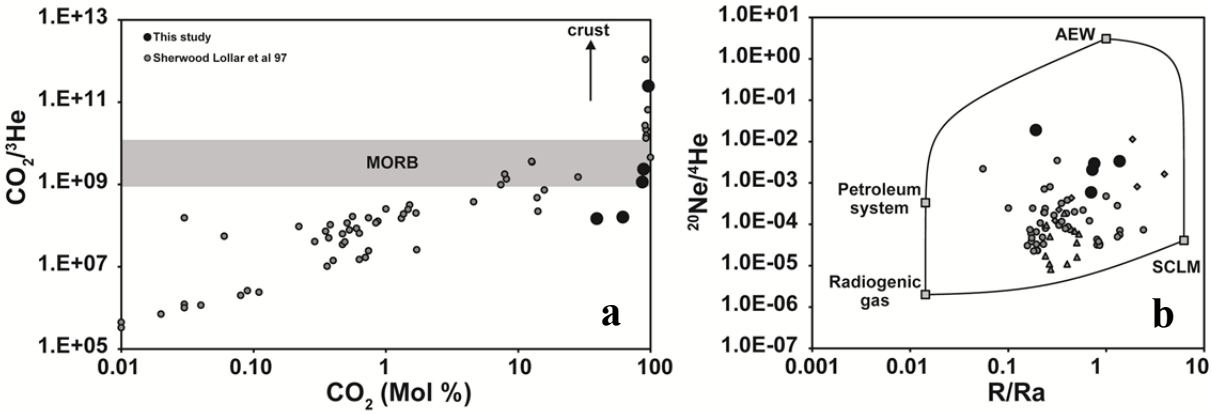


Figure 45 : a- Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du CO_2 (Mol%).; b- Graphique présentant le rapport isotopique $^{20}Ne/^4He$ en fonction de $^3He/^4He$. Source : [a- Sherwood Lollar et al. 1997 ; b- Sherwood Lollar et al. 1997; Ballentine et al. 2001]

L'azote moléculaire présente en quantité importante dans nos échantillons est corrélé avec l'abondance en gaz rares atmosphériques (^{20}Ne, ^{36}Ar et ^{84}Kr), et présente des rapports $N_2/^{36}Ar$ s'échelonnant entre la valeur de l'air et des valeurs supérieures à une eau équilibrée avec l'air (AEW). Les échantillons comportant des rapports $N_2/^{36}Ar$ compris entre l'air et AEW (Badacsonyors, Balatonfured) sont vraisemblablement constitués d'azote purement atmosphérique, plus ou moins fractionnés de l'Ar par des processus de solubilité. Les échantillons présentant des excès de N_2 par rapport à AEW (Kekkut 1 et 3) nécessitent d'invoquer une source d'azote additionnelle. Les aquifères de Kekkut et de Badacsonyors ont donc vraisemblablement accumulé de l'azote non atmosphérique. L'abondance en N_2 montre une corrélation forte avec l'abondance en ^4He (Figure 46), dont l'origine est clairement un mélange entre une source mantellique et une source crustale. Il y a fort à penser que l'azote non atmosphérique dans ces aquifères est d'origine profonde, comme il a déjà été démontré pour les résurgences hydrothermales du Rift d'Eger en Europe Centrale (Weinlich et al. 1999), pour lesquelles du CO_2 d'origine magmatique est associé à du N_2 d'origine probablement métamorphique.

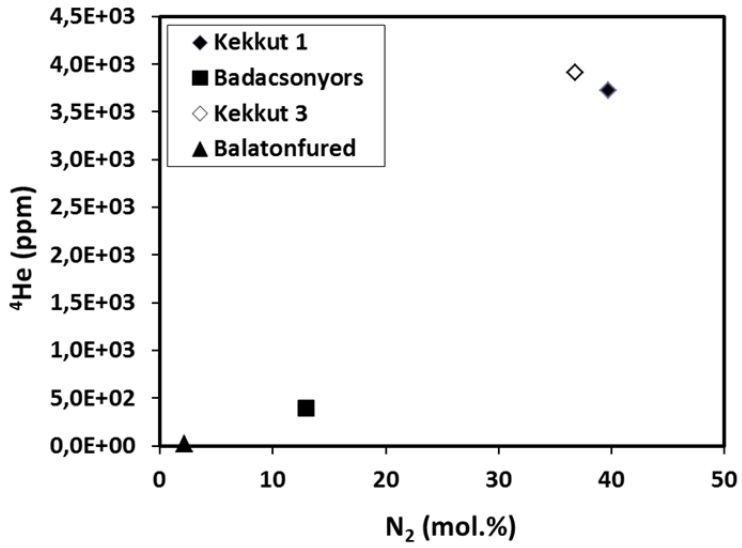


Figure 46 : Corrélation entre N_2 et ^4He pour les échantillons de gaz de le BBHVF.

Correction des effets de dégazage

Les fluides naturels prélevés ici correspondent à des aquifères chargés en gaz. Le mode de résurgence, ou de captage de ces fluides implique un dégazage de ces eaux au cours de leur remontée vers la surface. De plus, la méthode d'échantillonnage présentée plus haut pousse ce dégazage jusqu'à un équilibre de solubilité correspondant à la pression atmosphérique, et à la température de l'eau à l'exutoire. Cette dynamique dans les équilibres de phase fluide lors de la remontée et l'échantillonnage de ces eaux implique nécessairement un fractionnement compositionnel des différents composés volatils entre la phase liquide et la phase vapeur. Afin de remonter à une information correspondant à l'état compositionnel du système dans l'aquifère, voire à son état de phase (monophasique, diphasique), ces fractionnements doivent être corrigés. Pour ce faire, nous allons mettre en œuvre un calculateur exploitant une équation d'état développé à IFPEN sur la base du modèle de Soreide & Whitson (1992), qui permet d'étudier l'état de phase fluide de systèmes complexes H_2O-NaCl-N_2-O_2-H_2-CO_2-CH_4-H_2S. Afin d'exploiter ce calculateur dans le but de reconstituer l'état du système fluide dans l'aquifère, il nous faut faire un certain nombre d'hypothèses sur 1) la pression hydrostatique de l'aquifère (donc sa profondeur et sa charge artésienne le cas échéant), 2) un point de référence compositionnel du système, ou les rapports volumiques eau/gaz à l'exutoire. Ce deuxième point permet d'ancrer la composition du système à un bilan de masse.

Grace à ce calculateur, nous nous intéresserons à déterminer la composition d'une eau à l'origine des gaz échantillonnés, en faisant un calcul inverse de dégazage. Pour ce calcul, la pression de dégazage est celle de la surface, soit 1 bar. Nous prenons ensuite pour référence compositionnelle la teneur en gaz rares atmosphériques, assimilée à l'équilibre de l'eau avec l'air à 1 bar et à une température de surface moyenne annuelle (10°C), sans excès d'air, et sans oxygène (ci-après AEW pour air-equilibrated-water). Cette composition est une hypothèse satisfaisant le cas le plus général pour des aquifères situés sous la nappe phréatique (déjà en anoxie). Cette référence compositionnelle permettra d'utiliser les gaz rares dits « atmosphériques » (^{20}Ne, ^{36}Ar, ^{84}Kr), ainsi que l'azote atmosphérique associé (N_2^{atm}) pour déterminer la contribution de l'eau à la composition du système (Ballentine et al. 1991). Tout composé en excès par rapport à cette référence correspond à l'ajout d'un constituant dans l'aquifère. Le calculateur pouvant fidèlement calculer le fractionnement de ces constituants de référence entre la phase liquide et la phase vapeur pour tous les équilibres, la concentration de ces composés atmosphériques dans la phase vapeur (donc la phase que nous analysons dans cette étude) permet de déduire l'abondance de la composante AEW dans le système aquifère, par rapport à une composante dite excédentaire. La composante excédentaire dont on cible ici la détermination est le CO_2, ainsi que l'He.

	$CO_2/^3He$	$N_2/^{36}Ar$	$^4He/^{36}Ar$	CO_2 (mol.%)
water f	1,44E+10	14177	77,7	98,6
water i	**1,95E+09**	**25316**	**233,7**	**94,3**
gaz f	1,68E+08	32021	327,6	61,3
Kekkut 1	**1,63E+08**	**32029**	**340,3**	**62,6**
water f	1,15E+11	7769	12,1	99,7
water i	**8,84E+09**	**15579**	**44,8**	**97,9**
gaz f	1,15E+09	18178	55,7	86,9
Badacsonyrs	**1,15E+09**	**18583**	**56,5**	**87,0**
water f	2,53E+13	4684	1,6	100,0
water i	**6,61E+11**	**10516**	**6,8**	**99,1**
gaz f	2,54E+11	10959	7,2	97,8
Balatonfured	**2,49E+11**	**10872**	**7,3**	**97,3**

Tableau 2 : Composition des eaux à l'origine des gaz échantillonnés dans les aquifères par un calcul inverse de dégazage (cf. texte). f- final, i- initiale.

En pratique pour ces calculs, on se place dans un système initial monophasique composé d'une eau de type AEW. On va doper cette eau avec des teneurs en CO_2 et en He afin d'obtenir, pour un équilibre à 1 bar et une T de 10°C, une phase vapeur de composition moléculaire correspondant à un échantillon analysé. On procède par itération afin d'ajuster la composition initiale du système. Etant donné la multiplicité des paramètres compositionnels calculés, nous nous basons sur différents critères pour caler le système. Ces paramètres sont : $N_2/^{36}Ar$, $^4He/^{36}Ar$, $CO_2/^3He$. Les résultats de ces calculs sont fournis dans le

Tableau 2, en comparaison avec les analyses des gaz d'aquifère de le BBHVF. Pour chaque exemple de calcul, on donne la composition du système initial, et la composition des deux phases vapeur et liquide à l'équilibre (1 bar, 10°C).

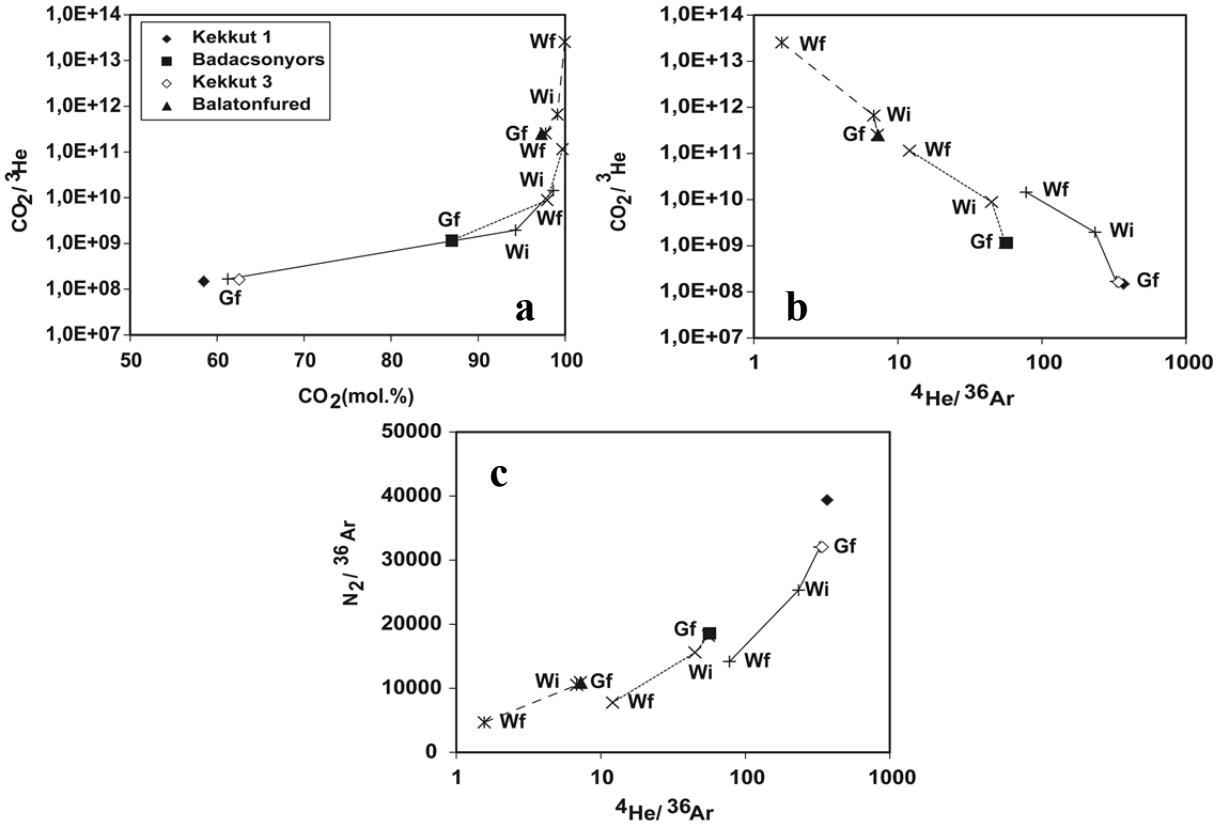


Figure 47 : Importance des processus de dégazage dans l'évolution des compositions des fluides au cours des interactions eau-gaz. a- Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du CO_2 (Mol%) ; b- Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du rapport $^4He/^{36}Ar$; c- Graphique présentant le rapport $N_2/^{36}Ar$ en fonction du rapport $^4He/^{36}Ar$. Wi – composition initiale de l'eau avant dégazage, composition calculée ; Wf – composition finale de l'eau après dégazage, composition calculée ; Gf – composition finale du gaz, composition calculée similaire à la composition mesurée.

Les compositions initiales calculées tendent vers des eaux légèrement à fortement sursaturées en CO_2, pour lesquelles les rapports $CO_2/^3He$ sont plus forts que ceux mesurés dans les gaz (Figure 48, Tableau 2). Ce résultat est attendu et correspond bien à l'inversion de l'effet de dégazage. Les itérations ont mené à enrichir l'eau également en N_2, du fait de rapports $N_2/^{36}Ar$ excédentaires par rapport à AEW dans les échantillons. L'amplitude de l'effet de dégazage est remarquable sur certains rapports, allant jusqu'à plus d'un ordre de grandeur pour le $CO_2/^3He$ et jusqu'à 80% pour le $^4He/^{36}Ar$ (Figure 47). D'une manière générale, on observe que la phase liquide perd l'essentiel de l'He et du N_2, et retient une quantité importante de CO_2. Inversement, la phase vapeur, est relativement enrichie en He et en N_2, et appauvrie en CO_2. Le bilan de masse sur le dégazage des eaux de Kekkut implique que 95% du CO_2 de la phase initiale reste dans la phase liquide, et que par conséquent la phase vapeur ne véhicule qu'une fraction, minoritaire du CO_2 présent dans le système initial. Le taux de dégazage de l'aquifère peut-être généralement corrélé au rapport $^{20}Ne/^{36}Ar$, qui tend depuis des valeurs faiblement dégazées typiquement atmosphériques (0,52), vers des valeurs totalement dégazées de type AEW (0,15).

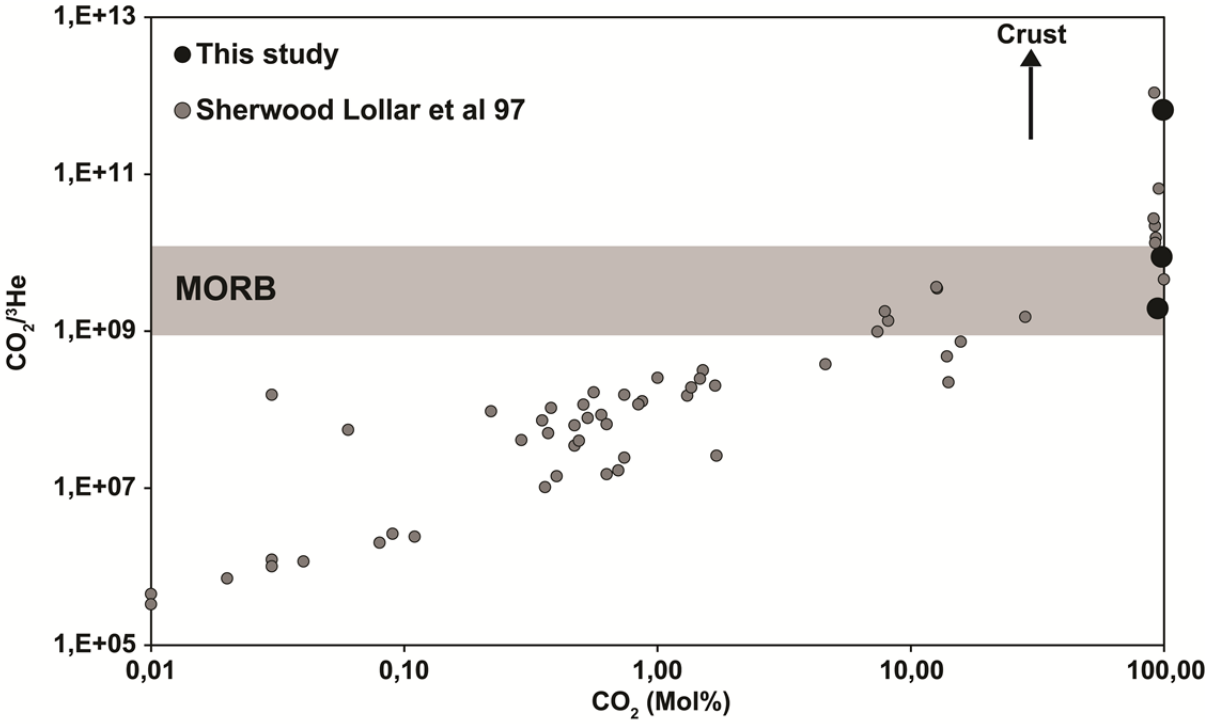


Figure 48 : Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du CO_2 (Mol%) présentant les compositions initiales recalculées.

Dans la suite de ce chapitre, nous exploiterons les compositions issues des corrections de dégazage comme représentatives des fluides naturels présents en subsurface. En ce qui concerne les compositions isotopiques, nous considérerons les valeurs des gaz échantillonnés comme représentatives des fluides profonds. Cette considération est vraisemblablement valable pour l'He et l'Ar dont les rapports isotopiques se fractionnent peu du fait des effets de solubilité, mais elle est discutable pour le carbone du CO_2 (Clark & Fritz 1997). En effet, le $\delta^{13}C_{CO2}$ peut fortement varier lors d'équilibre eau-gaz dans des aquifères ou dans des réservoirs de gaz (Deines et al. 1974; Gilfillan et al. 2009).

Sources multiples et/ou mélanges de fluides variablement dégazés ?

Le calcul d'inversion des effets de dégazage montre l'importance de ces processus dans l'évolution des compositions des fluides au cours des interactions eau-gaz dans les niveaux aquifères au cours de leur remontée vers la surface. De tels effets ont déjà été reportés par Ballentine et al. (1991) sur des gaz du bassin Pannonien, mais exclusivement sur les gaz rares. Nos résultats impliquent une sous-estimation des rapports $CO_2/^3He$ importante (Figure 47) lorsque l'on ne considère que l'analyse de la phase gaz. Les fluides corrigés du dégazage corrèlent plus fortement avec les échantillons étudiés par Sherwood Lollar et al. (1997), et couvrent l'ensemble des valeurs de $CO_2/^3He$ des gaz caractérisés par CO_2>95 mol.%, soit entre $1{,}5.10^8$ et $6{,}5.10^{11}$. La forte hétérogénéité des rapports $CO_2/^3He$ rapportée par Sherwood Lollar et al. (1997), corrélée à la variabilité des rapports $^3He/^4He$ et des teneurs en CO_2, se manifeste à l'échelle de l'ensemble du bassin Pannonien. Bien que dans le cadre de notre étude les teneurs en CO_2 soient moins variables et caractérisées par de fortes teneurs, la variabilité importante des rapports $CO_2/^3He$ reste surprenante vue la faible étendue spatiale de notre zone d'étude. De plus, les échantillons d'aquifère de le BBHVF montrent une forte dépendance compositionnelle à leur taux de dégazage. Notamment, les calculs de correction de dégazage montrent un lien potentiel entre les échantillons les plus dégazés et les échantillons les moins dégazés. Les échantillons correspondant aux plus faibles taux de dégazage (Kekkut 1 et 3) sont caractérisés par de faibles rapports CO_2/N_2, $CO_2/^3He$ et $\delta^{13}C$, ainsi que de forts rapports $^4He/^{36}Ar$ et $^3He/^4He$. Inversement, les échantillons issus des plus forts taux de dégazage (Badacsonyors et Balatonfured) sont caractérisés par de forts rapports CO_2/N_2, $CO_2/^3He$ et $\delta^{13}C$, ainsi que de faibles rapports $^4He/^{36}Ar$ et $^3He/^4He$ (Tableau 1).

La forte affinité avec une origine proprement mantellique des échantillons de Kekkut ($^3He/^4He$=0,8Ra, $CO_2/^3He$=1,5.10^8) leur confère un caractère primaire, à savoir peu modifié par des processus de mélange et de fractionnement physique. Leur teneur enrichie en N_2 à priori crustal, ainsi que leur composition isotopique d'He montrant une composante radiogénique importante, implique que ces fluides primaires correspondent à un mélange entre une source de CO_2 mantellique et une source de N_2 métamorphique, avec leurs cortèges d'He associés. Ce type de fluide semble similaire à ceux décrits dans le Rift d'Eger (Weinlich et al. 1999), et potentiellement ceux des champs de CO_2 de la Little Hungarian Plain (Sherwood Lollar et al. 1997). L'échantillon de Balatonfured montre une plus forte affinité crustale, avec des $^3He/^4He$ = 0,2 Ra et des $CO_2/^3He$ de 2,5.10^{11}. En revanche, cet échantillon est dépourvu d'azote non atmosphérique et présente des rapports $^4He/^{36}Ar$ faibles (Tableau 1). L'échantillon de Badacsonyors a des caractéristiques intermédiaires entre les échantillons de Kekkut et celui de Balatonfured. Nous présentons ici deux scénarii permettant d'expliquer les hétérogénéités des caractéristiques de ces fluides sur une zone de si faible étendue géographique.

Le premier scénario implique l'existence de deux pôles de fluide ; (1) un fluide d'origine mantellique riche en CO_2 de $\delta^{13}C_{CO2}$ entre -8‰ et -5‰, comportant une composante d'azote et d'He crustal, (2) un fluide ayant pour origine la décarbonatation de niveaux sédimentaires ou métamorphiques de $\delta^{13}C_{CO2}$ = -5‰, associé à de l'He radiogénique et dépourvu d'azote. Au grès des chemins de remonté, partiellement indépendants de ces deux sources de fluide, les aquifères de le BBHVF se chargent de manière variable en ces deux composantes, exprimant les hétérogénéités compositionnelles observées.

Le deuxième scénario implique une seule source de CO_2 d'origine mantellique de $\delta^{13}C_{CO2}$ = -5‰ associée à de l'azote et de l'He crustal. Dans ce scénario, le cheminement du fluide profond vers la surface est associé à des fractionnements physiques importants dus à de multiples équilibres de phase eau-gaz. Les phases gaz primaires parvenant à sursaturer les différents niveaux aquifères jusqu'à des niveaux superficiels lors de leur remontée préservent des caractéristiques géochimiques proches de la source profonde. Ces flux gazeux primaires atteignent les aquifères superficiels correspondants aux échantillons de Kekkut. Les systèmes d'aquifères ayant été saturés par ce flux gazeux sont comparativement appauvris en He et en N_2, et expriment des rapports $CO_2/^3He$ élevés, ainsi que des teneurs en He profond faibles. L'incorporation de ces masses d'eau riches en CO_2 dans des systèmes convectifs de régimes

hydrothermaux sont acheminés vers la surface en se mélangeant avec des recharges météoriques de grande amplitude ayant incorporées de l'He radiogénique à la faveur des lithologies traversées. Dans des conditions favorables de mélange avec ces recharges météoriques, ces flux secondaires peuvent atteindre leur point de bulle et générer des gaz présentant des rapports $CO_2/^3He$ élevés, et des faibles teneurs en He de nature plus radiogéniques (échantillon de Balatonfured). Selon les conditions de dégazage de ces différents flux en surface (résurgences, dégazages diffus), l'expression des caractéristiques primaires et secondaires de ces fluides se distinguent localement.

Bien qu'il soit difficile dans l'état actuel d'avancement de ces travaux de trancher entre ces deux scenarii, il est clair que l'effet d'équilibre gaz-eau dans ce type de contexte semble essentiel à considérer. En effet, les fractionnements d'équilibre eau-gaz pour le CO_2, l'He et le N_2 sont concordants avec le deuxième scénario. Sans qu'une démonstration ne puisse être donné à présent sur ce point, les différences de composition isotopique du carbone du CO_2 (Figure 43) ne sont pas incompatibles avec un fractionnement lié à des effets de solubilité tels que montrés par Gilfillan et al. (2009) sur des accumulations de CO_2 en Amérique du Nord. Il semble difficile dans l'état actuel des choses de justifier un $\delta^{13}C_{CO2}$ = -8‰ pour une source mantellique, si ce n'est en invoquant un mélange impliquant une faible contribution thermogénique de CO_2 ($\delta^{13}C_{CO2}$ ~ -25‰) pour laquelle peu d'arguments existent (Clayton et al. 1990). Le scénario 1, en revanche, semble plus en accord avec les travaux de Sherwood Lollar et al. (1997) et Clayton et al. (1990), bien que les effets de fractionnement invoqués dans le scénario 2 n'y aient pas été investigués. Ces effets ont pourtant bien été démontrés dans le bassin Pannonien par Ballentine et al. (1991) sur la base de fractionnements élémentaires entre les gaz rares.

Une campagne d'échantillonnage plus complète ainsi que des travaux plus aboutis sur la modélisation des effets compositionnels et isotopiques d'interactions gaz-eau devrait permettre de trancher entre ces deux scénarii.

5.6 Conclusions

Des échantillons de gaz provenant d'aquifères captés dans le BBHVF (Kekkut, Badacsonyors, Balatonfured) montrent de fortes teneurs en CO_2 (58 à 97%), complétées par du N_2 en proportion s'échelonnant entre 40 et 2 mol.%. Le CO_2 porte une composition isotopique du carbone entre -8 et -6 ‰ ($\delta^{13}C_{PDB}$) typique d'une origine inorganique. La composition élémentaire et isotopique en hélium pointe vers une origine proprement mantellique pour les échantillons de Kekkut et Badacsonyors, et plus probablement crustale pour Balatonfured. Une composante crustale de N_2 est déduite à partir de l'identification d'excès de N_2 par rapport au pôle météorique. L'étude des fractionnements élémentaires liés aux interactions gaz-eau indique cependant que ces différents sites d'échantillonnage pourraient avoir une source commune de CO_2 mantellique, exprimant des caractéristiques géochimiques hétérogènes au grès de chemins et modes de migration variables. Ces travaux préliminaires confirment les travaux antérieurs ayant montré l'existence d'un flux de CO_2 mantellique dans différentes zones du bassin Pannonien (Martel et al. 1989; Sherwood Lollar et al. 1997; Ballentine 1997). Ces nouvelles données géochimiques de gaz permettent de préciser la nature du CO_2 balayant les aquifères de le BBHVF, une zone qui n'avait pas encore été explorée de ce point de vue. La position particulière de le BBHVF dans le bassin Pannonien, situé en bordure du grand système transformant de la Mid Hungarian Zone sur des niveaux affleurant du socle, indique un flux actuel important de CO_2 vraisemblablement guidé par des systèmes de failles profondes.

6 La migration du CO_2 : du manteau au bassin Pannonien

6.1 Le bassin Pannonien – une zone géodynamique favorable aux migrations lithosphériques de fluides mantelliques

De fortes teneurs en CO_2 ont été quantifiées dans le manteau situé sous le bassin Pannonien (~2000 ppm, cf. *Le carbone dans le manteau sous Pannonien*) et dans le bassin Pannonien à travers les flux de CO_2 mantellique dans les aquifères superficiels (cf. *Source du CO_2 dans le Bassin Pannonien*) et dans les réservoirs pétroliers et gaziers (Sherwood Lollar et al. 1997). La corrélation observée entre CO_2 (%) et $CO_2/^3He$ (Figure 48) dans le bassin peut être expliquée par des processus ayant lieu au cours de la migration tels que : (1) la perte de la phase porteuse du CO_2 mantellique (fractionnement physique); (2) l'ajout de CO_2 crustal; (3) l'ajout de CH_4 crustal; et potentiellement (4) la conversion du CO_2 mantellique en CH_4 (Sherwood Lollar et al. 1997). Ces différents processus peuvent se produire sur des échelles de temps et d'espace considérables, typiquement géodynamiques. La compréhension des processus de migrations qui lient le réservoir mantellique et les niveaux de roches sédimentaires du bassin est donc primordiale.

La subduction de la lithosphère européenne a eu lieu entre l'Eocène et le Miocène (Martin & Németh 2004) et serait associée à la mise en place des édifices calco-alcalins observés à la surface du bassin Pannonien. L'étude des xénolites mantelliques de le BBHVF, remontés par le volcanisme alcalin entre la fin du Miocène et le début du Pliocène, a montré que la subduction a fortement enrichi le manteau en éléments volatils et notamment en CO_2 durant cette période. En effet, nous avons pu montrer que les magmas percolant les péridotites lithosphériques provenaient très probablement de la fusion de la lithosphère subductante et qu'ils pouvaient contenir jusqu'à 25.4 wt. % de CO_2. Il est donc aisé de penser que la lithosphère européenne a libéré de très grandes quantités de CO_2 durant sa subduction sous la zone Carpato-Pannonienne (Eocène-Miocène). La présence de fluides en grandes quantités dans la lithosphère subductante a impliqué la libération de grandes quantités de CO_2 ainsi que la diminution des conditions de stabilité de nombreuses phases (diminution du solidus) et donc la formation de magmas. Ce mécanisme en chaîne à notamment pu accélérer la déformation du manteau et de la croûte par la génération de magmas et l'injection de volatils.

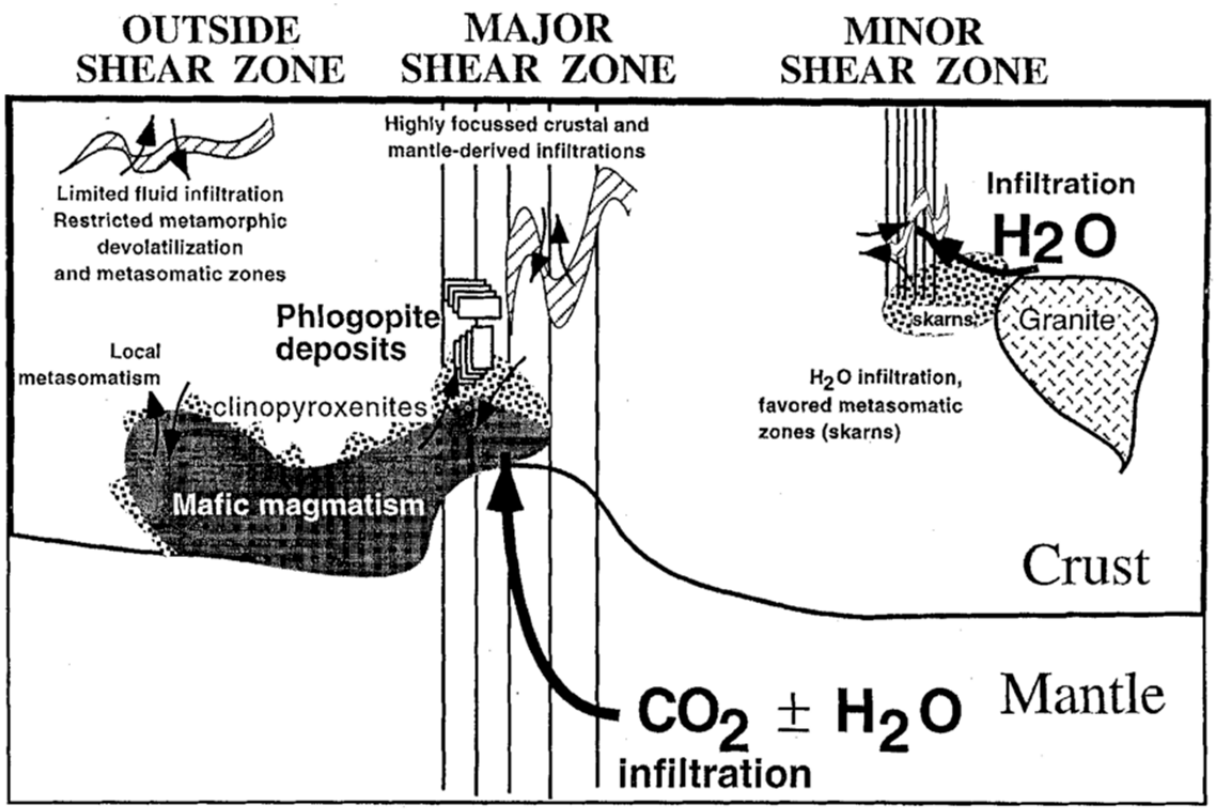


Figure 49 : Résumé des interactions fluide-roche pouvant avoir lieu à l'échelle lithosphérique. Les bandes hachurées représentent les niveaux marbrés. Les deux fines flèches décrivent des intéractions fluide-roche (infiltrations de H_2O-CO_2 ou dévolatilisation liée au métamorphisme), les flèches épaisses décrivent les infiltrations majeures de fluides. La position structurale à l'intérieur ou à l'extérieur des zones de cisaillement majeur ou mineur exerce un contrôle majeur sur la nature des fluides et sur leurs flux. Plusieurs de ces processus peuvent être caractéristiques de la lithosphère Pannonienne et sont discuttés dans le texte. Source : [Pili et al. 1999]

La majorité des gaz libérés par dégazage non-magmatique, circule principalement par les failles et/ou fractures (Figure 49). De ce fait, la tectonique joue un rôle important dans les processus de dégazage (e.g. Gold 1993; Irwin & Barnes 1980). Pili et al. (1999) résument les processus de source et les circulations lithosphériques de CO_2 résultantes. Ils montrent notamment que les zones de cisaillement exercent un contrôle majeur sur la nature des fluides et sur les flux. Ainsi les zones de cisaillement majeures prélèvent du CO_2 mantellique (et crustal) et libèrent des flux équivalent à ceux observés au niveau des rides océaniques.

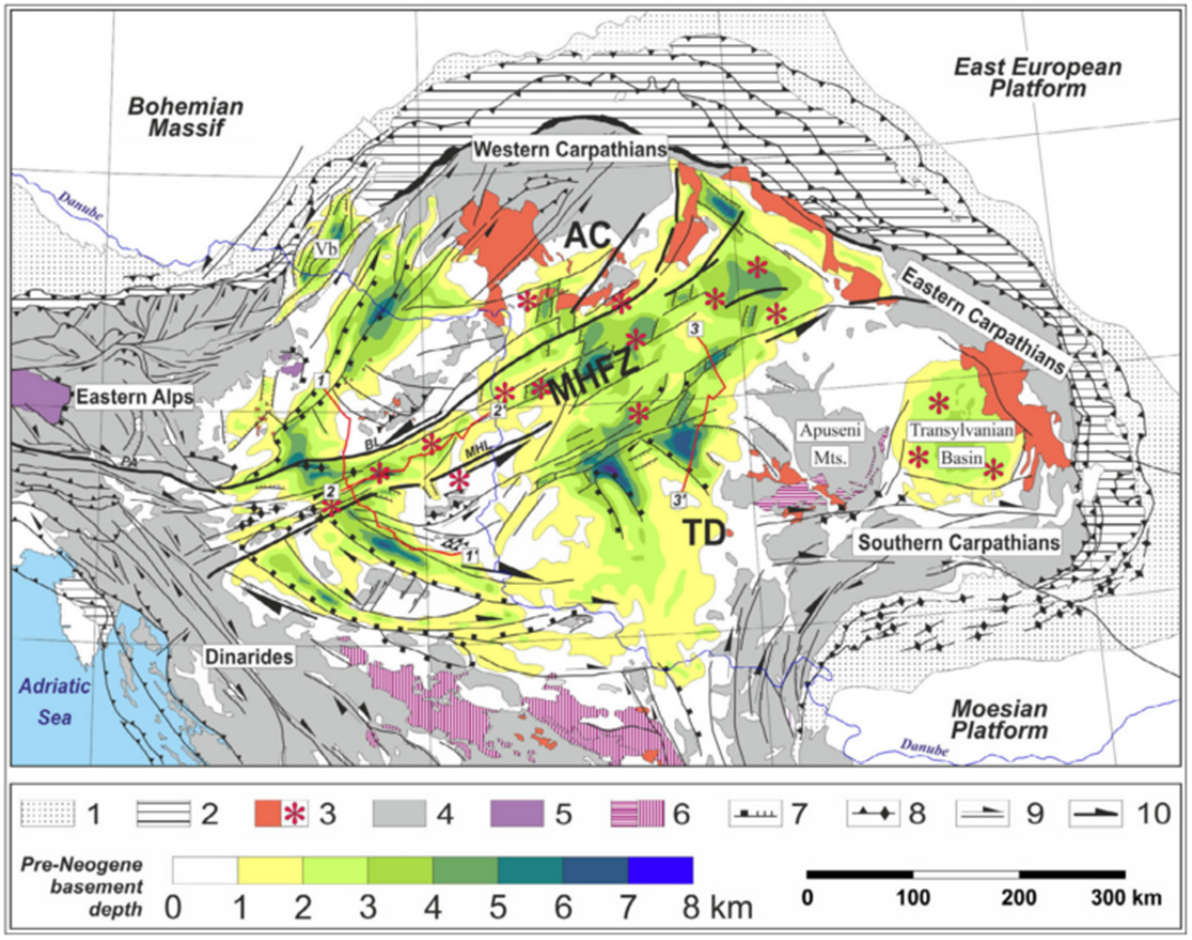


Figure 50 : Carte illustrant la profondeur du socle du bassin Pannonien ainsi que les failles majeures contrôlant la formation du bassin. 1- avant arc ; 2- ceinture de flysch ; 3- volcans Miocène et positions approximatives des centres éruptifs explosifs (dépôts rhyolitiques) ; 4- Montagnes alpines, des Carpates et dinariques ; 5- Fenêtre Apenninique ; 6- Ophiolites ; 7- failles normales et de détachement ; 8- Déformations anticlinales ; 9- Failles de décrochement ; 10- failles de décrochement de premier ordre ; AC- Plaque Alcapa; MHFZ- Mid-hungarian zone ; TD- Plaque Tisca-Dacia. Source : [Horváth et al. 2015].

Le bassin Pannonien a subi une histoire géodynamique complexe passant de phases compressives à extensives à plusieurs reprises. Cette histoire complexe a mené à la formation de nombreuses failles qui sont présentées sur la Figure 50. Une structure majeure est d'ailleurs bien visible au centre du bassin Pannonien (Figure 50), c'est la Mid-Hungarian Zone (MHZ). La MHZ est composée d'une série de failles parallèles et lithosphériques. Elle est décrite dans la littérature comme un système décrochant datant de l'Oligocène, et le long duquel les micro-plaques ALCAPA et TISZA-DACIA se juxtaposent (ex. : Géczy 1973; Géczy 1984; Kovacs 1982; Csontos et al. 1992). Cette forte zone de cisaillements lithosphériques concorde d'un point de vu temporel avec la subduction de la lithosphère européenne. De plus, l'ensemble de la longueur du système de la MHZ est recouverte par

d'épais dépôts volcaniques calco-alcalins datant du Miocène (Balla 1984; Balla 1987). Weinlich et al. (1999) expliquent que les chemins de migration des magmas sont également des chenaux utilisés par les fluides (ex. : le CO_2) pour migrer vers la surface (Figure 50). Il est donc aisé de penser que les fluides libérés lors de la subduction ont pu facilement migrer vers le bassin et la surface par les failles lithosphériques formant la MHZ au cours de l'Oligocène et du Miocène. En accord avec ces hypothèses, les analyses des gaz du bassin Pannonien montrent que les plus fortes concentrations en CO_2, associées à une origine mantellique, sont localisées sur/à proximité de la MHZ, dans la Great Hungarian Plain (Sherwood Lollar et al. 1997) et dans le BBHVF (cette étude). Ces observations s'accordent donc avec une migration de fluides mantelliques riches en CO_2 libérés par la subduction de la plaque européenne, vers le bassin sédimentaire et, par les failles lithosphériques et les chemins de migration des magmas calco-alcalins de la MHZ.

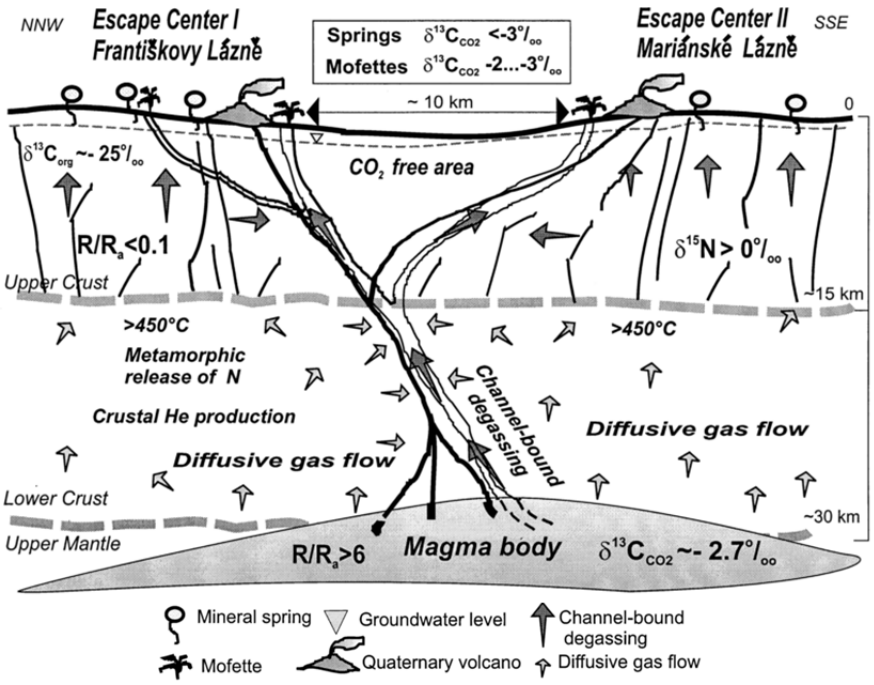


Figure 51 : Exemple de synopsis des sources de CO_2, He et N_2, leurs signatures isotopiques, les processus de transport et de mélange dans l'Ouest du rift Eger. Source : [Weinlich et al. 1999]

Sacchi & Horváth (2002) ont montré que bien que la zone Carpato-Pannonienne ait été soulevée entièrement au cours du Quaternaire, des mouvements verticaux différentiels indiquent une flexure continue avec un soulèvement maximal entre le BBHVF (Bakony) et le mont Mecsek (Figure 52, Cloetingh et al., 2006). Cette information est importante car elle montre que le BBHVF se situe en bordure de bassin et à proximité des pentes de flexions

maximales. Cette perte de rigidité est liée aux transitions de phase et à la migration d'éléments volatils associés (Morner & Etiope 2002) dans les zones de forte fracturation. Plusieurs des principaux champs pétroliers et gaziers mondiaux sont localisés dans des bassins ayant subi une perte de rigidité de la lithosphère (Morner & Etiope 2002). Dans ces bassins (ex. : l'Est des Carpates, la Mer Noire, le Péri-Caspien), les accumulations d'éléments volatils mantelliques (ex. : CO_2) ne se font pas dans le centre du bassin mais plutôt le long des pentes de flexion maximale où la lithosphère doit avoir perdue sa rigidité normale. De ce fait, la localisation de le BBHVF, à proximité de zones de flexion maximale de la lithosphère, favorise une libération importante de fluide qui est en accord avec les teneurs en CO_2 mantellique observées dans les aquifères de cette zone.

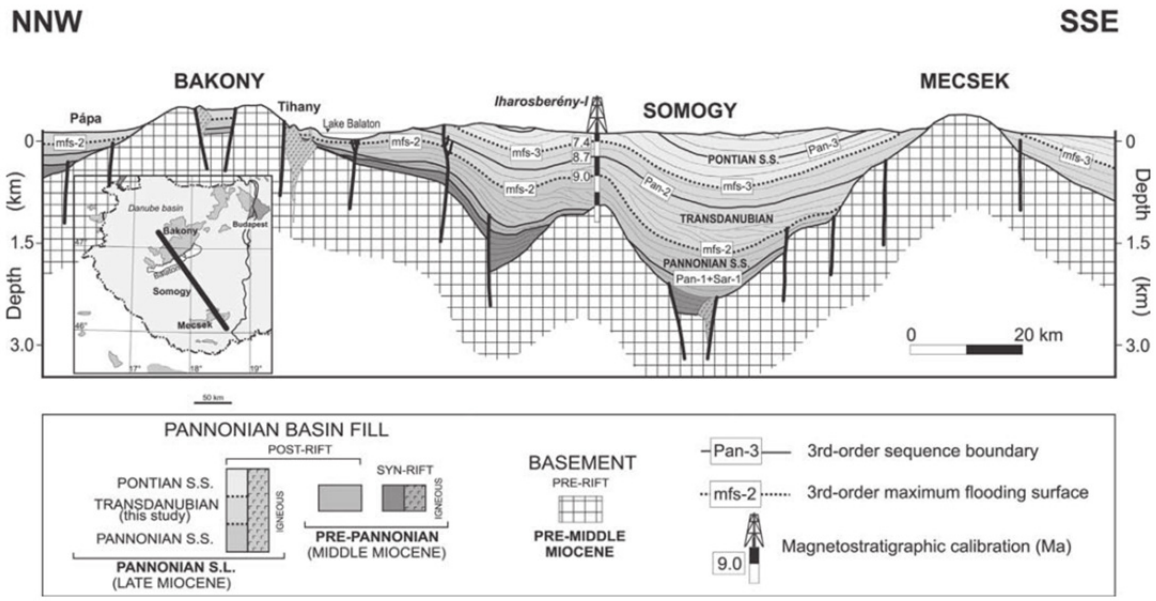


Fig. 10. Example of crustal-scale folding in south Transdanubia, Hungary, based on the interpretation and sequence stratigraphic analysis of regional seismic reflection profiles (Sacchi & Horváth 2002). During the Quaternary the whole area has been uplifting. The basement units of the Bakony and Mecsek Mts, however, represent regions of higher amounts of uplift and, thus, large-scale anticlines, whereas the folded Miocene strata in the Somogy can be regarded as a syncline between the S.S., *sensu stricto*; S.L., *sensu lato*.

Figure 52 : Exemple de plissement à l'échelle crustale en Transdanubie (Hongrie), basée sur l'interprétation et l'analyse de séquences stratigraphiques de profils de réflexion sismique régionale (Sacchi & Horváth 2002). Source : [Cloetingh et al. 2006]

Nous proposons donc une migration du CO_2 mantellique par flux advectif le long des chemins de migration de magmas présents dans le bassin Pannonien mais surtout, une migration diffuse de ce CO_2 le long des différents plans de failles associés à la mise-en-place du bassin (Figure 53), controlée en partie par la MHZ.

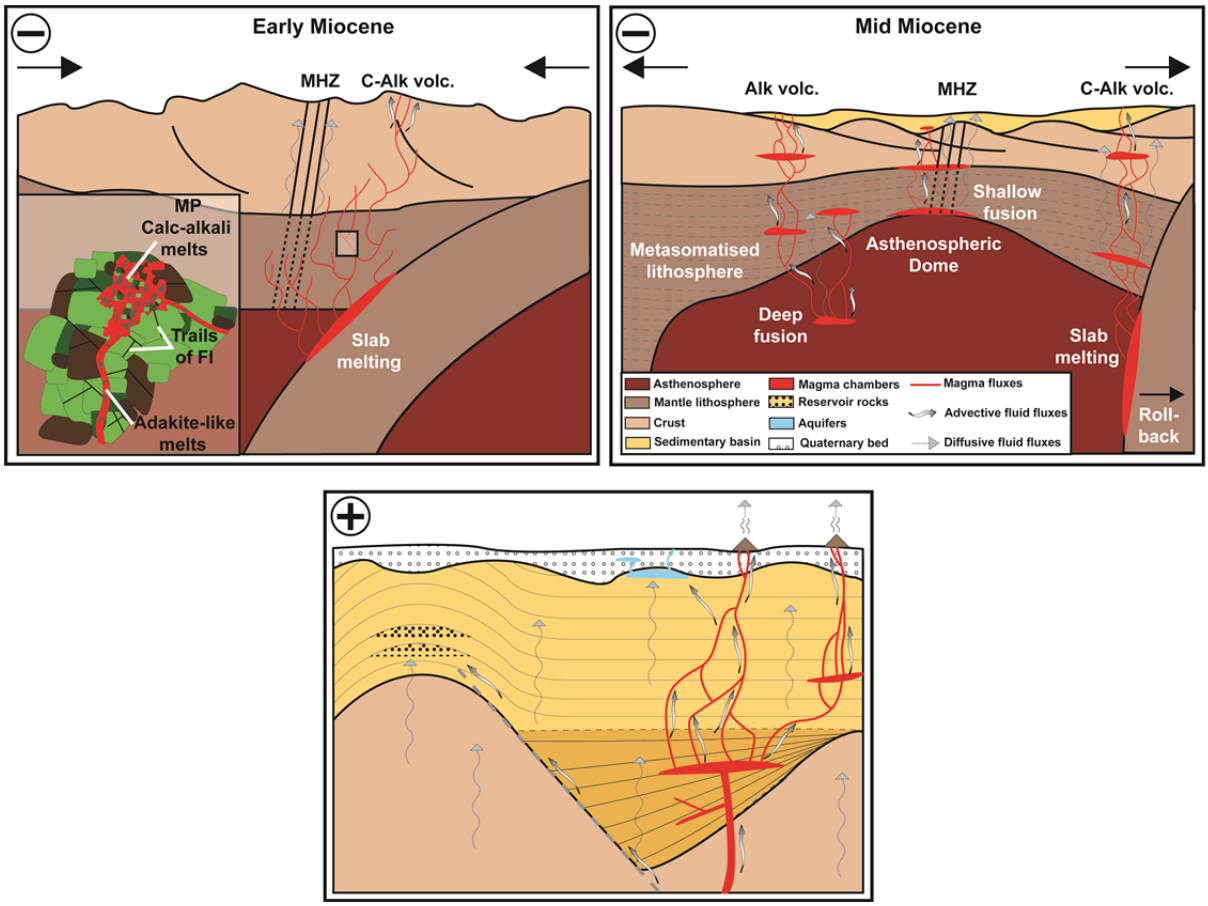


Figure 53 : Chemins de migration du CO_2 mantellique, vers le bassin Pannonien, par flux advectifs et par migration diffuse le long des différents plans de failles associés à la mise-en-place du bassin.

6.2 Perspectives de ces travaux de thèse

De fortes teneurs en CO_2 ont été quantifiées dans le manteau situé sous le bassin Pannonien (~2000 ppm, cf. *Le carbone dans le manteau sous Pannonien*) et dans le bassin Pannonien à travers les flux de CO_2 dans les aquifères superficiels (cf. *Source du CO_2 dans le Bassin Pannonien*). De plus, de nombreuses évidences de la présence de CO_2 ont été décrites dans la croûte Pannonienne par l'étude d'enclaves crustales remontées par le volcanisme alcalin (ex.: Kempton et al. 1997; Török et al. 2005). Nous cherchons donc à définir les processus qui lient ces réservoirs d'un point de vu spatio-temporel ; pour cela, la définition des flux de CO_2 est primordiale.

Dans le chapitre précédent, nous avons pu voir que les gaz rares sont des outils puissants pour le traçage de source. Dans ce paragraphe, nous allons également démontrer leur importance dans la détermination des flux de gaz.

Le premier objectif est la définition du pôle mantellique du bassin Pannonien et d'investiguer les potentiels mélanges ayant pu avoir lieu entre la croûte subductée et le manteau (cf. *Pétro-géochimie du manteau Pannonien*). Pour cela, nous proposons de broyer sous vide les xénolites mantelliques étudiés au cours de cette thèse afin d'extraire l'ensemble des éléments volatils qu'ils piégeaient. L'analyse du carbone et des gaz rares associés sera alors faites à l'aide d'un couplage entre un spectromètre de masse quadripolaire et un spectromètre de masse à secteur magnétique. L'utilisation de ce couplage, permettra par le biais d'une seule analyse, de mesurer les concentrations en carbone et gaz rares, ainsi que l'isotopie des gaz rares. L'ensemble des résultats permettra alors de définir précisément le pôle mantellique du bassin Pannonien et les potentiels mélanges entre la croûte subductée et le manteau. En effet, la présence d'un mélange entre un pôle crustal et un pôle mantellique impliquerait des compositions appauvries en $^{3}He/^{4}He$ et enrichies en $CO_2/^{3}He$ par rapport à un pôle MORB (Marty et al. 1989; MacPherson et al. 2010; Pinti & Marty 2000).

La définition des teneurs en CO_2 et gaz rares ainsi que l'isotopie de ces derniers dans les xénolites crustaux (échantillonnées au cours de cette thèse) permettra l'estimation des gains/pertes en CO_2 des fluides au cours de leur migration vers la surface (dans le manteau, par le biais des xénolites mantelliques ; dans la croûte, par le biais des xénolites crustaux ; et dans le bassin à différentes profondeurs par le biais des réservoirs gaziers et des aquifères).

L'^{3}He étant primordial, il ne peut y avoir d'ajout de cet isotope au cours de la migration des fluides. Le fractionnement élémentaire du rapport $CO_2/^{3}He$ au cours des processus de fusion/migration nous servira donc de traceur des bilans de masse de CO_2 depuis le manteau jusqu'au bassin. Une augmentation du rapport $CO_2/^{3}He$ par rapport à celui du manteau (typiquement 1 à 3.10^{9}), s'expliquera par un apport supplémentaire de CO_2 (Sano & Marty 1995), via des contributions crustales, sédimentaires ou organiques. A l'inverse, une diminution de ce rapport par rapport au pôle mantellique s'expliquera par une perte de CO_2 au cours de la migration (Sherwood Lollar et al. 1997), résultant des réactivités et solubilités très contrastées de l'He et du CO_2.

Certains aquifères de la Great Hungarian Plain (GHP), dans le bassin Pannonien ont aussi fait l'objet d'analyse d'^{3}He (Martel et al. 1989). En principe, les flux d'He mantellique et crustal (radiogénique) peuvent être estimés si les caractéristiques de l'aquifère sont connues. Par la prise en compte de l'hydrogéologie de ces aquifères et de leurs teneurs en ^{3}He, Martel et al. (1989) ont pu calculer des flux, fournissant des valeurs de 15 $cm^3.s^{-1}$ pour le flux d'hélium mantellique et de 35 $m^3.s^{-1}$ pour le débit d'eau dans les aquifères. Le système aquifère de la GHP a une surface de 50000 km², le flux d'hélium mantellique de 15 $cm^3.s^{-1}$ correspond alors à ~8.10^4 atom. $m^{-2}.s^{-1}$.

Les longs chemins de migration entre le manteau et la surface impliquent un passage des gaz mantelliques dans plusieurs systèmes hydrologiques. Au cours de la traversée de ces systèmes, des équilibres eau/gaz peuvent se mettre en place. Il est communément admis que le CO_2 s'équilibre isotopiquement dans tous les systèmes hydrologiques qu'il traverse. De tels effets de fractionnements par étapes ne peuvent pas être prouvés pour tous les équilibres, car seul le processus le plus superficiel sera disponible pour le calcul de bilan de masse. L'hélium, quant à lui, ne réagit pas chimiquement avec les composants de l'eau, et son fractionnement isotopique est beaucoup moins important que pour le CO_2 lors de la traversée des systèmes hydrologiques. Des changements de composition chimique ou isotopique peuvent être expliqués seulement par des combinaisons de processus de fractionnement et de mélanges ayant lieu dans le manteau ou la croûte.

Les flux de carbone estimés à trois étapes distinctes de migrations (manteau, croûte, bassin) permettront d'avoir des contraintes sur les différents processus amenant au fractionnement chimique et isotopique. Ils serviront de plus, de données d'entrée pour un modèle numérique associant l'histoire géodynamique complexe de la région du bassin Pannonien à des flux de CO_2. Les flux de CO_2 mantellique seront donc définis d'un point de vu spatio-temporel pour l'ensemble du bassin.

Conclusions

Dans une période où les ressources conventionnelles d'hydrocarbures s'amenuisent, l'exploration doit repousser constamment ses frontières. Dans le cadre des réservoirs d'hydrocarbures profonds, de nouvelles problématiques, bien différentes de la géochimie organique, sont apparues. Elles concernent notamment la présence de quantités très importantes de CO_2 qui représentent un risque croissant dans les découvertes récentes et a priori futures. La production d'hydrocarbures riches en CO_2 engendre un surcoût de production important (ex. : traitement du gaz, réinjection du CO_2). L'industrie pétrolière s'intéresse donc naturellement à l'origine de ce CO_2 et commence à exprimer son désir d'en prédire les teneurs dans les réservoirs.

Dans le cas du bassin Pannonien, des études antérieures menées par Sherwood Lollar et al. (1997) ont montré que les fortes teneurs en CO_2 mesurées dans les réservoirs d'hydrocarbures sont associées à de l'hélium 3. L'origine mantellique des plus fortes teneurs en CO_2, piégées dans le bassin pétrolier, avait donc été démontrée.

Au cours de cette thèse, nous avons cherché à développer ces résultats en contraignant l'origine précise de ce CO_2 par la définition des processus expliquant sa présence et par la quantification des teneurs présentes dans le manteau et qui peuvent potentiellement migrer vers le bassin sédimentaire. Pour cela, nous avons échantillonné et étudié précisément des xénolites mantelliques remontés à la surface du bassin Pannonien par le volcanisme basaltique alcalin de Bakony-Balaton (BBHVF).

Les études texturales et compositionnelles (microsonde électronique et LA-ICP-MS) de quinze xénolites mantelliques remontés dans quatre zones volcaniques différentes de le BBHVF (Szentbékkálla, Szigliget, Füzes-tó, Mindszentkálla) ont mis en évidence de nombreux épisodes de fusion partielle et métasomatisme (ex. : inclusions vitreuses silicatées, veines, melt pockets, inclusions fluides). Le dernier épisode métasomatique a été enregistré dans les xénolites par les verres des veines et des melt pockets. Ces verres de compositions type-adakite sont supposés provenir de la fusion d'une lithosphère subductée ; ce qui est en accord avec l'histoire géodynamique de la formation du bassin Pannonien. Ces magmas de type-adakite ont probablement métasomatisé le manteau lithosphérique (échantillonné par les xénolites mantelliques) et réagi avec les amphiboles pargasitiques, déjà issues d'un précédent

épisode métasomatique, pour former les magmas parents de la suite calco-alcaline observée à la surface du bassin.

Le budget CO_2 du manteau situé sous le bassin Pannonien a été contraint sur sept xénolites mantelliques par une approche innovante couplant : (1) de la microtomographie 3 dimensions (3D) au rayonnement synchrotron, (2) des mesures NanoSIMS, Raman et microthermométriques, et (3) des modélisations thermodynamiques. Ce couplage a permis de déterminer l'abondance du CO_2 présent dans les inclusions et vésicules piégées dans les péridotites lithosphériques. Les images 3D obtenues ont permis de vérifier la saturation des magmas en CO_2 grâce à la présence de grandes vésicules de gaz, mais aussi de voir l'interconnexion entre les plans secondaires d'inclusions fluides et le réseau de verre + vésicules. Cette interconnexion a été définie comme une évidence pétrographique d'une relation co-génétique des deux familles objets. Le rapport massique CO_2/verre, correspondant aux teneurs en CO_2 des verres, a été calculé en utilisant le volume de CO_2 (V_{CO2} = 0.7-4.7 vol. %), le volume de verre (V_{glass} = 0-23.4 vol. %) et la densité des verres (ρ_{glass} = 2.45-2.74 g.cm^{-3}) déterminés par microtomographie 3D par synchrotron, et la densité du CO_2 dans les vésicules (ρ_{CO2} = 0.30-1.11 g.cm^{-3}) obtenue par analyses du carbone dans les verres par NanoSIMS et par modélisation thermodynamique (rhyolite-MELTS, Gualda et al. 2012; Ghiorso & Gualda 2015). Les concentrations initiales en CO_2 des magmas métasomatiques ont alors été estimées entre 9.0 et 25.4 wt. % et sont liées à la fusion d'une lithosphère subductée. Une première estimation des teneurs en CO_2 présentes dans la lithosphère Pannonienne a été proposée à ~2000 ppm et peut être considérée comme représentative de la lithosphère mantellique échantillonnée par le volcanisme alcalin de le BBHVF.

Dans le but de comprendre le transfert de carbone entre le manteau et le bassin Pannonien, nous avons échantillonné et étudié (analyses par chromatographie gazeuse et spectrométrie de masse) des gaz d'aquifères superficiels. Cette étude complète celle de Sherwood Lollar et al. (1997) car elle se distingue par son échantillonnage. En effet les travaux menés par Sherwood Lollar et al. (1997) se concentraient sur des gaz de puits et ne donnaient aucune information sur le BBHVF. Les gaz d'aquifère de le BBHVF analysés durant ces travaux de thèse montrent une composition de mélange entre les pôles croûte et manteau avec une faible contribution atmosphérique. Les gaz d'aquifères sont plus proches du pôle mantellique que ceux échantillonnés dans les puits ce qui prouve la forte contribution mantellique des gaz piégés dans les aquifères de le BBHVF.

Cette thèse a donc permis d'interpréter le CO_2 du bassin sédimentaire par le contexte géodynamique spécifique régional et d'établir le cadre géochimique et les bases quantitatives qui permettront, en perspective, de construire un modèle complet de transfert du CO_2, dans l'espace et dans le temps, du manteau au bassin.

Bibliographie

Achterberg, V. et al., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (ed.) Laser Ablation ICPMS in Earth Science: Principles and Applications. *Mineralogical Association of Canada*, 29(Short Court Series), pp.239–243.

Adam, J., 1990. The geochemistry and experimental petrology of sodic alkaline basalts from Oatlands, Tasmania. *Journal of Petrology*, 31(6), pp.1201–1223.

Ague, J.J. & Nicolescu, S., 2014. Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions. *Nature Geoscience*, 7(5), pp.2–7.

Alt, J.C. et al., 2013. The role of serpentinites in cycling of carbon and sulfur: Seafloor serpentinization and subduction metamorphism. *Lithos*, 178, pp.40–54. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.006.

Anderson, a. T., 1975. Some basaltic and andesitic gases. *Reviews of Geophysics*, 13(1), p.37.

Andrews, D.J. & Sleep, N., 1974. Numerical modelling of tectonic flow behind island arcs. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 38, pp.237–251.

Artyushkov, E. V, Baer, M.. & Morner, N., 1996. The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland. *Tectonophysics*, 262, pp.101–132.

Artyushkov, E. V & Morner, N., 1998. Steep bending of continental lithosphere without its stretching or plate collision : an indication for lithospheric failure and phase transitions. *Terra Nova*, 10, pp.101–105.

Babuška, V., PlomerovÁ, J. & Granet, M., 1990. The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals. *Tectonophysics*, 176(1-2), pp.137–165.

Bada, G. et al., 1999. Review of the present day geodynamics of the Pannonian Basin progress and problems. *Geodynamics*, 27, pp.501–527.

Bagdassarov, N.S. et al., 2004. Pressure dependence of T g in silicate glasses from electrical impedance measurements. *Physics and Chemistry of Glasses - European Journal of Glass Science and Technology Part B,*, 45(3), pp.197–214. Available at: http://www.ingentaconnect.com/content/sgt/pcg/2004/00000045/00000003/art00007.

Bali, E. et al., 2008. A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(2), pp.165–179. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-007-0234-4 [Accessed January 25, 2014].

Bali, E. et al., 2008. A Quartz-bearing Orthopyroxene-rich Websterite Xenolith from the Pannonian Basin , Western Hungary : Evidence for Release of Quartz-saturated Melts from a Subducted Slab. *Journal of Petrology*, 49(3), pp.421–439.

Bali, E. et al., 2007. Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? *Mineralogy and Petrology*, 90(1-2), pp.51–72. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00710-006-0167-z [Accessed January 25, 2014].

Bali, E. et al., 2002. Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field , Western Hungary. *Lithos*, 61, pp.79–102.

Balla, Z., 1981. Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian region. *Earth Evolution Science*, 3-4, pp.240–248.

Balla, Z., 1987. Tertiary paleomagnetic data for the Carpathian-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics*, 139, pp.67–98.

Balla, Z., 1984. The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. *Geophys.Transactions*, 30(4), pp.313–353.

Ballentine, C.J. et al., 2001. 300-Myr-old magmatic CO2 in natural gas reservoirs of the west Texas Permian basin. *Nature*, 409(6818), pp.327–31. Available at: http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11201738.

Ballentine, C.J. et al., 1991. Rare gas constraints on hydrocarbon accumulation, crustal degassing and groundwater flow in the Pannonian Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1-3), pp.229–246. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0012821X91901333.

Ballentine, C.J., 1997. Resolving the mantle He/Ne and crustal 21 Ne/22 Ne in well gases. *Earth and Planetary Science Letters*, 152, pp.233–249.

Balogh, K. et al., 1982. A dunantuli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. *M. All. Foldt. Int. Jel*, pp.243–260.

Balogh, K. et al., 1980. A dunantúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora (K/Ar radiometric age of basalts from Transdanubia). *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, pp.243–260.

Balogh, K. & Németh, K., 2005. Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. *Geologica Carpathica*, 56, pp.91–99.

Balogh, K. & Pécskay, Z., 2001. K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geol. Hung.*, 44, pp.281–299.

Ban, M. et al., 2005. The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: Incongruent break down of amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(5), pp.511–523.

Bartoli, O. et al., 2014. The H2O content of granite embryos. *Earth and Planetary Science Letters*, 395, pp.281–290. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X14001836.

Baruchel, J. et al., 2006. Advances in synchrotron radiation microtomography. *Scripta Materialia*, 55(1), pp.41–46. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1359646206001291.

Baruchel, J. et al., 2000. X-ray Tomography in Material Science. *Hermes Science Publications*.

Beccaluva, L. et al., 2001. Depletion Events, Nature of Metasomatizing Agent and Timing of Enrichment Processes in Lithospheric Mantle Xenoliths from the Veneto Volcanic Province. *Journal of Petrology*, 42(1), pp.173–187.

Berkesi, M. et al., 2009. Detection of small amounts of H2O in CO2-rich fluid inclusions using Raman spectroscopy. *Journal of Raman Spectroscopy*, 40(11), pp.1461–1463. Available at: http://doi.wiley.com/10.1002/jrs.2440 [Accessed January 22, 2014].

Bleahu, M.D. et al., 1973. Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an "Island Arc." *Journal of Geophysical Research*, 78(23), pp.5025–5031. Available at: http://www.agu.org/pubs/crossref/1973/JB078i023p05025.shtml.

Bodinier, J.. et al., 1990. Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology*, 31, pp.597–628.

Bodnar, R.J., 2003. Re-equilibration of fluid inclusions. *In: Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation, Short Course Series. Samson I, Anderson A, Marshall D (eds) Mineral Assoc Can, Vancouver*, 32, pp.213–231.

Bonelli, R. & Frezzotti, M.., 2003. Raman Spectra Database. *http://www.dst.unisi.it/geofluidslab/Raman%20intro.html*.

Borsy, Z. et al., 1986. Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlõdéstörténetéhez (Con-tributions to the evolution of the Tapolca-basin, Hungary). *Acta Geographica Debre-cina*, 23, pp.79–104.

Botcharnikov, R., Behrens, H. & Holtz, F., 2006. Solubility and speciation of C–O–H fluids in andesitic melt at T=1100–1300°C and P=200 and 500MPa. *Chemical Geology*, 229(1-3), pp.125–143. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254106000568 [Accessed December 3, 2014].

Brey, G.P., Bulatov, V.K. & Girnis, A. V., 2008. Geobarometry for peridotites: Experiments in simple and natural systems from 6 to 10 GPa. *Journal of Petrology*, 49(1), pp.3–24.

Brey, G.P., Kohler, T. & Nickel, K.G., 1990. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites I . Experimental Results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology*, 31(1973), pp.1313–1352.

Brey, G.P. & Kohler, T.P., 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(c), pp.1353–1378.

Bruce Watson, E. & Brenan, J.M., 1987. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO2H2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(4), pp.497–515.

Budai, T. et al., 1999. Geological map of Balaton Highland (1:50,000). In: Budai T. & Csillag G. (Eds.): Geology of the Balaton Highland – Explanation of the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50,000. *Geol. Inst. Hung., Budapest*, 197.

Budai, T. & Csillag, G., 1998. A Balaton-felvidék középsö részének földtana. (Geology of the middle part of the Bala-ton Highland) [in Hungarian], A Bakony természettudományi kutatásának eredményei (Results of the Scientific Re-search on the Bakony Mts). , p.pp. 118.

Budai, T. & Voros, A., 1992. Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics, basin evolution. *Acta Geol Hung*, 35(3), pp.237–250.

Bureau, H. et al., 1999. Fluid magma decoupling in a hotspot volcano. *Geophysical Research Letters*, 26(23), p.3501.

Burton, M.R., Sawyer, G.M. & Granieri, D., 2013. Deep Carbon Emissions from Volcanoes. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 75(1), pp.323–354. Available at:

http://rimg.geoscienceworld.org/cgi/doi/10.2138/rmg.2013.75.11 [Accessed January 22, 2014].

Calmels, F. & Allard, M., 2009. Segregated Ice Structures in Various Heaved Permafrost Landforms Through CT Scan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, pp.209–225. Available at: http://www3.interscience.wiley.com/journal/121517813/abstract.

Canil, D., 1990. Experimental study bearing on the absence of carbonate in mantle-derived xenoliths. *Geology*, 18(October), pp.1011–1013.

Carpenter, R.L., Edgar, a. D. & Thibault, Y., 2002. Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 74(2-4), pp.149–162.

Cartigny, P. et al., 2008. Towards a consistent mantle carbon flux estimate: Insights from volatile systematics (H2O/Ce, δD, CO2/Nb) in the North Atlantic mantle (14° N and 34° N). *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), pp.672–685. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X07007297 [Accessed January 22, 2014].

Castillo, P.R., Janney, P.E. & Solidum, R.U., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp.33–51.

Cervantes, P. & Wallace, P., 2003. Magma degassing and basaltic eruption styles: A case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(3-4), pp.249–270.

Chalot-Prat, F. & Arnold, M., 1999. Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths. *Lithos*, 46, pp.627–659.

Chazot, G., Menzies, M. & Harte, B., 1996. Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen : origin and chemical composition. *Chemical Geology*, 134, pp.159–179.

Clark, I.D. & Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. *CRC Press , New York*.

Clayton, J.L. et al., 1990. Origin and migration of hydrocarbon gases and carbon dioxyde, Békés Basin, southeastern Hungary. *Organic Geochemistry*, 15(3), pp.233–247.

Cloetingh, S. et al., 2006. Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian – Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), pp.207–221.

Cnudde, V. & Boone, M.N., 2013. High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews*, 123, pp.1–17. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S001282521300069X [Accessed May 30, 2014].

Coltorti, M. et al., 2004. Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, 75(1-2), pp.115–139.

Coltorti, M. et al., 1999. Carbonatite Metasomatism of the Oceanic Upper Mantle : Evidence from Clinopyroxenes and Glasses in Ultramafic Xenoliths of Grande Comore , Indian Ocean. *Journal of Petrology*, 40(1), pp.133–165.

Coltorti, M. et al., 2000. Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1-2), pp.303–320. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X00002740.

Coltorti, M. et al., 2007. Slab melt and intraplate metasomatism in Kapfenstein mantle xenoliths (Styrian Basin, Austria). *Lithos*, 94, pp.66–89.

Cooper, B.. et al., 1997. Origin and geological controls on subsurface CO2 distribution with examples from western indonesia. *Proceedings of an International Conference on Petroleum Systems of SE Asia and Australasia, 1997*, pp.877–892.

Corver, M.P. et al., 2009. Classification of rifted sedimentary basins of the Pannonian Basin System according to the structural genesis, evolutionary history and hydrocarbon maturation zones. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8), pp.1452–1464. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264817208002018 [Accessed November 27, 2012].

Creon, L. et al., Melt-peridotite interaction in the lithospheric mantle - Genesis of the Pannonian calc-alkaline suites revealed by Alkali basalt hosted xenoliths. *Geochemica et Cosmochimica Acta*.

Crittenden, M.D., Cône y, P.J. & Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America Memoir*, 153, p.490.

Császár, G. & Lelkesné Felvári, G., 1999. Paleozoikum. – In: Budai, T. et al.: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1: 50 000. *MÁFI Alkalmi Kiadványai*, 197, pp.14–24.

Cserny, T., 1993. In GIERLOWSKIKORDESCH and KELTS (eds): A Global Geological Record of Lake Basins. *Cambridge University Press, Cambridge*, pp.397–401.

Cserny, T. & Corrada, R., 1989. A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, pp.341–347.

Csontos, L. et al., 1992. Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Teconophysics*, 208, pp.221–241.

Dalton, J. a & Presnall, D.C., 1998. Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO_Al2O3-SiO2-CO2 from 3 to 7 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, pp.123–135.

Dalton, J. a. & Wood, B.J., 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 119(4), pp.511–525.

Dank, V., 1987, 1987. The role of Neogene deposits among the min-eral resources in Hungary: Budapest, Annals of the Hun-garian Geologic Institute. *Proceedings of the 8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Symposium on European Late Cenozoic Min-eral Resources, Budapest, 15–22 September,*, 70, pp.9–17.

Dasgupta, R. et al., 2013. Carbon-dioxide-rich silicate melt in the Earth's upper mantle. *Nature*, 493(7431), pp.211–215. Available at: http://dx.doi.org/10.1038/nature11731.

Dasgupta, R., 2013. Ingassing, Storage, and Outgassing of Terrestrial Carbon through Geologic Time. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75, pp.183–229. Available at:

http://rimg.geoscienceworld.org/content/75/1/183.short.

Dasgupta, R., Hirschmann, M. & Withers, A.C., 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, pp.73–85.

Dasgupta, R. & Hirschmann, M.M., 2007. A modified iterative sandwich method for determination of near-solidus partial melt compositions. II. Application to determination of near-solidus melt compositions of carbonated peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(6), pp.647–661. Available at: http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00410-007-0214-8 [Accessed December 7, 2012].

Dasgupta, R. & Hirschmann, M.M., 2006. Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide. *Nature*, 440, pp.1–14.

Dasgupta, R. & Hirschmann, M.M., 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1-2), pp.1–13. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.039.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M. & Dellas, N., 2005. The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(3), pp.288–305.

Dawson, J., 1984. Contrasting types of upper-mantle metasomatism? In: Kornprobst J (ed) Kimberlites II: The mantle and crust– mantle relationships. *Holland*, p.289.

Defant, M.J. & Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Letters To Nature*, 347, pp.662–665.

Defant, M.J. & Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(23), p.256.

Degi, J. et al., 2010. Symplectite formation during decompression induced garnet breakdown in lower crustal mafic granulite xenoliths: mechanisms and rates. *Contributions to Mineralogy and Petrolology*, 159, pp.293–314.

Deines, P. et al., 1974. Temperature oxygen fugacity tables or selected gas mixture in the system C-O-H at one atmosphere total pressure. *Bulletin of the Earth and Mineral Sciences*, Station 88(The Pensylvania State University).

Delacou, B., 2004. *Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique*.

Delpech, G. et al., 2004. Feldspar from carbonate-rich silicate metasomatism in the shallow oceanic mantle under Kerguelen Islands (South Indian Ocean). *Lithos*, 75(1-2), pp.209–237.

Demény, A. et al., 2005. Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene-Pleistocene basalts of the Carpathian-Pannonian region. *Geological Carpathica*, 56(April 2005), pp.179–189.

Demény, A. et al., 2010. Origin of CO2 and carbonate veins in mantle-derived xenoliths in the Pannonian Basin. *Lithos*, 117(1-4), pp.172–182. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493710000575 [Accessed December 7, 2012].

Demény, A. et al., 2004. Trace element and C–O–Sr–Nd isotope evidence for subduction-

related carbonate–silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary). *Lithos*, 75(1-2), pp.89–113. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493704000209 [Accessed March 16, 2015].

Dixon, J.E. et al., 1995. An Experimental Study of Water and Carbon Dioxide Solubilities in Mid-Ocean Ridge Basaltic Liquids . Part II : Applications to Degassing. *Journal of petrology*, 36(6), pp.1607–1631.

Dolton, G.L., 2006. Pannonian Basin Province, Central Europe (Province 4808)—Petroleum Geology, Total Petroleum Systems, and Petroleum Resource Assessment. *USGS*, 2204 B(Province 4808).

Dovenyi, P. & Horvath, F., 1988. A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. *American Association of Petroleum Geologists*, 45, pp.195–233.

Downes, H., Embey-Isztin, A. & Thirlwall, M.F.F.., 1992. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 109, pp.340–354.

Downes, H. & Vaselli, O., 1995. The lithospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review of trace element and isotopic evidence from ultramafic xenoliths. In: Downes H. & Vaselli O. (Eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *ACta Vulcanologica*, 7, pp.219–229.

Dunkl, I. et al., 1994. Thermal modelling based on apatite fission track dating: the uplift history of the Bükk Mts. (Inner Western Carpathians, Hungary) - A hôtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával - a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete. *Földtani Közlöny*, 124, pp.1–24.

Dunkl, I. and Demény, A., 1997. Exhumation of the Rechnitz Window at the border of Eastern Alps and Pannonian basin during Neogene extension. *Tectonophysics*, 272, pp.197–211.

Dunn, P.K., 2007. tweedie: Tweedie exponential family models.

Embey-Isztin, a et al., 2001. Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. *Tectonophysics*, 331(3), pp.285–306. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195100002870.

Embey-Isztin, A. et al., 1993. A compilation of new major, trace element and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. *Fragmenta Mineralogica et palaeontologica*, 16, pp.5–26.

Embey-Isztin, A., 1976. Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, pp.297–304.

Embey-Isztin, A. et al., 2003. Lower crustal xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(6), pp.652–670. Available at: http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00410-002-0421-2 [Accessed December 7, 2012].

Embey-Isztin, A. et al., 1990. Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transda- nubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the

Pannonian Basin. *Mineralogica Magazine*, 54, pp.463–483.

Embey-Isztin, A. et al., 2014. Origin and significance of poikilitic and mosaic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin: geochemical and petrological evidences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(3), p.1054. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-014-1054-y.

Embey-Isztin, A. et al., 1989. Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian volcanic region. *Journal of Petrology*, 30(1), pp.79–106.

Embey-isztin, A. et al., 1993. The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern central Europe. *Journal of Petrology*, 34, pp.317–343.

Embey-Isztin, A. & Scharbert, H.G., 2001. Glasses in peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin. *Per. mineralogy*, 70, pp.359–376.

Fall, A., Tattitch, B. & Bodnar, R.J., 2011. Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H2O–CO2–NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4), pp.951–964. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016703710006605 [Accessed January 22, 2014].

Falloon, T.J. & Green, D.H., 1989. The solidus of carbonated, fertile peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(3–4), pp.364–370. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X89901532.

Falus, G. et al., 2008. Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), pp.50–64. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X08002513 [Accessed January 22, 2014].

Falus, G. et al., 2004. Magmatism-related localized deformation in the mantle: a case study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4), pp.493–505. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-003-0513-7 [Accessed February 8, 2014].

Falus, G., 2004. *Microstructural analysis of upper mantle peridotites : their application in understanding mantle processes during the formation of the Intra-Carpathian Basin System*.

Falus, G. et al., 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. *Lithos*, 94(1-4), pp.230–247. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493706001848 [Accessed December 7, 2012].

Fleet, A.J., Wycherley, H. & Shaw, H., 1998. Large Volume of carbon dioxide in sedimentary basins. *Mineralogica Magazine*, 62A, pp.460–461.

Fodor, L. et al., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin and neighbouring orogenes: a new synthesis of palaeostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension with Alpine Orogen. *Geological Society*, 156(Special Publication, London), pp.295–334.

Foley, S.F., Barth, M.G. & Jenner, G. a., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5), pp.933–938.

Frezzotti, M.L. et al., 2009. Carbonate metasomatism and CO2 lithosphere–asthenosphere degassing beneath the Western Mediterranean: An integrated model arising from petrological and geophysical data. *Chemical Geology*, 262(1-2), pp.108–120. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S000925410900103X [Accessed November 13, 2012].

Frezzotti, M.L. & Peccerillo, A., 2007. Diamond-bearing COHS fluids in the mantle beneath Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1-2), pp.273–283.

Fyfe, W.S., Price, N.J. & Hompson, A.B., 1978. Fluids in the Earth's Crust: Their Significance in Metamorphic, Tectonic, and Chemical Transport Processes. *Elsevier, Amsterdam*, p.384 pp.

Gagnon, J.E. et al., 2008. Quantitative analysis of silicate certified reference materials by LA-ICPMS with and without an internal standard. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 23(11), p.1529.

Géczy, B., 1973. Plate tectonics and paleogeography in the East Mediterranean Mesozoic. *Acta Geologica Hungarica*, 17, pp.421–428.

Géczy, B., 1984. Provincialism of Jurassic ammonites: examples from Hungarian faunas. *acad. Sci. Hung.*, 27, pp.379–389.

Gerlach, T.M. et al., 2002. Carbon dioxide emission rate of Kilauea volcano: implications for primary magma and the summit reservoir. *Journal of Geophysical Research*, 107, pp.2189–2203.

Ghiorso, M.S. & Gualda, G.A.R., 2015. An H2O-CO2 mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

Gilfillan, S.M.V. et al., 2009. Solubility trapping in formation water as dominant CO2 sink in natural gas fields. *Nature*, 458, pp.614–618.

Giordano, D., Russell, J.K. & Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), pp.123–134.

Godel, B., 2013. High-Resolution X-Ray Computed Tomography and Its Application to Ore Deposits : From Data Acquisition to Quantitative Three-Dimensional Measurements with Case Studies from Ni-Cu-PGE Deposits. *Society of Economic Geologists*, 108, pp.2005–2019.

Gold, T., 1993. Terrestrial sources of carbon and earthquake outgassing. *J. Petrol. Geol*, 1(3), pp.3–19.

Gorman, P.J., Kerrick, D.M. & Connolly, J. a D., 2006. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4).

Graham, D. & Sarda, P., 1991. Reply to comment by T . M . Gerlach on " Mid-ocean ridge popping rocks : implications for degassing at ridge crests ." *Earth and Planetary Science Letters*, 105, pp.568–573.

Green, D.H., Eggins, S.M. & Yaxley, G., 1993. The other carbon cycle. *Nature*, 365, pp.210–211.

Green, T.H. & Adam, J., 2003. Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650-700°C. *European Journal of Mineralogy*, 15(5), pp.815–830.

Gualda, G.A.R. et al., 2012. Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, 53(5), pp.875–890. Available at: http://www.petrology.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1093/petrology/egr080.

Gudfinnsson, G.H. & Presnall, D., 2005. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), pp.1645–1659. Available at: http://petrology.oxfordjournals.org.biblioplanets.gate.inist.fr/content/46/8/1645.

Guillot, B. & Sator, N., 2011. Carbon dioxide in silicate melts: A molecular dynamics simulation study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(7), pp.1829–1857. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2011.01.004.

Gulyás, S., 2001. The palaeogeography of Lake Pannon During Deposition of the Congeria rhomboidea Beds. *Geologia Croatica*, 51(1), pp.15–26.

Haas, J., Hamor, G. & Korpas, L., 1999. Geological setting and tectonic evoltion of Hungary. *Geol. Hung. Series Geologica*, 24, pp.179–196.

Hammouda, T., 2003. High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), pp.357–368.

Harangi, S. & Lenkey, L., 2007. Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpatian Pannonian region : Role of subduction , extension , and mantle plume. *Geological Society of America*, Special Pa, pp.67–92.

Hekinian, R. et al., 2000. Deep sea explosive activity on the Mid-Atlantic Ridge near 34 degrees 50 ' N: Magma composition, vesicularity and volatile content. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98(1-4), pp.49–77.

Hellebrand, E. et al., 2002. Garnet-field Melting and Late-stage Refertilization in " Residual " Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, 43(12), pp.2305–2338.

Herman, G.., 1980. Image reconstruction from projections. *Academic Press*.

Hidas, K. et al., 2010. Coexisting silicate melt inclusions and H2O-bearing, CO2-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). *Chemical Geology*, 274(1-2), pp.1–18. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S000925411000094X [Accessed November 27, 2012].

Hidas, K. et al., 2007. Geodynamic implications of flattened tabular equigranular textured peridotites from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). *Journal of Geodynamics*, 43(4-5), pp.484–503. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264370706001013\npapers3://publication/livfe/id/149975.

Horvath, F. et al., 1988. Subsidence, thermal, and maturation history of the great Hungary plain. *The Pannonian Basin, AAPG memoir*, 45, pp.355–372.

Horvath, F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, pp.333–357.

Horváth, F. et al., 2015. Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources.

Geothermics, 53, pp.328–352. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0375650514000923 [Accessed August 19, 2014].

Horváth, F. & Rumpler, J., 1984. The Pannonian basement: extension and subsidence of an Alpine orogene. *Acta Geol. Hung.*, 27, pp.222–236.

Horvath, F. & Tari, G., 1999. IBS Pannonian Basin Project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration.– In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 156, pp.195–213.

Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y. & Cloetingh, S. a. P.L., 2002. The Pannonian basin: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. In *EGU Special publication Series*. pp. 41–63. Available at: http://www.stephan-mueller-spec-publ-ser.net/3/41/2002/.

Imbus, S.W., Katz, B.J. & Urwongse, T., 1998. Predicting CO2 occurence on a regional scale : Southeast Asia example. *Organic Geochemistry*, 29(1-3), pp.325–345.

Ionov, D. a., Chanefo, I. & Bodinier, J.L., 2005. Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(3), pp.335–353.

Ionov, D. a., Prikhod'ko, V.S. & O'Reilly, S.Y., 1995. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. *Chemical Geology*, 120(3-4), pp.275–294.

Irwin, W.P. & Barnes, I., 1980. Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 85(B6), pp.3115–3121.

Jambon, A., 1994. Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements. *Volatiles in magmas*, 30, pp.479–517.

Jambor, A., 1980. Pannonian in the Transdanubian Central Mountains. *Annales Geol. Inst. Hung.*, 62, pp.1–259.

Jankovics, M.É. et al., 2012. Open-system evolution of the Füzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions. *Lithos*, 140-141, pp.25–37. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493712000369 [Accessed December 7, 2012].

Jarrard, R.D., 2003. Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5).

Jeandel, E., Battani, A. & Sarda, P., 2010. Lessons learned from natural and industrial analogues for storage of carbon dioxide. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 4(6), pp.890–909. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1750583610001027.

Jiricek, R., 1979. Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene, in Machel, M., ed., Tectonic Profiles through the Western Carpathians: Bratislava, Geological Institute of Dionýz Stúr, p. 205–214.

Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B. & Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical*

Research, 95(89), p.2661.

Johnston, F.K.B., Turchyn, A. V. & Edmonds, M., 2011. Decarbonation efficiency in subduction zones: Implications for warm Cretaceous climates. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(1-2), pp.143–152. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.049.

Jugovics, L., 1969. A dunantuli bazalt es bazalttufa teruletek. In: Annual geological report of Hungary, 1967. *MAFI, Budapest*, pp.75–82.

Kak, A.C. & Slaney, M., 1988. Principles of Computerized Tomographic Imaging. *IEEE Press, New-York*.

Kázmér, M., 1990. Birth, life and death of the Pannonian Lake. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, pp.171–188.

Kazmer, M. & Kovacs, S., 1985. ermian–Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony- Drauzug unit. *Acta Geol. Hung.*, 1-2, pp.71–84.

Kelemen, P.B. & Manning, C.E., 2015. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, p.201507889. Available at: http://www.pnas.org/lookup/doi/10.1073/pnas.1507889112.

Kempton, P.D., Downes, H. & Embey-Isztin, a., 1997. Mafic Granulite Xenoliths in Neogene Alkali Basalts from the Western Pannonian Basin: Insights into the Lower Crust of a Collapsed Orogen. *Journal of Petrology*, 38(7), pp.941–970. Available at: http://www.petrology.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1093/petroj/38.7.941.

Keppler, H., Wiedenbeck, M. & Shcheka, S.S., 2003. Carbon solubility in olivine and the mode of carbon storage in the Earth's mantle. *Nature*, 424, pp.414–416.

Kereszturi, G. et al., 2011. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), pp.227–240. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027310002647 [Accessed January 19, 2015].

Ketcham, R. a. & Carlson, W.D., 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computers & Geosciences*, 27(4), pp.381–400. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300400001163.

Kókai, J., 1994. Exploration history and future possibilities in Hungary, chap. 5, of Popescu, B.M., ed., Hydrocarbons of eastern central Europe, Habitat, exploration and production history. *Berlin, Springer-Verlag*, pp.147–173.

Kokelaar, P., 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *J. Geol. Soc. London*, 140, pp.939–944.

Kovacs, I. et al., 2012. Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics*, 514-517, pp.168–179. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195111004562 [Accessed November 14, 2014].

Kovács, I. & Szabó, C., 2008. Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle

Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics*, 45(1), pp.1–17. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264370707000488 [Accessed December 7, 2012].

Kovacs, S., 1982. Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic-Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rd- sch*, 71, pp.617–640.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, pp.1023–1052.

Lesher, C.E. et al., 2009. Volumetric properties of magnesium silicate glasses and supercooled liquid at high pressure by X-ray microtomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 174, pp.292–301.

Lister, G.S. & Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6, pp.617–638.

Litasov, K. & Ohtani, E., 2010. The solidus of carbonated eclogite in the system CaO-Al2O3-MgO-SiO2-Na2O-CO2 to 32GPa and carbonatite liquid in the deep mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2), pp.115–126.

Lu, J. et al., 2015. Lithos Microscale effects of melt in filtration into the lithospheric mantle : Peridotite xenoliths from Xilong , South China. *Lithos*, 232, pp.111–123.

Luhr, J.F., 2001. Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3), pp.261–283.

Luth, R.W., 1999. Carbon and carbonates in the mantle In: Fei, Y., Bertka, C.M.,Mysen, B.O. (Eds.), Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd, 6. *The geological society*, pp.297–316.

MacPherson, C.G., Hilton, D.R. & Hammerschmidt, K., 2010. No slab-derived co2 in Mariana Trough back-arc basalts: Implications for carbon subduction and for temporary storage of CO2 beneath slow spreading ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(11), pp.1–25.

Majoros, G., 1983. Lithostratigraphy of the Permian formations of the Transdanubian Central Mountains. *Acta Geologica Hungarica*, 26, pp.7–20.

Martel, D.J. et al., 1989. Leakage of Helium from the Pannonian basin. *Nature*, 342, pp.908–912.

Martin, H., 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), pp.411–429.

Martin, U. et al., 2003. Mio-pliocene phreatomagmatic volcanism in a Fluvio–Lacustrine basin in Western Hungary. *GeoLines*, 15, pp.93–97.

Martin, U. & Németh, K., 2004. Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Wester Pannonian Basin. In *Geologica Hungaria*.

Marty, B., 2012. The origins and concentrations of water, carbon, nitrogen and noble gases on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 313-314(1), pp.56–66. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.040.

Marty, B., CMO'D, A. & Raymond, S., 2013. Primordial origins of Earth's carbon. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 75, pp.149–181.

Marty, B. & Jambon, A., 1987. C-3He in volatile fluxes from the solid Earth: implications for carbon geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 83, pp.16–26.

Marty, B., Jambon, A. & Sano, Y., 1989. Helium isotopes and CO2 in volcanic gases of Japan. *Chemical Geology*, 76(1-2), pp.25–40. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0009254189901253 [Accessed June 4, 2014].

Marty, B. & Tolstikhin, I.N., 1998. CO2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes. *Chemical Geology*, 145(3-4), pp.233–248. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254197001459 [Accessed May 21, 2014].

McDonough, W.F.F. & Sun, S. -s. S.., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), pp.223–253. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0009254194001404 [Accessed January 15, 2015].

Mercier, J.C. & Nicolas, A., 1975. Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *Journal of Petrology*, 16(2).

Metrich, N. et al., 2001. Crystallization driven by decompression and water loss at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Petrology*, 42(8), pp.1471–1490.

Michon, L., 2001. *Dynamique de l'extension continentale- Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif central*.

Miller, C. et al., 2012. Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: Textural and geochemical evidence for peridotite-melt reactions. *Lithos*, 128-131, pp.11–26. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.004.

Moine, B.N. et al., 2004. Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. *Lithos*, 75(1-2), pp.239–252.

Moreira, M., 2013. Noble gas constraints on the origin and evolution of Earth's volatiles. *Geochemical Perspectives*, 2(2), pp.229–403. Available at: http://www.geochemicalperspectives.org/online/v2n2 [Accessed January 22, 2014].

Morizet, Y. et al., 2007. The influence of H2O and CO2 on the glass transition temperature: insights into the effects of volatiles on magma viscosity. *European Journal of Mineralogy*, 19(5), pp.657–669.

Morner, N.A. & Etiope, G., 2002. Carbon degassing from the lithosphere. *Global and Planetary Change*, 33, pp.185–203.

Müller, P., Geary, D.H. & Magyar, I., 1999. The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family level taxonomy. *Lethaia*, 32, pp.47–60.

Muller, P. & Magyar, I., 1992. Stratigraphic significance of the upper Miocene lacustrine cardiid Prosodacnomya (Kotcse section, Pannonian basin, Hungary). *Foldtani Kozlony*, 122, pp.1–38.

Nagymarosy, A., 1981. Subsidence profiles of the deep Neogene basins in Hungary. *Earth Evol. Sci.*, 1, pp.218–222.

Nagymarosy, A. & Hamor, G., 2012. Genesis and evolution of the Pannonian basin. *Geology of Hungary*.

Nemeth, K. et al., 2003. Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160(4), pp.523–530. Available at: http://jgs.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/0016-764902-131 [Accessed February 8, 2014].

Nemeth, K., Martin, U. & Csillag, G., 2003. Calculation of Erosion Rates Based on Remnants of Mono- genetic Alkaline Basaltic Volcanoes in the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary) of Mio / Pliocene Age. *Geolines*, 15, pp.102–106.

Németh, K., Martin, U. & Harangi, S., 2000. On the calculation of the geometry of the diatreme pipe from a deposits of an "accidental lithic clast rich" maar, Tihany East Maar, (Hungary). *Terra Nostra*, 6, pp.383–391.

Nemeth, T. et al., 1999. Clayminerals in paleosols at Visonta, Hungary. *Acta Miner. Petrogr Szeged*, 40, pp.11–20.

Neumann, E.-R. et al., 2002. Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism. *Journal of Petrology*, 43(5), pp.825–857. Available at: http://petrology.oupjournals.org/cgi/content/abstract/43/5/825.

Nier, A.O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Physical review*, B77, pp.789–793.

Niida, K. & Green, D.H., 1999. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(1), pp.18–40.

Olafsson, M. & Eggler, D.H., 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, pp.305–315. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0012821X83902121.

Ozima, M. & Podosek, F.A., 2002. Noble Gas Geochemistry. *Cambridge University Press*.

Panero, W.R. & Kabbes, J.E., 2008. Mantle-wide sequestration of carbon in silicates and the structure of magnesite II. *Geophysical Research Letters*, 35(14), p.LI4307. Available at: <Go to ISI>://WOS:000257995700001.

Papale, P., Moretti, R. & Barbato, D., 2006. The compositional dependence of the saturation surface of H2O+CO2 fluids in silicate melts. *Chemical Geology*, 229(1-3), pp.78–95. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254106000532 [Accessed June 4, 2014].

Parisatto, M. et al., 2012. 3D investigation of inclusions in diamonds using X-ray micro-tomography. *Geophysical Research Abstracts*, 14(2012-13968).

Pearce, J.A. & Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, pp.251–285.

Pécskay, Z. et al., 1995. Space and time distribution of Neogene -Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanologica*, 7, pp.15–28.

Pili et al., 1999. Fluid-rock interaction in the granulites of Madagascar and lithospheric-scale Transfer of fluids. *Gondwana Research*, 2 (3)(3), pp.341–350. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X05702719 [Accessed June

4, 2014].

Pineau, F. et al., 2004. Deep-sea explosive activity on the Mid-Atlantic Ridge near 34°50′N: a stable isotope (C, H, O) study. *Chemical Geology*, 211(1-2), pp.159–175. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254104002487.

Pinti, D.L. & Marty, B., 2000. Noble gases in oil and gas field: origins and processes. *Mineralogy association of Canada Short Course*, 28, pp.160–196.

Plank, T. & Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3-4), pp.325–394.

Poinar, K., 2012. The Carbon Cycle in the Mantle. , pp.1–11.

Posgay, K. et al., 1995. Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics*, 252, pp.467–484.

Posgay, K. et al., 1981. Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. *Earth Evol. Sci.*, 1 (3/4), pp.272–279.

Posgay, K. et al., 1991. Contour map of the Mohorovicic discontinuity beneath Central Europe. *Geophysical Transmission*, 36, pp.7–13.

Praus, O. et al., 1990. Magnetotelluric and seismological determination of the lithosphere-asthenosphere transition in Central Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 60(1-4), pp.212–228.

Purcell, C. et al., 2009. Velocity measurements in reservoir rock samples from the SACROC unit using various pore fluids, and integration into a seismic survey taken before and after a CO2 sequestration flood. *Energy Procedia*, 1(1), p.1. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.egypro.2009.01.302.

Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Mineralogy and Geochemistry*, 69, pp.61–120.

PyrakNolte, L.J., Montemagno, C.D. & Nolte, D.D., 1997. Volumetric imaging of aperture distributions in connected fracture networks. *Geophysical Research Letters*, 24(18), pp.2343–2346.

Rapp, R.. et al., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4), pp.335–356. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254199001060 [Accessed March 16, 2015].

Resing, J.A. et al., 2004. CO2 and 3He in hydrothermal plumes: implications for mid-ocean ridge CO2 flux. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3-4), pp.449–464. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X04004625.

Richet, P. et al., 2000. Water and the density of silicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(4), pp.337–347. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s004100050567.

Rivers, M.L., Wang, Y.B. & Uchida, T., 2004. Microtomography at GeoSoilEnviroCARS. In: Bonse, U. (Ed.), Developments in X-Ray Tomography Iv. Proceedings of the Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (Spie). *Spie-Int Soc Optical Engineering, Bellingham*, pp.783–791.

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Review in Mineralogy*, 12.

Roggensack, K., 1997. Explosive Basaltic Volcanism from Cerro Negro Volcano: Influence of Volatiles on Eruptive Style. *Science*, 277(5332), pp.1639–1642.

Roggensack, K., 2001. Sizing up crystals and their melt inclusions: A new approachto crystallization studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, pp.221–237.

Royden, L., Horváth, F. & Burchfiel, B.., 1982. Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. America Bull.*, 93, pp.717–725.

Saal, A.E. et al., 2002. Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle. *Nature*, 419(6906), pp.451–5. Available at: http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12368848.

Sacchi, M. & Horváth, F., 2002. Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). In: Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G., Lankreijer, A.C. (Eds.), Neotectonics and Surface Processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathi. *European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication*, Series 3, pp.79–94.

Sano, Y. & Marty, B., 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, 119(1-4), pp.265–274. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/000925419400097R [Accessed June 4, 2014].

Scambelluri, M. et al., 2009. CO2 fluid and silicate glass as monitors of alkali basalt/peridotite interaction in the mantle wedge beneath Gobernador Gregores, Southern Patagonia. *Lithos*, 107(1-2), pp.121–133. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.015.

Schiano, P. & Bourdon, B., 1999. On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 169(1-2), pp.173–188. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X99000746 [Accessed June 5, 2014].

Schmidt, M.W. et al., 2004. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3-4), pp.415–432.

Schrauder, M. & Navon, O., 1993. Solid carbon dioxide in a natural diamond. *Nature*, 365(6441), pp.42–44.

Sclater, J.G. et al., 1980. The formation of the intra-Carpathian Basins as determined from subsidence data. *Earth and Planetary Science Letters*, 51, pp.139–162.

Seghedi, I., Balintoni, I. & Szakács, A., 1998. Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the intracarpathian region. *Lithos*, 45(1-4), pp.483–497. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493798000462.

Shaw, C.S.J., 1999. Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: Further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3), pp.114–132. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s004100050501.

Shaw, C.S.J. et al., 1998. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4), pp.354–370. Available at:

http://link.springer.com/10.1007/s004100050429.

Shaw, C.S.J. & Dingwell, D.B., 2008. Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: A textural and chemical study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(2), pp.199–214.

Shaw, C.S.J., Heidelbach, F. & Dingwell, D.B., 2006. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(6), pp.681–697. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s00410-006-0087-2 [Accessed November 14, 2014].

Shcheka, S.S. et al., 2006. Carbon solubility in mantle minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3-4), pp.730–742. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X06002573 [Accessed December 7, 2012].

Sherwood Lollar, B., Ballentine, C.J. & Onions, R.K., 1997. The fate of mantle-derived carbon in a continental sedimentary basin: Integration of relationships and stable isotope signatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(11), pp.2295–2307. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016703797000835.

Shishkina, T. a. et al., 2010. Solubility of H2O- and CO2-bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500MPa. *Chemical Geology*, 277(1-2), pp.115–125. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254110002640 [Accessed June 4, 2014].

Sleep, N.H., Zahnle, K.J. & Neuhoff, P.S., 2001. Initiation of clement surface conditions on the earliest Earth. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 98, pp.3666–3672.

Soreide, I. & Whitson, C.H., 1992. Peng-Robinson predictions for hydrocarbons, CO2, N2, and H2S with pure water and NaCl brine. *Fluid Phase Equilibria*, 77, pp.217–240.

Spakman, W., 1990. Tomographic images on the upper mantle below Europe and the Mediterranean. *Ter. Nova*, 2, pp.542–553.

Span, R. & Wagner, W., 1996. A New Equation of State for Carbon Dioxide Covering the Fluid Region from the Triple-Point Temperature to 1100 K at Pressures up to 800 MPa. *J. Phys. Chem.*, 25(6), pp.1509–1596.

Środa, P. et al., 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. *Geophysical Journal International*, 167(2), pp.737–760. Available at: http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-246X.2006.03104.x [Accessed December 7, 2012].

Staudigel, H. et al., 1989. Cretaceous ocean crust at DSDP Sites 417 and 418: Carbon uptake from weathering versus loss by magmatic outgassing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(11), pp.3091–3094.

Stephant, A. et al., 2014. Reduction of OH contamination in quantification of water contents using NanoSIMS imaging. *Chemical Geology*, 380, pp.20–26. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.04.018.

Stern, R.J., 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), pp.1–13.

Sterner, S.M. & Pitzer, K.S., 1994. An equation of state for carbon dioxide valid from zero to extreme pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, pp.362–374.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, pp.1–33.

Szabo, C. et al., 2010. From maars to lava lakes: Ultramafic and granulite xenoliths associated with the alkaline basaltic volcanism of the Pannonian Basin. In *Mineralogica-petrographica field guide series*. pp. 1–32.

Szabo, C. et al., 1995. Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region. *ACta Vulcanologica*, 7(2), pp.231–239.

Szabó, C. et al., 2004. Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. *Tectonophysics*, 393(1-4), pp.119–137. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195104002574 [Accessed December 7, 2012].

Szabó, C. et al., 2009. Melt-wall rock interaction in the mantle shown by silicate melt inclusions in peridotite xenoliths from the central Pannonian Basin (western Hungary). *Island Arc*, 18(2), pp.375–400. Available at: http://doi.wiley.com/10.1111/j.1440-1738.2009.00672.x [Accessed December 7, 2012].

Szabo, C., Bodnar, R.J. & Sobolev, A. V., 1996. Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nograd-Gomor Volcanic Field, Northern HungarySouthern Slovakia – Evidence from silicat. *Eur. J. Mineral.*, 8, pp.881–899.

Szabo, C., Harangi, S. & Csontos, L., 1992. Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208, pp.243–256.

Szabo, C. & Taylor, L.A., 1994. Mantle petrology and geochemistry beneath the Nograd-Gomor Volcanic field, Carpathian-Pannonian region. *Internationan Geology Review*, 36, pp.328–358.

Tari, G., 1991. Multiple Miocene block rotation in the Bakony mountain, Transdanubian central range, Hungary. *Tectonophysics*, 1999, pp.93–108.

Tari, G., Horvath, F. & Rumpler, J., 1992. Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208, pp.203–219.

Tašárová, A. et al., 2009. The lithospheric structure of the Western Carpathian–Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modelling. *Tectonophysics*, 475(3-4), pp.454–469. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195109003229 [Accessed January 22, 2014].

Tatsumi, Y. & Eggins, S., 1995. Subduction Zone Magmatism. *Blackwell Science, Cambridge, MA*, p.211 pp.

Thomsen, T.B. & Schmidt, M.A.X.W., 2008. The Biotite to Phengite Reaction and Mica-dominated Melting in Fluid þ Carbonate-saturated Pelites at High Pressures. *Journal of Petrology*, 0(0), pp.1–26.

Thrasher, J. & Fleet, A.J., 1995. Predictive the risk of carbon dioxyde pollution in petroleum reservoirs. In *Grimalt, J.O., Dorronsoro, C. (Eds.), Organic Geochemistry: Developments and Applications to Energy, Climate, Environment and Human History, Proceedings of the 17th International Meeting on Organic Geochemistry, San Sebastian, Spain*. pp. 1086–1088.

Torok, K., 2002. Ultrahigh-temperature metamorphism of a buchitized xenolith from the basaltic tuff of Szigliget (Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 45, pp.175–192.

Török, K. et al., 2005. Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, W-Hungary. *Chemical Geology*, 223(1-3), pp.93–108. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254105002913 [Accessed December 7, 2012].

Touret, J.L.R., 1992. CO2 transfer between the upper mantle and the atmosphere: temporary storage in the lower continental crust. *Terra Nova*, 4(1), pp.87–98.

Trull, T. et al., 1993. C-He systematics in hotspot xenoliths: Implications for mantle carbon contents and carbon recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, pp.43–64. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X93901586 [Accessed August 12, 2013].

Tullner, T. & Cserny, T., 2003. New aspects of lakelevel changes: Lake Balaton, Hungary. *Acta Geologica Hungarica 46/2, Budapest*, pp.215–238.

Vannucci, R. et al., 1998. Partitioning of REE, Y, Sr, Zr, and Ti between clinopyroxene and silicate melts in the mantle under La Palma (Canary Islands): implications for the nature of the metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters*, 158, pp.39–51.

Varela, M.E. et al., 1999. Silicic glasses in hydrous and anhydrous mantle xenoliths from Western Victoria , Australia : at least two different sources. *Chemical Geology*, 153, pp.151–169.

Vitalis, I., 1911. A balatonvidéki bazaltok. — A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/I. *Geol. Függ. II.*, p.169.

Walker, J.A. et al., 2003. The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone. *Contribution to Mineralogy and petrology*, 146, pp.62–77.

Wallace, M.E. & Green, D.H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335, pp.343–346.

Wallace, P.J., 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1-3), pp.217–240. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377027304002884 [Accessed December 9, 2014].

Weinlich et al., 1999. An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(21), pp.3653–3671.

Wennberg, O.P., Rennan, L. & Basquet, R., 2009. Computed tomography scan imaging of natural open fractures in a porous rock; geometry and fluid flow. *Geophysical Prospecting*, 57(2), pp.239–249.

White, J.D.L. & Houghton, B.., 2000. Surtseyan and related eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. & Stix, J.(eds) Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press, San Diego, CA*, pp.495–512.

Wijbrans, J. et al., 2007. 40Ar/39Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164(4), pp.193–204.

Wulff-Pedersen, E. et al., 1999. Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts : ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma , Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, pp.59–82.

Wycherley, H., Fleet, A. & Shaw, H., 1999. Some observations on the origins of large volumes of carbon dioxide accumulations in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 16(6), pp.489–494. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264817299000471.

Xiong, X.L., Adam, J. & Green, T.H., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218(3-4), pp.339–359.

Xu, Y. et al., 1996. K-rich glass-bearing wehrlite xenoliths from Yitong, Northeastern China: petrological and chemical evidence for mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125(4), pp.406–420. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s004100050231.

Yaxley, G.M. et al., 1997. Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, autralia, and their relevance to mantle process. *Earth and planetary science letters*, 148, pp.433–446.

Yaxley, G.M. & Brey, G.P., 2004. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: Implications for petrogenesis of carbonatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, pp.606–619.

Yaxley, G.M. & Kamenetsky, V., 1999. In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia : insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(1-2), pp.97–109. Available at: http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00196-X.

Youxue Zhang & Zindler, A., 1993. Distribution and evolution of carbon and nitrogen in Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3-4), pp.331–345.

Zhu, W. et al., 2011. Microtomography of Partially Molten Rocks: Three-Dimensional Melt Distribution in Mantle Peridotite_Supporting material. *Science (New York, N.Y.)*, 332(6025), pp.1–6. Available at: http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21454786 [Accessed January 25, 2014].

Ziegler, P., and Roure, E., 1996. Architecture and petroleum systems of the Alpine orogen and associated basins, in Ziegler, P.A., and Horváth, F., eds., Structure and prospects of Alpine basins and forelands: Paris, Editions du Museum National d'Histoire Naturelle, Peri-Tethys Memoir 2. *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Geologie*, 170, pp.15–45.

Zinngrebe, E. & Foley, S.F., 1995. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(1-2), pp.79–96.

Annexes

Annexe 1 – Compositions en éléments majeurs et traces des minéraux primaires, secondaires et des verres des veines et melt pockets

Olivines	SZB16										SZB44					SZB50	
	c	c	m	c	c	r	c	c	c	c	c	r	c	r	c	c	c
Na2O	0,02	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	48,73	48,85	48,68	49,06	48,69	48,67	48,76	48,86	48,70	48,65	48,05	48,56	48,08	48,21	47,89	48,03	48,08
SiO2	40,62	41,08	40,76	41,07	41,25	40,94	41,27	40,81	41,00	40,90	41,21	40,57	41,04	40,86	40,82	40,62	40,24
Al2O3	0,05	0,06	0,03	0,03	0,05	0,02	0,14	0,05	0,05	0,05	0,06	0,00	0,04	0,04	0,02	0,04	0,15
K2O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,09	0,08	0,08	0,09	0,11	0,12	0,08	0,09	0,08	0,09	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,06
TiO2	0,05	0,02	0,06	0,00	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	10,27	10,17	10,13	10,20	10,16	9,98	10,19	10,17	10,28	10,33	10,64	10,70	10,86	10,87	10,81	10,64	10,71
MnO	0,12	0,10	0,18	0,10	0,12	0,10	0,13	0,14	0,17	0,15	0,10	0,17	0,09	0,17	0,14	0,09	0,14
Cr2O3	0,01	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,00	0,11	0,00	0,01	0,00
V2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,32	0,36	0,35	0,41	0,34	0,32	0,38	0,37	0,38	0,36	0,38	0,37	0,34	0,32	0,35	0,35	0,38
Total	100,29	100,76	100,34	101,05	100,73	100,17	101,06	100,53	100,72	100,60	100,53	100,49	100,54	100,69	100,11	99,85	99,76
Mg#	89,43	89,54	89,54	89,55	89,52	89,69	89,50	89,55	89,41	89,36	88,95	89,00	88,75	88,78	88,76	88,94	88,89
modal	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	53,75	53,75	53,75	53,75	53,75	52,25	52,25

Olivines	SZB51					SZB52						SZB66			
	c	c	r	c	c	c	r	c	r	c	c	c	c	r	c
Na2O	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
MgO	49,15	49,13	49,15	49,10	48,88	49,21	48,89	49,18	49,11	48,99	48,56	48,82	48,55	48,30	48,69
SiO2	41,53	41,46	41,39	41,65	41,77	40,53	40,40	41,11	40,88	41,07	41,05	41,05	41,16	40,99	40,97
Al2O3	0,03	0,04	0,00	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
K2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,06	0,06	0,09	0,07	0,06	0,08	0,16	0,13	0,14	0,12	0,11	0,08	0,08	0,10	0,08
TiO2	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,35	9,62	9,61	9,55	9,37	9,42	9,20	9,27	9,12	9,35	9,07	10,08	9,39	9,83	9,67
MnO	0,12	0,14	0,11	0,14	0,11	0,14	0,14	0,16	0,13	0,16	0,13	0,10	0,10	0,12	0,14
Cr2O3	0,00	0,04	0,21	0,02	0,05	0,09	0,04	0,07	0,13	0,02	0,05	0,05	0,04	0,12	0,05
V2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,36	0,35	0,33	0,38	0,35	0,33	0,37	0,39	0,38	0,34	0,35	0,42	0,39	0,40	0,38
Total	100,63	100,91	100,93	100,96	100,61	99,86	99,27	100,37	99,96	100,18	99,38	100,62	99,75	99,90	100,04
Mg#	90,36	90,10	90,12	90,16	90,29	90,30	90,45	90,44	90,56	90,32	90,51	89,62	90,22	89,75	89,97
modal	74	74	74	74	74	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64

Tableau 3 : Compositions en éléments majeurs des minéraux primaires des xénolites mantelliques

Olivines	SZG14											SZG23				
	c	c	m	c	c	r	c	c	c	r	c	r	r	c	c	c
Na2O	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,04	0,05	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
MgO	48,38	48,32	48,34	48,45	48,25	48,14	48,54	48,47	48,42	48,27	48,20	48,04	48,16	48,24	48,17	48,24
SiO2	40,80	41,12	41,53	41,01	41,06	41,21	40,83	41,13	40,71	41,15	41,06	40,03	40,89	41,10	41,23	40,77
Al2O3	0,12	0,06	0,06	0,10	0,03	0,09	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,07	0,13	0,03	0,04
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,13	0,12	0,11	0,11	0,13	0,12	0,11	0,13	0,12	0,12	0,13	0,23	0,13	0,02	0,08	0,09
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	10,28	10,14	10,14	10,37	10,44	10,31	10,51	10,22	10,24	10,40	10,36	10,16	9,85	9,85	9,90	9,87
MnO	0,10	0,18	0,18	0,17	0,15	0,19	0,15	0,15	0,13	0,14	0,16	0,19	0,11	0,16	0,18	0,11
Cr2O3	0,06	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,11	0,03	0,02	0,00	0,06	0,06	0,05	0,02	0,06
V2O3	0,32	0,36	0,34	0,35	0,28	0,34	0,39	0,38	0,35	0,42	0,34	0,31	0,35	0,37	0,33	0,37
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,20	100,39	100,72	100,59	100,43	100,46	100,63	100,65	100,03	100,56	100,31	99,04	99,64	99,92	99,95	99,56
Mg#	89,35	89,47	89,47	89,28	89,18	89,28	89,17	89,42	89,40	89,22	89,24	89,40	89,71	89,72	89,66	89,71
modal	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	49,5	61,5	61,5	61,5	61,5	61,5

Olivines	SZG30					SZG44						FT12					
	c	c	r	c	c	c	c	r	c	r	c	r	c	c	r	c	c
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	48,08	48,63	48,34	48,48	48,32	48,41	48,06	47,97	48,20	48,19	48,18	49,13	48,05	48,08	48,09	48,22	47,76
SiO2	41,60	41,31	42,01	41,31	41,14	41,18	41,74	41,13	41,43	41,20	40,85	40,65	40,73	41,08	41,02	41,27	41,02
Al2O3	0,03	0,03	0,06	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,07	0,03	0,01	0,05	0,01	0,03	0,00	0,04
K2O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,09	0,08	0,10	0,09	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04
TiO2	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	10,04	10,13	9,95	9,95	10,12	10,49	10,23	10,32	10,46	10,29	10,41	10,34	10,59	10,54	10,52	10,15	10,55
MnO	0,11	0,14	0,13	0,13	0,14	0,15	0,13	0,17	0,16	0,12	0,15	0,17	0,13	0,15	0,15	0,17	0,13
Cr2O3	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,13	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03
V2O3	0,31	0,39	0,32	0,37	0,37	0,37	0,31	0,30	0,33	0,40	0,31	0,35	0,42	0,34	0,35	0,36	0,36
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,39	100,72	100,88	100,35	100,22	100,75	100,71	100,17	100,77	100,40	100,07	100,74	100,04	100,28	100,27	100,25	99,95
Mg#	89,52	89,44	88,99	89,05	88,98	89,16	89,33	89,24	89,15	89,30	89,19	89,44	88,99	89,05	89,07	89,44	88,98
modal	56,5	56,5	56,5	56,5	56,5	54,75	54,75	54,75	54,75	54,75	54,75	60,5	60,5	60,5	60,5	60,5	60,5

Tableau 3 : Suite

Olivines	FT01P		FT08P									MSZK1306			MSZK1308				
	c	c																	
Na2O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02
MgO	48,78	48,77	49,90	49,73	49,44	49,43	49,85	49,50	49,53	49,54	48,92	49,83	50,01	50,11	49,21	49,32	49,20	49,32	49,52
SiO2	42,17	42,00	41,60	41,68	41,80	41,42	41,59	41,40	41,38	41,39	41,77	40,94	41,23	41,75	41,09	41,59	41,16	41,39	41,74
Al2O3	0,04	0,06	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,05
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
CaO	0,09	0,12	0,05	0,06	0,04	0,07	0,04	0,15	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,09	0,07	0,10	0,08	0,08
TiO2	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
FeO	9,35	9,21	9,60	9,50	9,47	9,57	9,68	9,39	9,66	9,54	9,60	9,13	9,26	9,27	9,40	9,47	9,37	9,38	9,54
MnO	0,17	0,13	0,18	0,15	0,15	0,13	0,14	0,12	0,12	0,11	0,14	0,11	0,14	0,16	0,17	0,09	0,10	0,17	0,11
Cr2O3	0,04	0,05	0,02	0,00	0,04	0,07	0,02	0,12	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,01	0,04
V2O3	0,37	0,38	0,36	0,36	0,38	0,36	0,40	0,39	0,35	0,39	0,38	0,36	0,40	0,37	0,35	0,34	0,42	0,35	0,37
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,03	100,71	101,72	101,52	101,34	101,11	101,76	101,11	101,21	101,03	100,87	100,45	101,10	101,74	100,43	101,02	100,41	100,75	101,48
Mg#	90,30	90,42	90,26	90,32	90,29	90,20	90,18	90,38	90,14	90,25	90,09	90,68	90,59	90,60	90,32	90,27	90,35	90,36	90,24
modal	71,25	71,25	62,25	62,25	62,25	62,25	62,25	62,25	62,25	62,25	62,25	51	51	51	55,5	55,5	55,5	55,5	55,5

Tableau 3 : Suite

Opx	SZB16									SZB44						SZB50						
	c	c	c	c	r	c	c	r	c	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r	c	c	c
Na2O	0,17	0,17	0,16	0,17	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,06	0,06	0,08	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
MgO	31,49	30,64	31,98	31,90	31,71	31,68	31,97	31,45	31,72	32,64	32,08	32,54	31,26	32,34	32,32	32,29	32,20	32,51	32,23	32,38	32,51	32,36
SiO2	54,35	53,25	54,15	53,99	54,27	54,97	54,51	54,53	53,88	55,31	54,66	54,97	56,85	55,16	55,53	55,09	55,65	55,11	55,20	55,14	55,15	55,29
Al2O3	5,72	5,65	5,78	5,63	5,75	5,74	5,57	5,84	5,65	4,49	4,85	4,53	4,66	4,47	4,52	4,56	4,56	4,45	4,49	4,44	4,55	4,46
K2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02
CaO	1,02	1,03	1,02	1,03	1,01	1,00	1,04	1,06	1,04	0,70	0,91	0,67	0,78	0,73	0,73	0,68	0,71	0,69	0,67	0,66	0,67	0,69
TiO2	0,16	0,16	0,14	0,17	0,12	0,15	0,12	0,14	0,15	0,09	0,12	0,07	0,11	0,07	0,10	0,12	0,07	0,06	0,12	0,11	0,12	0,08
FeO	6,27	6,48	6,55	6,52	6,61	6,47	6,68	6,49	6,63	6,87	6,52	6,81	6,67	6,97	6,72	6,73	6,90	7,02	6,89	6,88	7,14	6,82
MnO	0,16	0,11	0,09	0,09	0,09	0,08	0,16	0,06	0,10	0,15	0,18	0,09	0,14	0,14	0,12	0,11	0,19	0,10	0,17	0,05	0,18	0,12
Cr2O3	0,35	0,44	0,46	0,49	0,41	0,45	0,41	0,46	0,49	0,30	0,27	0,27	0,30	0,32	0,27	0,22	0,25	0,28	0,29	0,25	0,20	0,22
V2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
NiO	0,00	0,10	0,11	0,13	0,10	0,07	0,13	0,12	0,08	0,09	0,07	0,10	0,08	0,10	0,07	0,08	0,11	0,10	0,07	0,07	0,09	0,13
Total	99,71	98,05	100,46	100,15	100,28	100,84	100,80	100,37	99,93	100,72	99,74	100,13	100,93	100,36	100,49	99,97	100,71	100,40	100,23	100,06	100,69	100,27
Mg#	89,96	89,39	89,69	89,71	89,52	89,71	89,51	89,62	89,51	89,44	89,77	89,50	89,31	89,22	89,55	89,54	89,27	89,20	89,29	89,35	89,03	89,43
modal	29	29	29	29	29	29	29	29	29	25,25	25,25	25,25	25,25	25,25	25,25	21,25	21,25	21,25	21,25	21,25	21,25	21,25

Opx	SZB51							SZB52				SZB66					
	c	r	r	c	c	r	c	c	r	r	c	r	c	r	c	r	c
Na2O	0,05	0,07	0,05	0,06	0,05	0,08	0,06	0,09	0,08	0,10	0,10	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
MgO	33,44	32,83	33,18	33,25	33,20	33,50	33,28	32,11	32,05	31,78	31,99	32,84	32,83	32,70	32,85	32,63	32,76
SiO2	56,78	57,21	56,54	56,68	56,92	56,59	55,61	54,94	57,17	54,97	54,74	56,29	56,52	56,16	56,11	55,93	56,11
Al2O3	2,80	2,84	2,75	2,78	2,82	2,78	2,81	4,98	5,32	4,91	4,94	3,12	3,15	3,08	3,17	3,02	3,15
K2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,82	0,82	0,79	0,81	0,80	0,84	0,80	1,13	1,12	1,12	1,10	0,90	0,91	0,92	0,91	0,87	0,85
TiO2	0,04	0,02	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,07	0,07	0,07	0,04	0,03	0,05	0,07	0,03	0,05	0,02
FeO	6,13	6,13	6,09	5,81	5,89	5,72	6,08	5,79	5,98	5,69	5,79	6,29	6,36	6,27	6,22	6,35	6,32
MnO	0,10	0,05	0,11	0,13	0,13	0,12	0,14	0,16	0,09	0,15	0,13	0,11	0,12	0,20	0,14	0,15	0,10
Cr2O3	0,59	0,56	0,69	0,64	0,57	0,65	0,56	0,58	0,56	0,56	0,57	0,55	0,67	0,67	0,60	0,60	0,56
V2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
NiO	0,12	0,08	0,04	0,03	0,11	0,09	0,07	0,13	0,09	0,08	0,10	0,10	0,13	0,08	0,09	0,10	0,07
Total	100,90	100,63	100,30	100,25	100,57	100,43	99,45	100,01	102,55	99,44	99,51	100,27	100,79	100,18	100,16	99,75	99,98
Mg#	90,67	90,52	90,66	91,07	90,95	91,25	90,70	90,81	90,53	90,87	90,78	90,30	90,20	90,28	90,40	90,16	90,24
modal	16,75	16,75	16,75	16,75	16,75	16,75	16,75	16,5	16,5	16,5	16,5	29,5	29,5	29,5	29,5	29,5	29,5

Tableau 3 : Suite

Opx	SZG14														SZG23					
	c	r	r	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r	c	c	c	r	c	c	r
Na2O	0,14	0,16	0,15	0,13	0,22	0,16	0,16	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,15	0,12	0,17	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15
MgO	31,85	31,90	31,97	31,93	31,44	31,54	32,10	32,16	32,13	32,08	31,97	32,02	31,91	32,24	31,36	32,13	32,04	32,16	32,06	32,75
SiO2	54,73	55,43	55,03	55,10	54,96	54,84	55,12	54,46	55,06	54,37	54,57	54,97	55,06	55,05	55,91	55,28	55,77	54,49	55,19	54,84
Al2O3	5,02	5,25	5,08	5,16	5,57	5,32	5,00	5,18	4,95	5,17	5,15	5,19	5,36	5,18	3,80	3,80	3,86	4,03	4,39	4,02
K2O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
CaO	0,82	1,00	0,87	0,81	1,16	0,96	0,94	0,85	0,85	0,82	0,79	0,80	0,90	0,81	0,89	0,85	0,84	0,84	0,80	0,82
TiO2	0,17	0,19	0,14	0,15	0,23	0,18	0,18	0,18	0,17	0,13	0,19	0,12	0,18	0,09	0,07	0,04	0,11	0,06	0,17	0,08
FeO	6,31	6,43	6,47	6,28	6,47	6,33	6,36	6,53	6,47	6,63	6,67	6,67	6,39	6,56	6,76	6,45	6,58	6,55	6,22	6,35
MnO	0,08	0,10	0,10	0,13	0,14	0,13	0,10	0,12	0,10	0,12	0,17	0,19	0,13	0,14	0,11	0,13	0,16	0,18	0,11	0,10
Cr2O3	0,34	0,23	0,33	0,34	0,38	0,31	0,37	0,31	0,33	0,42	0,32	0,37	0,37	0,33	0,60	0,59	0,56	0,63	0,56	0,60
V2O3	0,09	0,06	0,07	0,09	0,10	0,09	0,05	0,10	0,11	0,08	0,08	0,08	0,08	0,13	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,06
NiO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Total	99,56	100,76	100,21	100,16	100,67	99,88	100,40	100,06	100,33	99,99	100,07	100,54	100,56	100,67	99,77	99,53	100,16	99,20	99,77	99,78
Mg#	90,00	89,84	89,81	90,06	89,65	89,87	89,99	89,77	89,85	89,61	89,52	89,54	89,90	89,76	89,21	89,88	89,66	89,74	90,19	90,19
modal	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	29,75	19,75	19,75	19,75	19,75	19,75	19,75

Opx	SZG30						SZG44						FT12				FT01P			
	c	c	c	c	r	c	c	r	r	c	c	r	r	c	c	c	c	c	c	c
Na2O	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,10	0,16	0,15	0,13	0,16	0,16	0,14	0,06	0,05	0,05	0,03	0,12	0,14	0,11	0,13
MgO	32,14	32,10	32,55	32,21	32,26	32,48	31,76	32,12	31,72	31,93	31,95	32,09	32,50	32,42	32,59	32,43	32,06	32,48	32,54	32,43
SiO2	54,66	54,91	55,45	55,71	55,71	55,63	55,11	54,72	55,22	55,02	54,78	54,65	55,10	55,02	55,06	55,48	56,41	56,62	56,33	56,85
Al2O3	4,79	4,90	4,87	4,98	4,78	4,73	5,15	5,06	5,19	5,20	5,06	5,08	4,18	4,33	4,30	4,25	3,38	3,36	3,30	3,27
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,79	0,79	0,81	0,79	0,77	0,75	0,87	0,81	0,87	0,80	0,84	0,82	0,72	0,66	0,68	0,71	1,15	1,10	1,20	1,21
TiO2	0,12	0,08	0,15	0,18	0,19	0,14	0,16	0,15	0,17	0,16	0,16	0,16	0,08	0,11	0,04	0,07	0,14	0,09	0,07	0,07
FeO	6,21	6,44	6,30	6,44	6,15	6,50	6,61	6,58	6,62	6,54	6,48	6,59	6,77	6,66	6,89	6,85	5,79	5,96	5,84	5,66
MnO	0,09	0,09	0,14	0,14	0,13	0,17	0,09	0,12	0,18	0,13	0,11	0,15	0,10	0,15	0,15	0,16	0,08	0,11	0,10	0,09
Cr2O3	0,38	0,39	0,42	0,41	0,35	0,43	0,34	0,33	0,40	0,35	0,37	0,40	0,30	0,31	0,24	0,33	0,80	0,76	0,80	0,85
V2O3	0,11	0,09	0,07	0,09	0,07	0,09	0,08	0,10	0,11	0,07	0,08	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,11	0,08	0,09	0,12
NiO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Total	99,41	99,93	100,89	101,08	100,55	101,02	100,35	100,16	100,61	100,38	100,00	100,21	99,90	99,82	100,11	100,43	100,06	100,72	100,41	100,69
Mg#	90,22	89,88	90,21	89,91	90,34	89,90	89,54	89,69	89,52	89,69	89,79	89,66	89,53	89,66	89,40	89,41	90,80	90,67	90,85	91,08
modal	25,75	25,75	25,75	25,75	25,75	25,75	23,75	23,75	23,75	23,75	23,75	23,75	16,5	16,5	16,5	16,5	18,25	18,25	18,25	18,25

Tableau 3 : Suite

Opx	FT08P								MSZK1306						MSZK1308					
Na2O	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05	0,03	0,02	0,09	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,13	0,13	0,11	0,12	0,12	0,12
MgO	33,56	33,71	33,55	33,75	34,06	33,86	33,67	33,75	34,21	34,44	34,50	34,22	34,29	34,02	32,62	32,38	32,32	32,60	32,56	32,59
SiO2	56,37	56,95	56,39	56,70	56,10	56,46	56,17	56,44	56,77	56,45	56,72	56,43	56,94	57,59	55,64	55,53	55,46	55,50	55,51	54,99
Al2O3	3,52	3,42	3,50	3,46	3,39	3,49	3,48	3,61	2,65	2,66	2,56	2,50	2,67	2,61	5,18	5,07	5,15	5,08	5,02	4,99
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	0,59	0,62	0,59	0,59	0,63	0,61	0,60	0,57	0,61	0,58	0,61	0,60	0,60	0,61	0,91	0,92	0,91	0,94	0,94	0,95
TiO2	0,06	0,03	0,01	0,03	0,05	0,05	0,10	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,10	0,07	0,14	0,15	0,11	0,13	0,12
FeO	6,34	6,29	6,37	6,23	6,33	6,42	6,30	6,44	6,13	6,09	6,17	5,87	6,01	6,20	5,91	5,93	5,78	6,07	5,87	5,93
MnO	0,11	0,12	0,11	0,16	0,13	0,12	0,18	0,17	0,11	0,11	0,12	0,15	0,15	0,14	0,08	0,08	0,11	0,15	0,10	0,12
Cr2O3	0,42	0,28	0,33	0,33	0,31	0,34	0,39	0,36	0,35	0,35	0,28	0,37	0,31	0,41	0,50	0,49	0,54	0,47	0,52	0,48
V2O3	0,08	0,08	0,08	0,12	0,07	0,11	0,07	0,11	0,09	0,08	0,12	0,08	0,09	0,11	0,12	0,10	0,09	0,12	0,05	0,12
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Total	101,08	101,52	100,98	101,42	101,10	101,53	101,01	101,50	101,02	100,81	101,11	100,29	101,11	101,83	101,17	100,78	100,64	101,17	100,86	100,44
Mg#	90,42	90,52	90,38	90,62	90,56	90,39	90,50	90,34	90,87	90,97	90,88	91,23	91,05	90,73	90,77	90,68	90,88	90,54	90,82	90,74
modal	20,25	20,25	20,25	20,25	20,25	20,25	20,25	20,25	19,75	19,75	19,75	19,75	19,75	19,75	29,25	29,25	29,25	29,25	29,25	29,25

Cpx	SZB16								SZB44							SZB50				
Na2O	1,73	1,73	1,76	1,74	1,76	0,70	1,68	1,76	1,08	1,08	1,07	1,08	1,08	1,11	1,11	1,09	1,06	1,06	1,07	1,07
MgO	15,42	15,42	15,75	15,41	15,51	15,99	15,49	14,71	15,76	15,70	15,74	15,69	15,69	15,63	15,76	15,66	15,80	15,80	15,49	15,49
SiO2	51,63	51,63	51,48	51,55	51,81	51,07	51,63	51,57	52,37	51,75	52,19	51,98	51,98	52,13	52,31	51,97	52,73	52,73	52,28	52,28
Al2O3	7,49	7,49	7,48	7,71	7,51	6,07	7,64	7,67	5,52	5,61	5,74	5,67	5,67	5,66	5,66	5,74	5,73	5,73	5,63	5,63
K2O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,09	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	18,36	18,36	18,37	18,33	17,76	20,76	18,26	18,02	20,86	20,86	20,83	20,58	20,58	21,00	20,90	20,71	20,64	20,64	20,76	20,76
TiO2	0,56	0,56	0,55	0,52	0,58	0,72	0,57	0,64	0,33	0,37	0,32	0,39	0,39	0,40	0,41	0,35	0,35	0,35	0,33	0,33
FeO	3,30	3,30	3,58	3,42	3,52	3,39	3,40	3,58	2,92	3,08	3,17	3,09	3,09	3,13	3,07	2,96	3,09	3,09	3,02	3,02
MnO	0,11	0,11	0,05	0,06	0,07	0,07	0,10	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,09	0,12	0,05	0,06	0,06	0,10	0,10
Cr2O3	0,79	0,79	0,83	0,80	0,87	0,84	0,82	0,74	0,48	0,48	0,44	0,48	0,48	0,46	0,44	0,48	0,46	0,46	0,40	0,40
V2O3	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
NiO	0,08	0,08	0,03	0,06	0,02	0,01	0,03	0,08	0,07	0,09	0,06	0,06	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
Total	99,53	99,53	99,90	99,64	99,46	99,76	99,66	98,90	99,48	99,14	99,68	99,09	99,09	99,70	99,86	99,09	99,99	99,99	99,15	99,15
Mg#	89,27	89,27	88,71	88,94	88,72	89,36	89,05	87,98	90,59	90,10	89,85	90,04	90,04	89,90	90,15	90,41	90,11	90,11	90,15	90,15
Modal	15,25	15,25	15,25	15,25	15,25	15,25	15,25	15,25	17,00	17,00	17,00	17,00	17,00	17,00	17,00	18,25	18,25	18,25	18,25	18,25

Tableau 3 : Suite

Cpx	SZB51					SZB52							SZB66					
Na2O	0,86	0,85	0,85	0,84	0,86	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	1,00	0,43	0,44	0,45	0,45	0,41	0,45
MgO	16,87	16,78	16,93	16,86	17,04	16,50	16,50	16,50	16,50	16,23	16,23	16,40	16,91	17,34	17,06	17,06	16,49	16,59
SiO2	54,18	53,79	53,36	53,70	53,64	51,78	51,78	51,78	51,78	52,26	52,26	52,32	52,60	52,93	53,40	53,40	52,35	53,39
Al2O3	3,40	3,40	3,39	3,39	3,20	5,80	5,80	5,80	5,80	5,90	5,90	5,88	3,21	3,30	3,32	3,32	3,35	3,39
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	20,66	21,00	20,98	20,75	21,12	19,82	19,82	19,82	19,82	18,99	18,99	19,22	21,43	21,57	21,51	21,51	20,58	20,40
TiO2	0,07	0,02	0,06	0,04	0,09	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05	0,04
FeO	2,80	2,78	2,84	2,84	2,78	2,90	2,90	2,90	2,90	3,04	3,04	3,06	2,96	3,04	3,13	3,13	2,89	3,02
MnO	0,07	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,08	0,00	0,05	0,02	0,02	0,06	0,07
Cr2O3	0,99	1,07	1,19	1,11	1,01	1,03	1,03	1,03	1,03	0,98	0,98	1,10	0,97	0,87	0,88	0,88	0,80	0,76
V2O3	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
NiO	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,09	0,07	0,07	0,07	0,05	0,02
Total	99,98	99,81	99,69	99,66	99,85	99,13	99,13	99,13	99,13	98,66	98,66	99,34	98,72	99,74	99,94	99,94	97,07	98,17
Mg#	91,47	91,51	91,39	91,38	91,62	91,03	91,03	91,03	91,03	90,50	90,50	90,53	91,05	91,05	90,68	90,68	91,05	90,73
Modal	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	18,50	18,50	18,50	18,50	18,50	18,50	18,50	5,75	5,75	5,75	5,75	5,75	5,75

Cpx	SZG14									SZG23						
Na2O	1,81	1,57	1,86	1,61	1,93	1,64	1,93	1,86	1,72	1,86	1,82	1,77	1,80	1,76	1,66	1,80
MgO	15,02	15,44	14,95	15,54	15,00	15,62	15,06	14,80	15,36	14,97	15,02	15,10	14,95	15,01	14,76	14,95
SiO2	51,34	51,02	51,71	50,44	51,76	51,41	52,47	52,54	52,12	52,07	52,78	52,64	51,02	51,92	51,72	51,02
Al2O3	7,41	7,93	7,41	7,25	7,47	8,04	7,31	7,50	7,50	6,09	6,25	5,66	6,36	6,18	6,04	6,36
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	18,93	17,99	19,24	18,69	19,19	18,08	18,87	18,95	18,92	18,90	18,98	19,02	19,37	19,19	19,34	19,37
TiO2	0,56	0,83	0,65	0,57	0,59	0,94	0,58	0,55	0,68	0,33	0,33	0,21	0,57	0,42	0,33	0,57
FeO	3,05	3,59	2,93	3,40	2,99	3,57	2,86	2,88	3,23	3,45	3,38	3,46	3,12	3,26	3,36	3,12
MnO	0,07	0,06	0,10	0,05	0,06	0,15	0,10	0,07	0,06	0,02	0,05	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03
Cr2O3	0,68	0,70	0,67	0,67	0,69	0,67	0,76	0,73	0,72	1,29	1,16	1,30	1,16	1,25	1,27	1,16
V2O3	0,07	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,06	0,03	0,06
NiO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04
Total	98,97	99,22	99,63	98,29	99,77	100,21	100,02	99,98	100,38	99,05	99,83	99,22	98,47	99,14	98,57	98,47
Mg#	89,78	88,45	90,09	89,08	89,95	88,64	90,38	90,14	89,46	88,54	88,79	88,60	89,51	89,14	88,68	89,51
Modal	17,50	17,50	17,50	17,50	17,50	17,50	17,50	17,50	17,50	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00

Tableau 3 : Suite

Cpx	SZG30							SZG44								
Na2O	1,65	1,58	1,65	1,65	1,63	1,58	1,61	1,91	1,86	1,83	1,80	1,83	1,90	1,80	1,90	1,80
MgO	15,44	15,17	15,44	15,44	15,36	15,32	15,29	14,98	14,82	14,82	14,90	14,82	14,75	14,95	14,75	14,95
SiO2	52,18	51,66	52,18	52,18	52,48	52,34	52,76	51,96	51,81	52,25	51,85	52,25	51,71	51,91	51,71	51,91
Al2O3	6,82	6,65	6,82	6,82	6,83	6,92	7,05	7,50	7,47	7,41	7,44	7,41	7,30	7,39	7,30	7,39
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	19,72	19,95	19,72	19,72	19,19	19,63	19,17	18,75	18,68	18,65	18,80	18,65	18,98	19,05	18,98	19,05
TiO2	0,44	0,49	0,44	0,44	0,55	0,56	0,48	0,67	0,63	0,66	0,50	0,66	0,62	0,62	0,62	0,62
FeO	2,91	2,87	2,91	2,91	3,03	2,99	2,90	3,23	3,32	3,26	3,34	3,26	3,09	3,32	3,09	3,32
MnO	0,03	0,09	0,03	0,03	0,07	0,05	0,04	0,09	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06
Cr2O3	0,76	0,73	0,76	0,76	0,75	0,81	0,81	0,73	0,71	0,71	0,63	0,71	0,72	0,74	0,72	0,74
V2O3	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,04
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	100,01	99,27	100,01	100,01	100,01	100,26	100,22	99,91	99,44	99,73	99,38	99,73	99,19	99,93	99,19	99,93
Mg#	90,44	90,39	90,44	90,44	90,03	90,14	90,38	89,21	88,85	89,02	88,84	89,02	89,47	88,92	89,47	88,92
Modal	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00

Cpx	FT12										FT01P			FT08P					
Na2O	0,98	0,98	1,02	1,02	0,98	1,01	0,98	0,99	1,02	0,99	1,19	1,12	1,12	0,41	0,34	0,39	0,41	0,42	0,45
MgO	15,73	15,73	15,66	15,66	15,60	15,67	15,60	15,77	15,80	15,77	16,99	16,71	16,71	16,82	16,91	16,96	16,85	16,80	16,13
SiO2	52,28	52,28	52,18	52,18	51,92	52,35	51,92	52,65	52,76	52,65	53,56	54,17	54,17	52,97	53,11	53,62	53,76	53,14	53,46
Al2O3	5,34	5,34	5,45	5,45	5,36	5,42	5,36	5,33	5,39	5,33	4,13	4,11	4,11	3,45	3,39	3,13	3,46	3,50	3,24
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	21,18	21,18	21,55	21,55	21,19	21,33	21,19	21,15	21,30	21,15	19,37	19,09	19,09	23,35	23,71	23,33	23,18	23,17	19,04
TiO2	0,29	0,29	0,29	0,29	0,35	0,35	0,35	0,32	0,28	0,32	0,21	0,22	0,22	0,11	0,15	0,12	0,12	0,15	0,20
FeO	2,86	2,86	2,86	2,86	2,92	2,99	2,92	2,77	2,93	2,77	2,97	3,05	3,05	2,52	2,55	2,55	2,63	2,55	2,55
MnO	0,07	0,07	0,04	0,04	0,06	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05	0,00	0,06	0,06	0,10	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05
Cr2O3	0,53	0,53	0,50	0,50	0,44	0,61	0,44	0,47	0,58	0,47	1,51	1,36	1,36	0,39	0,35	0,35	0,42	0,50	0,42
V2O3	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,07	0,02	0,00	0,04	0,00	0,06	0,03	0,03	0,07	0,01	0,04	0,02	0,06	0,05
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Total	99,32	99,32	99,63	99,63	98,89	99,92	98,89	99,54	100,19	99,54	100,04	99,96	99,96	100,21	100,63	100,60	100,93	100,35	95,60
Mg#	90,75	90,75	90,72	90,72	90,48	90,33	90,48	91,02	90,59	91,02	91,06	90,70	90,70	92,26	92,19	92,23	91,95	92,17	91,85
Modal	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	1,75	1,75	1,75	2,25	2,25	2,25	2,25	2,25	2,25

Tableau 3 : Suite

Cpx	MSZK1306A						MSZK1308						
Na2O	0,26	0,27	0,27	0,34	0,34	0,34	1,54	1,54	1,54	1,49	1,49	1,55	1,47
MgO	17,73	17,46	17,46	17,47	17,47	17,47	15,65	15,67	15,65	15,69	15,77	15,78	15,64
SiO2	53,99	54,01	54,01	53,67	53,67	53,67	52,18	52,39	52,18	52,28	51,93	52,17	52,66
Al2O3	2,19	2,32	2,32	2,30	2,30	2,30	6,71	6,60	6,71	6,76	6,72	6,68	6,76
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
CaO	23,52	23,62	23,62	23,45	23,45	23,45	19,85	19,34	19,85	19,70	19,72	19,63	18,95
TiO2	0,07	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03	0,47	0,50	0,47	0,39	0,46	0,48	0,47
FeO	2,56	2,55	2,55	2,58	2,58	2,58	2,95	2,93	2,95	3,05	3,08	2,93	3,02
MnO	0,09	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07	0,09	0,07	0,08	0,06	0,06	0,05
Cr2O3	0,29	0,31	0,31	0,39	0,39	0,39	0,91	0,99	0,91	1,02	0,92	0,89	0,91
V2O3	0,06	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,03	0,07	0,06
NiO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Total	100,78	100,73	100,73	100,37	100,37	100,37	100,36	100,12	100,36	100,54	100,24	100,28	100,03
Mg#	92,50	92,43	92,43	92,34	92,34	92,34	90,44	90,52	90,44	90,17	90,14	90,58	90,23
Modal	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75

Sp	SZB16								SZB44				SZB50				SZB51				
	c	c	r	c	c	r	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	r	c
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,26	0,00	0,00
MgO	20,53	20,75	20,55	20,64	20,66	20,31	20,69	20,59	20,03	20,25	20,25	20,11	20,17	20,22	20,17	20,07	15,51	15,44	15,17	15,82	15,54
SiO2	0,11	0,11	0,14	0,07	0,11	0,13	0,11	0,09	0,08	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,08	0,04	0,03	2,96	0,05	0,09
Al2O3	56,94	57,13	58,35	57,07	57,33	56,98	56,79	56,87	59,33	58,27	58,59	58,78	58,48	58,89	59,51	59,71	31,44	31,19	30,81	31,22	31,55
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,19	0,01	0,00
TiO2	0,21	0,22	0,23	0,24	0,21	0,25	0,17	0,24	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,11	0,08	0,05	0,09	0,11	0,08	0,11	0,10
FeO	11,25	11,49	11,14	11,39	11,68	11,52	11,39	11,81	11,46	11,68	11,55	11,64	11,57	11,60	11,26	11,27	15,80	15,92	15,12	15,70	16,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	9,86	9,61	9,52	9,89	9,86	9,87	9,79	9,72	8,01	8,47	8,54	8,18	8,13	7,98	7,54	7,43	35,23	35,76	34,69	35,52	35,79
V2O3	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17
NiO	0,40	0,42	0,35	0,41	0,40	0,38	0,36	0,39	0,36	0,40	0,36	0,39	0,40	0,38	0,37	0,42	0,19	0,15	0,22	0,22	0,22
Total	99,39	99,80	100,34	99,80	100,33	99,55	99,38	99,77	99,44	99,29	99,55	99,33	98,98	99,37	99,05	99,12	98,48	98,77	99,73	98,79	99,53
Mg#	76,50	76,30	76,68	76,37	75,92	75,85	76,40	75,66	75,70	75,55	75,75	75,50	75,66	75,66	76,16	76,05	63,65	63,35	64,13	64,25	63,29
Cr#	10,41	10,14	9,86	10,42	10,34	10,41	10,37	10,29	8,30	8,88	8,91	8,54	8,53	8,34	7,84	7,70	42,91	43,47	43,03	43,28	43,21
modal	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3	3	3	3	7,5	7,5	7,5	7,5	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25

Tableau 3 : Suite

Sp	SZB52				SZB66				SZG14										
	c	c	r	c	c	c	c	r	c	r	c	r	c	r	c	c	r	c	r
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
MgO	19,87	19,61	19,28	19,65	15,70	15,64	15,39	16,88	20,97	21,14	20,92	20,79	21,20	21,00	21,26	21,08	21,30	21,14	20,83
SiO2	0,08	0,09	0,07	0,04	0,05	0,05	0,09	0,28	0,06	0,15	0,08	0,10	0,06	0,09	0,09	0,10	0,12	0,11	0,15
Al2O3	50,23	50,38	51,02	50,67	31,81	31,90	32,13	31,65	58,21	57,67	58,71	57,91	58,48	58,58	58,43	58,55	57,99	58,64	58,57
K2O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
CaO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
TiO2	0,12	0,12	0,06	0,10	0,06	0,14	0,08	0,10	0,29	0,26	0,25	0,22	0,30	0,26	0,27	0,24	0,25	0,29	0,27
FeO	10,63	10,94	10,80	10,80	18,90	18,89	18,55	17,30	10,59	10,74	10,57	10,39	10,79	10,68	10,65	10,61	10,92	10,84	10,73
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	16,94	16,46	16,71	16,76	31,55	31,61	31,53	30,10	8,60	8,46	8,59	8,52	8,75	8,92	8,46	8,52	8,59	8,65	8,75
V2O3	0,08	0,08	0,08	0,08	0,20	0,20	0,20	0,20	0,35	0,37	0,38	0,35	0,36	0,40	0,43	0,36	0,41	0,38	0,38
NiO	0,35	0,30	0,35	0,30	0,29	0,22	0,26	0,25	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07
Total	98,31	97,99	98,39	98,44	98,55	98,67	98,26	96,78	99,14	98,86	99,55	98,40	100,01	100,03	99,68	99,51	99,66	100,15	99,78
Mg#	76,92	76,17	76,10	76,44	59,69	59,61	59,67	63,50	77,93	77,83	77,91	78,10	77,78	77,81	78,06	77,99	77,66	77,66	77,58
Cr#	18,45	17,97	18,01	18,16	39,95	39,94	39,69	38,95	9,02	8,96	8,93	8,99	9,12	9,27	8,85	8,89	9,04	9,01	9,11
modal	1	1	1	1	0,5	0,5	0,5	0,5	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Sp	SZG23					SZG30	SZG44						FT12				
	c	r	c	c	c	c	c	c	c	r	c	r	c	r	c	c	c
Na2O	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	18,18	18,33	18,22	17,90	17,76	20,68	20,53	20,65	20,81	20,54	20,56	20,62	20,15	19,84	20,32	19,91	20,26
SiO2	0,05	0,08	0,09	0,02	0,05	0,06	0,06	0,08	0,04	0,04	0,09	0,07	0,05	0,05	0,08	0,03	0,05
Al2O3	44,96	45,07	43,96	43,57	41,50	57,00	58,17	58,57	58,21	57,94	58,11	57,99	57,48	58,23	57,62	57,99	56,82
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,22	0,23	0,21	0,16	0,18	0,12	0,18	0,15	0,17	0,19	0,17	0,16	0,08	0,09	0,08	0,08	0,11
FeO	14,16	14,38	14,87	14,99	15,15	10,78	11,58	11,59	11,68	11,31	11,44	11,54	11,11	11,40	11,60	11,40	11,50
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	20,43	20,71	21,54	21,63	23,84	10,62	8,58	8,42	9,05	8,81	8,69	8,78	9,39	9,24	9,40	9,31	9,86
V2O3	0,35	0,31	0,34	0,31	0,32	0,38	0,39	0,35	0,33	0,37	0,38	0,30	0,38	0,34	0,33	0,37	0,39
NiO	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06
Total	98,49	99,20	99,34	98,67	98,88	99,73	99,56	99,88	100,37	99,27	99,51	99,53	98,70	99,24	99,50	99,16	99,04
Mg#	69,59	69,45	68,60	68,04	67,64	77,37	75,97	76,06	76,06	76,41	76,21	76,11	76,37	75,63	75,75	75,69	75,85
Cr#	23,37	23,56	24,73	24,98	27,82	11,11	9,01	8,80	9,44	9,25	9,12	9,22	9,87	9,62	9,87	9,72	10,42
modal	5,75	5,75	5,75	5,75	5,75	2	2,25	2,25	2,25	2,25	2,25	2,25	11,5	11,5	11,5	11,5	11,5

Tableau 3 : Suite

Sp	FT01P		FT08P								MSZK1306	MSZK1308			
	c	c													
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00
MgO	16,28	16,24	19,28	19,23	19,20	20,60	19,14	19,23	18,96	18,89	16,47	20,56	20,55	20,46	20,52
SiO2	0,07	0,10	0,08	0,01	0,00	0,02	0,06	0,03	0,02	0,03	0,01	0,06	0,06	0,08	0,04
Al2O3	30,78	30,82	50,56	51,81	50,84	50,85	51,21	50,45	51,55	51,34	36,38	54,03	54,51	54,15	53,69
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
CaO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
TiO2	0,37	0,32	0,06	0,06	0,05	0,05	0,08	0,05	0,04	0,05	0,07	0,16	0,17	0,18	0,19
FeO	15,28	15,56	12,95	12,91	12,71	10,96	12,62	12,61	12,65	12,40	17,86	10,75	10,58	10,77	11,22
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	35,82	36,01	15,97	15,98	15,89	16,63	15,40	15,56	15,47	15,70	28,07	13,38	13,28	13,52	13,83
V2O3	0,29	0,26	0,32	0,34	0,31	0,30	0,25	0,31	0,34	0,31	0,25	0,30	0,36	0,36	0,36
NiO	0,14	0,14	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,17	0,07	0,07	0,08	0,08
Total	99,02	99,46	99,32	100,45	99,11	99,50	98,85	98,34	99,11	98,80	99,33	99,33	99,62	99,65	99,93
Mg#	65,51	65,04	72,63	72,65	72,92	77,01	72,99	73,11	72,77	73,09	62,18	77,32	77,59	77,20	76,53
Cr#	43,84	43,94	17,48	17,14	17,34	17,99	16,79	17,15	16,76	17,02	34,11	14,25	14,05	14,35	14,73
modal	1,25	1,25	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	1,25	3,5	3,5	3,5	3,5

Tableau 3 : Suite

Amp	SZG30							FT12	FT08P								
Na2O	3,37	3,46	3,37	3,36	3,50	3,26	3,35	3,65	2,72	2,69	2,81	2,69	2,71	2,70	2,69	2,65	2,68
MgO	17,36	17,88	17,27	16,95	17,47	16,98	17,08	17,53	17,60	17,47	17,25	17,81	17,45	17,58	17,70	17,49	17,63
SiO2	42,22	41,34	40,98	42,55	41,75	43,33	42,37	42,86	43,18	43,52	43,21	43,77	43,38	42,22	43,59	43,81	42,99
Al2O3	15,17	15,21	14,82	15,23	15,18	15,17	15,09	15,13	14,75	14,65	14,65	14,92	14,74	14,51	14,59	14,65	14,83
K2O	0,91	1,02	0,93	0,93	1,00	0,99	0,94	0,20	0,63	0,61	0,69	0,65	0,62	0,68	0,71	0,65	0,70
CaO	10,76	10,82	10,50	10,48	10,47	10,42	10,40	10,89	11,67	11,57	11,61	11,92	11,42	11,63	11,47	11,56	11,60
TiO2	2,52	2,66	2,58	2,45	2,56	2,59	2,58	1,52	0,71	0,72	0,60	0,70	0,73	0,67	0,71	0,64	0,64
FeO	4,03	4,05	4,04	3,99	3,98	4,01	4,06	4,18	4,11	4,13	4,02	4,10	4,01	4,02	4,15	4,15	4,21
P2O5	-	0,04	0,09	0,03	0,03	0,09	-0,01	0,01	0,04	0,04	0,00	0,03	0,02	0,02	-0,02	0,07	0,00
MnO	0,01	0,01	0,05	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	-0,03	0,00
Cr2O3	1,16	1,15	1,15	1,20	1,10	1,10	1,10	1,00	1,29	1,20	1,22	1,23	1,23	1,14	1,31	1,38	1,25
V2O3	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,08	0,06
NiO	0,14	0,15	0,12	0,05	0,11	0,10	0,11	0,15	0,16	0,12	0,14	0,11	0,08	0,15	0,13	0,14	0,14
F	-	0,03	0,17	0,23	0,20	-	0,21	-	0,05	0,20	-0,09	0,05	0,03	0,00	0,12	0,06	0,19
Cl	0,01	-0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04
Total	97,61	97,88	96,15	97,56	97,46	98,12	97,36	97,09	97,02	97,00	96,22	98,10	96,58	95,45	97,23	97,34	96,96
Mg#	88,48	88,71	88,39	88,34	88,67	88,30	88,24	88,20	88,42	88,29	88,44	88,57	88,57	88,63	88,37	88,25	88,18
modal									6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Amp	MSZK1306A										
Na2O	2,17	2,12	2,16	2,15	2,08	2,07	2,15	2,15	2,12	2,18	2,16
MgO	18,06	17,96	18,05	18,35	17,93	18,20	18,16	18,05	17,83	18,04	18,27
SiO2	44,79	44,23	43,99	45,02	44,08	44,76	44,32	44,50	43,27	44,59	44,86
Al2O3	13,06	13,40	13,24	13,25	13,21	13,43	13,12	13,33	13,02	13,40	13,18
K2O	1,04	1,07	1,15	1,13	1,09	1,10	1,17	1,09	1,06	1,08	1,09
CaO	11,93	11,92	11,98	12,01	12,01	11,91	12,09	12,35	11,66	11,83	11,99
TiO2	0,31	0,31	0,33	0,25	0,33	0,31	0,38	0,36	0,33	0,31	0,31
FeO	4,13	4,12	4,04	4,17	4,05	4,00	4,29	4,18	4,03	4,23	4,33
P2O5	-	0,02	0,03	-	-	-	0,08	0,02	0,00	-	-
MnO	-	-	0,00	-	-	-0,04	0,01	-	0,00	-	0,00
Cr2O3	1,72	1,55	1,63	1,71	1,80	1,63	1,71	1,55	1,66	1,70	1,58
V2O3	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07
NiO	0,09	0,12	0,16	0,09	0,10	0,11	0,04	0,11	0,11	0,08	0,14
F	-	0,21	0,14	-	-	-	0,04	0,06	0,01	0,07	0,11
Cl	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01
Total	97,16	97,07	97,01	98,11	96,55	97,44	97,70	97,82	95,21	97,57	98,09
Mg#	88,63	88,59	88,84	88,68	88,76	89,02	88,30	88,50	88,75	88,39	88,26
modal	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00	7,00

Tableau 4 : Composition en éléments majeurs des amphiboles présentes dans les xénolites mantelliques

Ol II	SZB50												SZB51								
Na2O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	nd	0,01	0,01	nd	0,05	nd	nd
MgO	47,78	48,12	48,81	48,78	49,24	49,47	50,12	49,74	49,38	49,28	48,99	49,43	49,84	49,87	49,12	50,03	49,67	50,04	45,71	49,97	50,07
SiO2	41,11	40,82	41,30	40,94	40,92	41,45	40,82	40,43	41,85	40,81	40,61	41,63	41,37	41,26	41,17	41,19	42,02	41,32	41,57	41,53	42,15
Al2O3	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,04	0,08	0,03	0,05	0,03	0,09	0,06	0,03		0,05	0,04	0,07	0,02	0,45	0,02	0,02
K2O	0,00	0,05	0,02	nd	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	nd	nd	nd	0,01	nd	0,01	nd	0,01	nd	0,03	nd	nd
CaO	0,09	0,17	0,21	0,15	0,19	0,15	0,21	0,15	0,16	0,13	0,16	0,14	0,15	0,19	0,15	0,19	0,22	0,13	1,85	0,22	0,16
TiO2		0,05	0,06	0,04		0,06	0,07	0,03		0,02	0,04		0,01	0,06	0,04	0,01	0,03		0,04		0,04
FeO	9,76	9,55	9,91	8,89	8,72	8,60	8,50	8,86	8,89	8,89	9,05	8,24	7,28	7,75	8,07	8,03	8,13	7,79	7,71	7,79	7,81
MnO	0,14	0,16	0,14	0,12	0,13	0,06	0,14	0,09	0,12	0,15	0,12	0,13	0,05	0,10	0,14	0,10	0,06	0,07	0,12	0,13	0,09
Cr2O3		0,05	0,09	0,14	0,13	0,12	0,07	0,12	0,00		0,02	0,06	0,08	0,13	0,06	0,10	0,11	0,07	0,19	0,08	0,07
NiO	0,32	0,31	0,27	0,35	0,40	0,32	0,36	0,40	0,38	0,37	0,35	0,32	0,41	0,38	0,37	0,30	0,26	0,32	0,28	0,38	0,33
Total	99,37	99,48	100,84	99,39	99,62	100,22	100,36	99,78	100,72	99,49	99,43	100,19	99,19	100,04	99,13	100,11	100,70	99,69	98,16	100,12	100,69
Mg#	89,72	89,98	89,78	90,73	90,96	91,12	91,32	90,91	90,83	90,81	90,61	91,45	92,42	91,98	91,56	91,74	91,59	91,97	91,36	91,96	91,95

Ol II	SZG23											
Na2O	nd	0,60	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	nd	0,01	0,02	0,01
MgO	49,00	40,62	49,01	48,33	48,97	43,63	49,31	48,90	49,85	49,73	49,47	49,46
SiO2	41,41	43,65	41,20	41,20	41,44	38,66	41,46	41,45	41,12	41,81	41,98	41,13
Al2O3	0,06	3,78	0,04	0,06	0,04	0,42	0,04	0,07	0,04	0,08	0,05	0,03
K2O	0,02	0,17	0,01	0,01	0,06	0,04	nd	0,00	0,02	nd	0,01	nd
CaO	0,12	1,78	0,18	0,15	0,17	0,24	0,17	0,15	0,20	0,19	0,15	0,19
TiO2	0,04	0,41		0,01	0,04	0,08	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,02
FeO	8,86	7,74	8,43	8,85	9,05	8,02	8,86	7,76	7,32	7,55	8,10	8,68
MnO	0,16	0,06	0,13	0,11	0,14	0,09	0,14	0,09	0,16	0,13	0,15	0,13
Cr2O3	0,12	0,05	0,14	0,25	0,13	0,09	0,11	0,08	0,14	0,11	0,05	0,09
NiO	0,23	0,23	0,34	0,35	0,29	0,36	0,27	0,37	0,31	0,37	0,32	0,35
Total	100,09	98,95	99,54	99,32	100,31	91,85	100,34	98,88	99,21	99,96	100,24	100,26
Mg#	90,79	90,35	91,20	90,69	90,60	90,65	90,84	91,82	92,39	92,15	91,59	91,04

Tableau 5 : Compositions en éléments majeurs des minéraux secondaires des veines et melt pockets

Ol II	FT12													FT08P								
Na2O	nd	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	nd	0,02	nd	nd	0,00	nd	0,01	0,02	nd	nd	0,01	0,01
MgO	51,22	49,90	49,10	50,24	49,45	49,99	49,33	49,75	49,64	50,98	49,18	48,01	47,77	49,84	50,21	49,73	49,81	50,07	50,32	50,55	50,33
SiO2	41,87	41,63	41,01	42,27	41,67	42,71	41,75	40,97	42,57	40,86	41,96	41,90	42,04	41,77	41,08	41,30	42,29	41,82	41,83	41,11	41,78
Al2O3	0,08	0,05	0,03	0,01	0,04	0,09	0,02	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04	0,17	0,06	0,04	0,05	0,05	0,02	0,10	0,02	0,01
K2O	0,01	nd	0,03	nd	nd	nd	0,01	nd	0,01	nd	nd	0,01	0,00	nd	0,01	0,00	nd	0,00	nd	0,01	0,02
CaO	0,18	0,16	0,14	0,13	0,13	0,15	0,14	0,16	0,16	0,21	0,19	0,18	0,20	0,22	0,26	0,23	0,27	0,27	0,23	0,22	0,26
TiO2	0,04	0,01		0,02	0,02	0,00		0,00	0,02	0,02	0,07		0,03	0,03	0,07	0,02	0,00				
FeO	8,38	8,45	8,30	8,42	8,18	8,16	8,98	8,40	7,91	7,89	7,95	8,02	8,00	7,60	7,55	7,15	7,64	7,12	7,18	7,14	7,09
MnO	0,13	0,07	0,20	0,10	0,17	0,13	0,11	0,16	0,13	0,15	0,09	0,14	0,15	0,06	0,11	0,13	0,10	0,08	0,09	0,07	0,14
Cr2O3	0,04	0,10	0,12	0,07		0,12	0,08	0,10	0,01	0,06	0,07	0,03	0,05	0,16	0,09	0,14	0,14	0,08	0,12	0,11	0,01
V2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	nd	nd	0,00	0,01	0,00	0,00	nd	0,01	nd	nd	nd	0,00	nd
NiO	0,32	0,34	0,29	0,35	0,32	0,29	0,33	0,24	0,34	0,35	0,38	0,27	0,28	0,44	0,34	0,44	0,44	0,36	0,45	0,38	0,49
Total	102,22	100,54	98,97	101,40	99,94	102,09	100,70	99,81	101,10	100,44	99,75	98,56	98,85	100,18	99,82	99,19	101,03	99,88	100,21	99,47	100,07
Mg#	91,59	91,32	91,34	91,41	91,51	91,61	90,74	91,34	91,80	92,01	91,69	91,43	91,42	92,12	92,22	92,54	92,08	92,62	92,59	92,66	92,68

Tableau 5 : Suite

Cpx II	SZB44			SZB50			SZB51				SZG23	SZG44					FT12		FT08P	
Na2O	0,78	1,14	0,91	1,07	1,08	1,07	0,49	0,90	0,96	0,94	1,00	1,11	0,63	0,72	1,16	0,69	0,76	0,77	0,46	0,58
MgO	14,01	15,82	14,85	15,32	15,84	15,80	16,37	15,69	14,57	14,68	13,28	16,71	14,42	14,98	14,25	13,86	14,94	14,22	15,27	13,15
SiO2	47,46	52,69	48,01	53,51	52,81	52,21	53,04	50,55	50,43	50,60	46,63	51,22	47,00	48,47	46,91	45,15	48,01	47,65	50,72	46,07
Al2O3	11,19	5,66	10,01	5,94	5,56	5,77	5,12	6,76	7,83	8,23	8,49	7,14	8,28	7,39	10,03	9,81	9,15	9,49	6,20	10,51
K2O		0,01		0,01	0,00	0,02			0,01		0,01	nd	0,04	0,00	nd	0,01	0,03	nd	nd	nd
CaO	21,02	20,97	20,16	21,09	20,98	21,12	22,26	21,11	21,56	21,41	19,97	18,29	21,34	20,14	18,95	20,42	19,95	20,16	21,65	21,51
TiO2	1,95	0,36	1,68	0,46	0,42	0,41	0,20	0,24	0,35	0,32	1,37	1,40	2,48	1,98	2,39	2,81	1,75	1,79	0,54	1,04
FeO	2,73	2,96	3,46	3,19	3,23	3,16	2,40	2,43	2,63	2,31	2,98	3,68	2,80	3,08	3,32	2,95	3,09	3,19	2,54	2,56
MnO	0,11	0,15	0,04	0,04	0,01	0,07			0,00		nd	0,06	0,02	nd	0,01	0,00	nd	0,04	nd	nd
Cr2O3				0,50	0,56	0,54					3,80	0,65	1,18	2,18	1,21	0,98	2,54	2,49	2,03	2,06
V2O3				0,04	0,04	0,04					0,06	0,08	0,13	0,11	0,11	0,12	0,13	0,13	0,07	0,12
NiO				0,05	0,05	0,07					0,07	0,01	0,04	0,06	0,10	0,01	0,05	0,11	0,01	0,01
Total	99,27	99,77	99,11	101,36	100,80	100,40	99,81	97,65	98,32	98,45	97,58	100,21	98,34	99,03	98,29	96,77	100,45	100,34	99,45	97,49
Mg#	90,16	90,51	88,44	89,54	89,72	89,91	92,39	92,00	90,82	91,89	88,83	88,99	90,17	89,65	88,45	89,34	89,61	88,82	91,46	90,16

Sp II	SZB50		SZB51			SZG23		SZG44				FT12			FT08P		
Na2O	0,00	0,00	0,00	2,82	nd	nd	0,01	nd	0,00	nd	0,01	0,01	0,00	0,01	0,07	0,00	nd
MgO	20,18	21,44	17,07	9,99	16,32	19,53	17,57	20,48	20,64	19,54	20,75	19,92	21,88	21,44	16,73	22,09	19,71
SiO2	0,04	0,08	0,06	26,57	0,01	0,06	0,11	0,12	0,08	0,10	0,09	0,08	0,08	0,08	3,02	0,10	0,07
Al2O3	57,78	54,93	31,25	28,43	30,05	41,36	35,76	51,26	54,13	45,41	54,65	58,04	53,45	51,54	36,76	56,92	51,64
K2O	nd	0,02	nd	0,86	0,00	0,00	0,00	0,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,02	nd	0,00
CaO	nd	0,02	0,07	3,96	0,02	0,04	0,07	0,10	0,03	0,08	0,03	0,00	0,03	0,05	1,17	0,08	0,15
TiO2	0,13	0,33	0,03	0,32	0,09	0,65	0,62	0,74	0,69	0,77	0,74	0,10	0,34	0,35	0,38	0,13	0,01
FeO	12,02	10,54	14,64	8,03	15,05	14,07	15,00	10,99	10,39	11,67	10,54	11,50	10,33	10,06	13,01	8,42	12,31
MnO	nd	nd	0,00	nd	0,00	nd	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	nd	nd
Cr2O3	9,40	12,29	36,03	11,52	37,89	22,36	28,84	14,98	11,70	22,11	12,06	9,32	12,73	14,89	26,13	11,79	16,07
V2O3	0,06	0,14	0,16	0,15	0,16	0,14	0,15	0,22	0,16	0,21	0,21	0,07	0,15	0,17	0,24	0,14	0,09
NiO	0,43	0,42	0,18	0,11	0,25	0,25	0,26	0,33	0,42	0,26	0,42	0,41	0,39	0,38	0,30	0,45	0,33
Total	99,71	99,93	100,05	92,76	100,17	97,72	98,59	98,80	98,20	100,10	99,49	99,44	99,14	98,46	98,12	99,81	99,83
Mg#	74,96	78,38	67,52	68,91	65,91	71,21	67,62	76,86	77,98	74,90	77,83	75,54	79,06	79,16	69,62	82,38	74,06
Cr#	**9,84**	**13,05**	**43,62**	**21,37**	**45,83**	**26,61**	**35,11**	**16,39**	**12,67**	**24,62**	**12,89**	**9,73**	**13,78**	**16,24**	**32,29**	**12,20**	**17,27**

Tableau 5 : Suite

Cpx	SZB16								SZB44						
Al27	39011,84	39177,30	38960,10	39098,55	38326,40	44169,25	38865,10	38505,09	29225,14	29098,90	29170,09	28762,47	28721,20	29473,03	28952,93
Ca44	131219,08	131504,95	131219,09	131004,67	126859,41	148300,45	130504,38	128717,63	149015,14	149086,63	148872,20	147085,45	146513,69	150015,73	149372,50
Sc45	57,62	56,72	56,53	56,97	55,50	63,18	56,48	54,92	59,10	58,55	58,70	57,46	57,47	59,71	58,25
Ti49	3455,19	3475,17	3451,86	3435,24	3326,47	3904,98	3466,21	3371,78	2272,77	2260,26	2242,93	2194,28	2179,92	2262,25	2236,98
V51	122,29	135,71	128,86	127,71	116,73	138,25	108,98	117,62	156,56	156,53	156,35	152,30	158,33	169,46	156,82
Cr52	4817,94	4884,53	4869,24	4899,33	4805,03	5576,39	4435,73	4606,92	3196,90	3138,43	3178,91	3183,41	3089,22	3119,56	3163,07
Cr53	5061,76	5082,95	5082,16	5112,18	5029,23	5839,07	4980,83	4897,70	3360,49	3299,28	3335,86	3338,01	3198,33	3200,79	3276,94
Mn55	748,41	771,78	761,91	761,06	750,35	871,91	742,50	758,97	694,20	699,74	703,62	701,91	693,19	700,26	690,61
Co59	25,20	25,58	25,47	25,28	24,65	28,99	24,63	24,69	23,41	23,61	23,52	23,62	23,35	23,43	23,20
Ni60	402,94	407,99	406,46	408,74	398,46	463,80	390,88	390,88	368,81	368,07	363,63	372,02	365,13	368,19	362,26
Rb85	0,09	nd	0,11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	60,61	61,06	61,94	60,03	66,97	73,21	63,17	67,38	70,35	70,99	68,76	nd	66,65	71,86	70,17
Y89	18,07	18,03	17,81	17,86	17,47	20,06	17,79	17,29	17,19	17,23	16,87	16,39	16,71	17,46	16,78
Zr90	27,72	27,72	27,67	28,22	27,74	31,85	26,79	26,24	30,53	30,27	30,09	29,33	29,30	30,75	29,71
Nb93	0,05	0,13	0,17	0,12	0,27	0,22	0,26	0,34	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08
Ba135	0,11	nd	0,13	0,11	nd	0,14	0,16	nd	nd	nd	nd	0,21	nd	nd	nd
Ba137	0,09	0,05	0,10	0,11	0,07	0,11	0,07	0,05	nd	nd	nd	0,13	nd	nd	nd
La139	0,53	0,64	0,62	0,59	0,78	0,80	0,73	1,02	3,01	3,04	2,92	3,01	2,98	3,03	3,00
Ce140	2,71	2,85	2,79	2,74	2,93	3,34	2,84	3,37	9,54	9,78	9,50	9,66	9,40	9,67	9,74
Pr141	0,60	0,59	0,59	0,59	0,61	0,70	0,58	0,64	1,67	1,68	1,65	1,66	1,63	1,68	1,70
Nd146	3,94	3,91	3,89	3,89	3,83	4,54	3,73	3,97	8,44	8,71	8,41	8,42	8,30	6,82	8,66
Sm147	1,76	1,65	1,67	1,71	1,63	1,90	1,65	1,64	2,45	2,40	2,32	2,18	2,32	2,32	2,37
Eu151	0,70	0,67	0,70	0,68	0,66	0,77	0,69	0,67	0,84	0,83	0,84	0,79	0,82	0,65	0,81
Eu153	0,67	0,67	0,68	0,68	0,66	0,79	0,69	0,68	0,84	0,83	0,81	0,80	0,79	0,79	0,82
Gd157	2,59	2,54	2,48	2,48	2,43	2,93	2,49	2,48	2,83	2,74	2,81	2,72	2,65	2,89	2,75
Tb159	0,49	0,46	0,47	0,47	0,47	0,51	0,46	0,46	0,47	0,49	0,48	0,49	0,47	0,38	0,47
Dy163	3,19	3,21	3,18	3,18	3,10	3,56	3,21	3,18	3,25	3,24	3,08	3,09	3,06	3,25	3,15
Ho165	0,70	0,70	0,67	0,71	0,67	0,77	0,68	0,69	0,68	0,67	0,66	0,64	0,65	0,68	0,66
Er166	2,01	2,01	2,03	1,95	1,96	2,28	2,01	1,97	1,96	1,94	1,93	1,86	1,87	1,95	1,94
Tm169	0,29	0,28	0,26	0,27	0,28	0,32	0,28	0,27	0,27	0,26	0,26	0,26	0,25	0,27	0,26
Yb172	1,85	1,79	1,77	1,81	1,71	2,01	1,78	1,75	1,73	1,76	1,75	1,63	1,72	1,86	1,71
Lu175	0,26	0,26	0,25	0,26	0,25	0,29	0,25	0,24	0,25	0,25	0,25	0,24	0,23	0,25	0,25
Hf178	0,95	0,94	0,93	0,96	0,93	1,05	0,94	0,90	1,03	1,03	0,99	0,97	1,01	1,03	1,02
Ta181	nd	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	nd	0,01	0,01	0,01
Pb208	0,04	0,08	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,35	0,34	0,30	nd	0,31	0,29	0,30
Th232	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,35	0,34	0,34	0,34	0,35	0,36	0,35
U238	0,01	0,01	0,01	nd	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,04	0,08

Tableau 6 : Compositions en éléments traces des minéraux primaires des xénolites mantelliques

Cpx	SZB50					SZB51				
Al27	28831,54	28814,75	28927,28	29606,38	29302,77	17389,57	17443,69	17288,40	17186,68	16716,89
Ca44	148014,55	147514,27	147228,38	148371,91	147228,39	147585,72	150015,70	149872,75	148228,98	150944,84
Sc45	59,82	58,79	59,00	59,20	59,23	81,78	83,19	82,57	81,11	80,38
Ti49	2216,10	2222,64	2193,94	2193,92	2150,36	318,06	318,65	316,96	315,98	313,38
V51	159,85	156,51	159,60	161,42	165,60	nd	nd	nd	nd	nd
Cr52	2985,89	2970,35	2864,29	2921,29	2815,45	nd	nd	nd	nd	1379,62
Cr53	3068,97	3057,61	2947,13	3005,62	2874,81	7233,64	6902,92	6668,25	7078,34	6323,26
Mn55	688,94	678,88	699,94	710,17	695,93	623,63	639,82	638,72	655,76	656,31
Co59	22,56	22,31	22,74	23,69	23,23	22,49	23,01	22,80	23,82	24,03
Ni60	352,07	350,32	359,28	368,68	359,77	355,25	367,29	367,54	373,61	385,61
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,09	nd
Sr88	67,53	67,89	69,53	67,48	66,32	105,39	106,22	107,23	105,45	105,52
Y89	16,97	16,78	16,85	16,79	17,02	3,06	3,11	3,13	3,05	3,01
Zr90	29,62	29,47	29,31	29,26	29,46	9,77	9,84	9,84	9,60	9,03
Nb93	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,12	0,14	0,10	0,13	0,10
Ba135	nd	nd	nd	nd	nd	0,14	nd	nd	nd	nd
Ba137	0,03	nd	nd	0,01	nd	0,12	0,14	0,04	0,05	0,03
La139	2,96	2,99	3,00	3,04	3,00	3,40	3,48	3,46	3,43	3,39
Ce140	9,27	9,27	9,24	9,66	9,30	5,31	5,39	5,43	5,28	4,92
Pr141	1,66	1,63	1,65	1,67	1,61	0,45	0,46	0,45	0,46	0,41
Nd146	8,45	8,29	8,38	8,51	8,42	1,46	1,45	1,47	1,42	1,37
Sm147	2,33	2,38	2,28	2,36	2,35	0,30	0,30	0,31	0,28	0,27
Eu151	0,83	0,82	0,79	0,81	0,82	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12
Eu153	0,80	0,81	0,78	0,82	0,79	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Gd157	2,65	2,66	2,72	2,67	2,71	0,37	0,37	0,39	0,36	0,33
Tb159	0,46	0,47	0,46	0,46	0,47	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06
Dy163	3,19	3,14	3,00	3,09	3,15	0,50	0,53	0,48	0,46	0,45
Ho165	0,65	0,68	0,66	0,66	0,67	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Er166	1,86	1,93	1,86	1,91	1,85	0,39	0,39	0,40	0,40	0,41
Tm169	0,26	0,25	0,26	0,27	0,27	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06
Yb172	1,70	1,68	1,77	1,72	1,69	0,46	0,51	0,45	0,51	0,49
Lu175	0,24	0,25	0,25	0,24	0,25	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08
Hf178	1,03	1,03	1,00	0,95	1,02	0,34	0,36	0,36	0,32	0,30
Ta181	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Pb208	0,31	0,31	0,29	0,29	0,30	0,35	0,37	0,40	0,37	0,37
Th232	0,35	0,34	0,36	0,36	0,33	0,38	0,38	0,36	0,38	0,35
U238	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08

Tableau 6 : Suite

Cpx	SZB52							SZB66					
Al27	32325,55	32062,46	33017,73	33077,95	33785,10	31779,47	32531,13	16988,88	17257,05	16310,43	16321,48	16238,21	16312,66
Ca44	19,82	19,82	19,95	19,95	19,95	18,99	19,22	152517,19	154732,75	147228,39	147228,39	147085,45	147228,39
Sc45	53,81	52,38	54,25	54,28	54,57	50,58	51,11	63,05	63,94	60,29	60,41	59,89	59,52
Ti49	1100,05	1122,32	1107,85	1098,19	1126,18	1073,51	1093,19	376,76	380,31	359,30	360,67	359,50	357,20
V51	27,20	nd	20,59	9,37	18,78	14,07	nd	72,61	64,47	42,00	32,40	24,17	86,47
Cr52	5599,30	nd	4658,89	4151,95	4413,95	3517,76	1076,63	4269,02	4084,52	3067,08	2307,29	1867,92	4689,11
Cr53	7379,63	7183,12	7328,35	7367,09	7527,22	7009,61	7017,64	5600,65	5623,36	5393,72	5323,39	5214,62	5328,01
Mn55	737,58	719,68	728,12	719,10	724,07	675,09	690,88	664,03	667,42	634,12	635,16	626,59	639,84
Co59	26,73	26,68	26,60	26,98	26,52	25,06	25,15	25,33	25,29	24,51	24,31	23,64	24,13
Ni60	445,01	432,07	439,13	438,84	439,28	411,15	424,86	423,68	422,88	405,36	403,91	394,66	406,61
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,07	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	23,55	24,49	24,04	22,54	23,68	22,21	21,35	63,21	63,12	62,62	61,50	63,08	60,88
Y89	8,67	8,80	8,95	8,88	9,02	8,43	8,52	3,13	3,18	2,99	2,98	2,94	2,90
Zr90	9,20	9,66	9,61	9,65	9,53	8,90	9,24	8,77	9,13	8,29	8,42	8,44	8,44
Nb93	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,29	0,29	0,29	0,25	0,27	0,26
Ba135	0,09	0,45	0,17	nd	0,09	0,08	1,86	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba137	0,13	0,48	0,17	0,09	0,11	0,11	1,91	nd	0,07	nd	0,05	0,06	0,04
La139	0,94	0,99	0,94	0,96	0,95	0,90	0,90	1,23	1,18	1,19	1,11	1,16	1,12
Ce140	2,66	2,95	2,74	2,70	2,72	2,58	2,61	2,41	2,42	2,33	2,31	2,31	2,31
Pr141	0,40	0,42	0,39	0,40	0,41	0,39	0,38	0,30	0,33	0,29	0,31	0,31	0,30
Nd146	1,97	2,04	1,96	1,96	1,99	1,89	1,97	1,40	1,46	1,38	1,35	1,35	1,36
Sm147	0,63	0,61	0,67	0,64	0,59	0,59	0,60	0,34	0,35	0,35	0,35	0,35	0,34
Eu151	0,24	0,24	0,23	0,24	0,24	0,22	0,22	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13
Eu153	0,22	0,24	0,22	0,23	0,24	0,22	0,23	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13
Gd157	0,95	1,01	1,02	0,95	1,00	0,93	0,96	0,37	0,43	0,38	0,38	0,36	0,37
Tb159	0,17	0,18	0,19	0,19	0,20	0,18	0,18	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06
Dy163	1,42	1,49	1,49	1,51	1,54	1,47	1,46	0,51	0,52	0,48	0,49	0,48	0,49
Ho165	0,32	0,34	0,35	0,34	0,35	0,33	0,34	0,12	0,13	0,12	0,12	0,11	0,11
Er166	1,02	1,06	1,03	1,06	1,06	1,00	1,03	0,40	0,40	0,37	0,38	0,38	0,39
Tm169	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
Yb172	1,01	1,05	1,08	1,09	1,12	1,09	1,06	0,48	0,43	0,42	0,45	0,41	0,44
Lu175	0,15	0,14	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06
Hf178	0,25	0,25	0,27	0,26	0,29	0,25	0,27	0,29	0,30	0,26	0,28	0,28	0,28
Ta181	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Pb208	nd	0,36	0,03	0,06	0,21	0,05	nd	0,68	0,67	0,63	0,67	0,62	0,62
Th232	0,10	0,08	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06
U238	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02

Tableau 6 : Suite

Cpx	SZG14									SZG23						
Al27	41636,33	39496,52	42669,28	40264,98	42877,08	43029,29	40769,85	40779,86	40315,29	33306,80	33652,03	31683,08	35918,91	34886,21	33628,00	33527,86
Ca44	18,93	17,99	19,23	18,68	19,19	18,08	18,86	18,95	18,92	18,89	18,79	19,01	19,36	19,18	19,33	19,25
Sc45	63,54	59,58	63,98	60,47	63,28	56,51	63,07	62,77	62,72	68,63	69,33	66,09	70,79	71,09	70,17	69,57
Ti49	4072,05	3831,71	4083,71	3921,48	4104,01	5187,55	3916,11	3969,62	3920,36	2617,35	2718,54	2022,01	3839,41	2854,43	2564,81	2576,77
V51	161,47	160,66	165,59	156,08	164,48	152,01	154,85	159,45	163,92	nd	nd	nd	30,27	13,30	nd	nd
Cr52	4978,26	4815,85	5163,13	4888,48	5280,18	5028,47	5122,22	4808,87	4748,89	nd	1466,96	10,64	4591,25	3337,36	238,56	232,70
Cr53	5111,78	4918,28	5283,85	5022,60	5389,00	5155,23	5251,91	4937,07	4860,30	8919,69	8814,15	9331,94	8477,99	8602,94	8707,84	8850,52
Mn55	721,12	683,63	740,80	701,97	749,46	775,45	721,27	688,78	683,17	749,39	765,76	751,09	725,55	751,64	733,62	727,34
Co59	23,54	22,27	23,20	22,32	23,59	25,67	22,93	21,97	21,92	22,45	23,42	22,41	22,87	23,36	22,78	22,65
Ni60	375,25	350,73	355,24	353,86	366,06	391,92	353,10	334,45	341,13	354,78	365,95	362,83	371,38	373,64	366,84	364,22
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	76,83	73,05	76,50	76,28	76,64	83,45	76,07	75,12	79,17	182,43	160,23	181,72	81,52	163,30	159,33	153,95
Y89	18,96	17,66	19,27	18,07	19,11	19,11	18,56	18,75	18,55	16,18	16,35	15,71	16,75	16,02	15,46	15,39
Zr90	34,16	31,92	34,35	32,72	34,32	37,80	33,22	33,73	33,14	38,06	37,95	40,70	34,21	34,29	33,70	33,05
Nb93	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba135	0,20	0,12	nd	nd	nd	nd	0,29	nd	0,10	0,08	0,17	nd	nd	nd	nd	nd
Ba137	0,10	0,12	0,05	nd	nd	nd	0,29	nd	0,07	nd	0,13	0,05	0,04	0,04	nd	0,04
La139	1,18	1,10	1,19	1,13	1,18	2,43	1,16	1,13	1,19	9,06	8,26	8,84	2,19	8,09	7,99	7,63
Ce140	4,06	3,85	4,05	3,89	4,01	7,90	3,89	3,94	3,97	25,14	23,01	26,57	6,61	21,98	22,28	20,58
Pr141	0,72	0,68	0,74	0,70	0,72	1,29	0,70	0,72	0,73	3,31	2,89	3,67	0,99	2,82	2,88	2,62
Nd146	4,43	4,27	4,41	4,37	4,50	6,84	4,36	4,40	4,35	14,21	12,70	16,15	5,35	11,77	12,15	11,09
Sm147	1,76	1,68	1,68	1,73	1,73	2,23	1,68	1,78	1,67	3,11	2,86	3,52	1,87	2,64	2,64	2,47
Eu151	0,72	0,68	0,69	0,70	0,72	0,82	0,68	0,71	0,73	1,12	1,05	1,24	0,76	0,95	0,99	0,90
Eu153	0,73	0,68	0,73	0,73	0,69	0,85	0,70	0,70	0,71	1,09	1,09	1,25	0,79	0,96	0,98	0,93
Gd157	2,67	2,48	2,62	2,57	2,73	2,97	2,62	2,55	2,53	3,21	3,11	3,34	2,89	2,96	2,89	2,83
Tb159	0,48	0,46	0,49	0,46	0,48	0,51	0,46	0,48	0,47	0,51	0,51	0,51	0,47	0,48	0,46	0,46
Dy163	3,56	3,23	3,55	3,43	3,58	3,59	3,41	3,43	3,45	3,38	3,33	3,35	3,30	3,24	3,13	3,17
Ho165	0,75	0,70	0,77	0,73	0,75	0,76	0,77	0,75	0,73	0,66	0,65	0,63	0,65	0,63	0,61	0,60
Er166	2,21	2,07	2,17	2,05	2,25	2,15	2,12	2,20	2,16	1,75	1,69	1,67	1,80	1,71	1,68	1,64
Tm169	0,31	0,31	0,32	0,30	0,32	0,30	0,30	0,32	0,31	0,24	0,24	0,23	0,24	0,24	0,23	0,23
Yb172	2,14	2,06	2,07	2,00	2,09	2,06	2,10	2,08	2,01	1,58	1,59	1,50	1,54	1,48	1,47	1,44
Lu175	0,29	0,29	0,30	0,28	0,30	0,30	0,29	0,30	0,29	0,21	0,20	0,20	0,21	0,20	0,20	0,20
Hf178	1,13	1,02	1,10	1,08	1,19	1,36	1,13	1,10	1,10	1,05	1,10	1,01	1,04	1,03	0,98	0,99
Ta181	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Pb208	0,06	0,04	nd	0,04	nd	nd	nd	nd	nd	0,33	0,31	0,30	0,11	0,31	0,32	0,30
Th232	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,07	0,05	0,04	0,04	0,43	0,46	0,32	0,29	0,36	0,34	0,34
U238	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,07	0,05	0,08	0,06	0,06	0,05

Tableau 6 : Suite

Cpx	SZG30							SZG44								
Al27	37656,66	37408,79	37659,00	36697,47	35274,66	35738,39	35747,07	41317,91	43802,14	40631,48	39852,15	40026,90	39637,84	39620,88	39972,65	39852,84
Ca44	19,72	19,94	19,80	19,72	19,19	19,63	19,17	18,74	18,68	18,65	18,79	18,72	18,98	19,04	19,00	19,00
Sc45	65,09	66,45	65,30	64,65	62,06	62,74	61,50	64,44	69,54	64,87	64,22	65,42	66,52	65,68	66,36	66,98
Ti49	3575,64	3626,64	3648,32	3606,88	3467,60	3532,15	3468,83	4270,93	4545,57	4144,80	4051,53	4252,03	4197,70	4197,62	4154,34	4204,70
V51	140,36	145,79	140,37	147,32	135,49	143,63	143,99	163,32	189,14	165,51	165,40	169,56	162,30	157,18	157,72	152,82
Cr52	5527,94	5570,68	5526,11	5445,10	5115,69	5250,12	5190,70	5101,31	5398,35	4985,00	4903,23	5002,10	5037,21	5076,80	5146,88	5136,59
Cr53	5696,63	5737,46	5700,74	5604,84	5302,98	5433,63	5337,59	5250,67	5497,10	5121,92	5043,75	5140,33	5177,68	5243,51	5306,88	5325,21
Mn55	702,27	702,51	705,95	696,26	665,18	682,38	684,13	750,58	780,11	736,96	723,43	729,14	689,17	694,28	715,05	713,37
Co59	22,42	23,13	22,46	22,66	21,34	22,09	21,64	22,70	23,74	22,58	22,39	22,99	21,57	21,65	21,89	21,98
Ni60	358,94	364,47	356,73	357,17	333,93	341,49	339,37	344,41	341,55	342,99	339,65	347,02	322,58	327,02	328,41	329,79
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	70,59	70,93	72,16	72,69	70,15	71,45	70,41	88,37	nd	82,60	82,39	84,86	90,00	87,52	87,05	87,30
Y89	17,71	17,72	18,04	17,29	16,21	16,09	16,40	18,57	19,06	18,39	18,14	18,61	18,88	18,39	18,48	19,01
Zr90	28,27	28,58	28,61	27,96	26,26	26,29	26,24	33,80	36,65	33,77	33,50	34,63	35,50	35,03	34,71	35,42
Nb93	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba135	nd	nd	nd	nd	0,08	nd	nd	nd	nd	nd	0,17	nd	0,11	nd	nd	nd
Ba137	nd	nd	0,08	nd	0,04	0,04	0,03	nd	nd	nd	0,12	nd	nd	nd	nd	nd
La139	1,31	1,37	1,30	1,32	1,31	1,36	1,31	1,33	0,70	1,34	1,31	1,38	1,40	1,35	1,34	1,36
Ce140	4,23	4,46	4,22	4,36	4,35	4,60	4,27	4,90	4,39	4,75	4,74	4,83	4,90	4,91	4,84	4,91
Pr141	0,72	0,75	0,74	0,75	0,73	0,79	0,72	0,86	0,71	0,84	0,83	0,86	0,88	0,87	0,85	0,85
Nd146	4,21	4,32	4,26	4,18	4,24	4,42	4,12	4,80	5,18	4,74	4,74	4,91	4,94	4,92	4,92	4,90
Sm147	1,59	1,59	1,65	1,59	1,58	1,51	1,54	1,76	1,89	1,87	1,77	1,78	1,89	1,83	1,83	1,88
Eu151	0,66	0,65	0,68	0,66	0,62	0,65	0,65	0,69	0,74	0,72	0,72	0,69	0,73	0,72	0,69	0,71
Eu153	0,68	0,67	0,66	0,63	0,63	0,67	0,65	0,70	0,74	0,70	0,70	0,71	0,72	0,74	0,70	0,69
Gd157	2,49	2,54	2,57	2,37	2,32	2,34	2,33	2,53	2,84	2,64	2,58	2,49	2,62	2,58	2,64	2,65
Tb159	0,46	0,44	0,44	0,43	0,40	0,42	0,42	0,46	0,48	0,45	0,45	0,47	0,49	0,47	0,46	0,47
Dy163	3,19	3,20	3,28	3,13	2,97	2,99	3,01	3,36	3,58	3,36	3,28	3,33	3,50	3,39	3,38	3,34
Ho165	0,70	0,68	0,72	0,67	0,63	0,64	0,64	0,72	0,75	0,71	0,70	0,71	0,74	0,72	0,70	0,71
Er166	1,98	1,96	2,04	1,94	1,82	1,84	1,85	2,07	2,16	2,09	2,07	2,05	2,17	2,10	2,05	2,07
Tm169	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26	0,27	0,30	0,32	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31	0,29	0,30
Yb172	1,80	1,85	1,92	1,86	1,67	1,70	1,70	2,06	2,01	1,97	1,96	1,96	2,14	2,01	1,98	2,01
Lu175	0,27	0,25	0,27	0,25	0,24	0,23	0,25	0,29	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29	0,30	0,30
Hf178	0,94	0,96	0,90	0,91	0,88	0,88	0,88	1,05	1,09	1,02	1,04	1,04	1,14	1,14	1,06	1,09
Ta181	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	nd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
Pb208	0,09	0,09	0,10	0,08	0,13	0,09	0,08	nd	0,05	nd	nd	nd	0,36	0,06	0,38	0,07
Th232	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	nd	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
U238	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	nd	nd	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01

Tableau 6 : Suite

Cpx	FT08P					
Al27	19703,93	19528,43	18360,47	18732,03	19797,71	15959,66
Ca44	166882,66	169455,56	166739,70	165667,66	165596,19	136079,06
Sc45	55,62	53,62	53,64	54,98	54,99	46,00
Ti49	881,19	900,44	849,09	829,47	890,87	700,72
V51	126,73	122,69	130,38	129,22	119,51	103,52
Cr52	3345,01	3081,67	2602,86	2835,46	3328,12	2701,54
Cr53	3365,38	3117,62	2625,44	2870,82	3394,11	2747,26
Mn55	635,33	650,98	636,95	637,96	627,04	511,67
Co59	21,78	22,48	21,99	21,72	21,14	17,18
Ni60	347,68	356,04	356,71	353,70	344,33	276,33
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	142,98	132,19	136,98	143,56	137,89	121,26
Y89	8,42	7,79	7,60	7,98	7,96	6,74
Zr90	12,44	11,26	10,52	11,36	11,16	9,19
Nb93	0,11	0,10	0,10	0,08	0,10	0,08
Ba135	nd	0,20	0,11	nd	0,14	0,09
Ba137	0,11	0,11	0,08	0,16	0,06	0,08
La139	41,44	38,56	38,77	39,56	39,94	32,92
Ce140	49,14	46,04	45,19	46,28	46,74	38,90
Pr141	3,94	3,75	3,64	3,77	3,81	3,17
Nd146	12,53	11,56	11,45	11,80	11,88	9,77
Sm147	1,65	1,75	1,64	1,73	1,72	1,44
Eu151	0,48	0,44	0,45	0,47	0,45	0,36
Eu153	0,48	0,45	0,41	0,41	0,45	0,36
Gd157	1,50	1,37	1,42	1,40	1,38	1,17
Tb159	0,22	0,22	0,20	0,21	0,21	0,18
Dy163	1,45	1,41	1,38	1,43	1,36	1,19
Ho165	0,32	0,28	0,29	0,32	0,30	0,26
Er166	0,86	0,83	0,84	0,90	0,87	0,74
Tm169	0,14	0,13	0,12	0,13	0,13	0,11
Yb172	0,89	0,91	0,89	0,87	0,86	0,76
Lu175	0,14	0,14	0,12	0,12	0,13	0,11
Hf178	0,27	0,26	0,21	0,24	0,24	0,19
Ta181	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Pb208	5,73	5,23	5,86	5,99	5,27	4,45
Th232	7,28	7,46	6,71	6,73	6,76	5,31
U238	1,86	1,99	1,78	1,77	1,78	1,45

Tableau 6 : Suite

Cpx	MSZK1306A						MSZK1308						
Al27	12350,64	13109,20	12917,26	13927,72	12915,26	13269,97	37665,34	36096,77	37578,31	37060,89	37012,77	37052,43	35899,16
Ca44	168026,14	168812,34	168812,33	167597,34	167597,34	167597,34	141868,13	138223,14	141868,13	140796,08	140939,02	140295,77	135435,81
Sc45	64,70	66,34	66,18	68,38	65,40	66,79	64,67	61,95	64,59	63,57	64,49	63,72	61,60
Ti49	439,31	463,14	463,69	474,94	456,53	457,99	3160,81	3046,73	3157,96	3127,45	3185,77	3159,20	3074,93
V51	156,45	150,76	147,87	146,97	147,56	146,17	153,09	146,93	147,26	147,82	148,51	151,87	137,76
Cr52	1608,33	2512,81	2479,84	3341,54	2536,78	2768,28	6898,26	6550,55	6710,38	6603,08	6492,67	6220,23	6232,17
Cr53	1675,79	2655,23	2622,19	3533,76	2688,91	2947,65	7185,02	6832,48	7027,44	6920,49	6813,52	6685,38	6580,20
Mn55	587,26	613,59	579,16	607,35	604,83	613,34	702,91	666,46	685,84	704,50	681,56	675,19	676,37
Co59	21,50	22,28	21,36	21,90	21,93	22,80	24,12	22,98	23,16	24,41	23,33	23,12	22,96
Ni60	364,77	380,21	354,76	372,35	374,43	383,48	384,47	365,46	377,88	392,43	374,83	368,77	369,58
Rb85	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr88	36,92	38,47	39,44	37,99	38,30	39,41	63,18	57,88	60,34	60,67	61,71	58,12	56,85
Y89	3,39	3,42	3,39	3,59	3,42	3,46	15,18	14,94	15,38	15,41	15,61	15,84	15,11
Zr90	5,96	6,52	6,34	7,05	6,54	6,50	23,19	22,64	23,43	23,24	23,41	23,46	22,40
Nb93	0,10	0,10	0,11	0,11	0,18	0,12	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,39	0,36
Ba135	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba137	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03	nd	nd	0,06	0,09	nd	0,05	0,04
La139	2,73	2,84	2,79	2,89	2,84	2,86	0,99	0,97	0,98	0,95	0,98	1,02	0,94
Ce140	6,40	6,43	6,37	6,64	6,58	7,30	3,19	3,09	3,24	3,13	3,23	3,25	3,07
Pr141	0,72	0,75	0,72	0,78	0,76	0,90	0,55	0,51	0,55	0,56	0,57	0,58	0,56
Nd146	2,77	2,95	2,70	2,98	2,87	3,39	3,35	3,49	3,47	3,22	3,32	3,44	3,40
Sm147	0,45	0,48	0,49	0,52	0,50	0,59	1,24	1,44	1,40	1,30	1,42	1,41	1,31
Eu151	0,13	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15	0,52	0,51	0,54	0,54	0,56	0,53	0,54
Eu153	0,13	0,14	0,16	0,13	0,13	0,18	0,53	0,53	0,51	0,51	0,54	0,53	0,52
Gd157	0,42	0,46	0,49	0,47	0,42	0,46	2,04	2,02	2,06	2,03	2,21	2,02	2,01
Tb159	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,38	0,35	0,39	0,37	0,35	0,38	0,37
Dy163	0,56	0,54	0,53	0,64	0,60	0,56	2,69	2,53	2,82	2,76	2,81	2,75	2,73
Ho165	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,58	0,58	0,58	0,56	0,60	0,59	0,56
Er166	0,40	0,42	0,44	0,44	0,41	0,43	1,63	1,64	1,72	1,60	1,73	1,70	1,62
Tm169	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,23	0,23	0,25	0,23	0,23	0,25	0,23
Yb172	0,51	0,50	0,53	0,53	0,49	0,51	1,38	1,47	1,50	1,54	1,56	1,47	1,50
Lu175	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,22	0,20	0,21	0,21	0,22	0,21	0,22
Hf178	0,19	0,21	0,17	0,21	0,19	0,20	0,77	0,74	0,79	0,82	0,81	0,79	0,82
Ta181	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Pb208	0,16	0,13	0,20	0,17	0,16	0,17	nd	0,04	0,02	nd	nd	nd	0,03
Th232	0,18	0,21	0,20	0,23	0,23	0,21	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
U238	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	nd	0,01	0,01	nd	0,01	0,01	0,01

Tableau 6 : Suite

Amp	FT08P					MSZK1306A					
Al27	67301,01	69169,11	68968,26	67857,41	68023,47	57562,76	59995,93	59432,64	60100,29	59805,94	59945,65
Ca44	71470,09	71470,09	71470,09	71470,09	71470,08	71470,08	71470,07	71470,08	71470,08	71470,08	71470,08
Sc45	56,60	59,51	59,57	58,03	57,66	78,82	83,21	82,77	83,66	83,65	83,43
Ti49	3505,94	3737,73	3598,21	3589,74	3604,30	1777,59	1833,01	1820,18	1843,44	1861,47	1822,34
V51	192,67	188,82	216,18	200,81	167,47	60,58	157,97	66,13	118,77	45,30	165,13
Cr52	6786,40	6939,44	7319,84	7069,25	6181,27	3031,41	6071,34	3196,02	5544,03	2622,52	6804,46
Cr53	7012,78	7265,71	7500,24	7390,73	7451,92	9349,17	9772,75	9692,43	9969,51	9851,46	9463,73
Mn55	355,73	375,51	376,93	367,68	372,15	328,23	323,03	319,09	322,01	322,00	321,55
Co59	32,71	33,03	35,27	34,58	35,54	32,49	32,53	32,29	32,56	33,42	33,03
Ni60	724,86	741,56	789,44	766,53	772,30	759,58	780,20	772,87	782,73	791,47	799,11
Rb85	16,33	14,29	16,85	17,54	18,35	12,15	14,69	11,38	12,01	11,47	11,98
Sr88	507,50	513,16	472,91	472,92	492,50	107,16	111,84	112,22	112,89	115,57	110,13
Y89	15,88	16,55	16,35	15,84	15,78	7,45	8,19	7,92	8,17	8,09	7,97
Zr90	20,26	20,74	20,66	19,82	19,80	15,47	15,83	15,35	15,71	15,74	15,50
Nb93	10,89	11,13	10,48	10,31	10,80	14,04	13,95	13,89	13,98	14,31	14,40
Ba135	911,51	875,90	877,22	910,09	984,34	250,72	272,25	236,22	219,55	228,98	202,22
Ba137	915,91	887,74	878,18	903,74	987,60	252,48	271,38	235,75	213,85	227,55	201,63
La139	71,02	76,37	70,82	70,46	71,77	6,39	6,57	6,67	6,87	6,96	6,68
Ce140	80,78	88,73	81,73	82,04	83,80	16,10	16,07	16,15	15,99	15,45	15,98
Pr141	6,53	7,15	6,51	6,53	6,68	1,95	2,00	1,94	1,80	1,76	1,90
Nd146	19,98	21,74	20,76	20,84	20,62	7,53	7,90	8,05	7,20	6,59	7,41
Sm147	3,15	3,37	3,16	2,97	3,06	1,28	1,30	1,23	1,12	1,18	1,13
Eu151	0,86	0,96	0,89	0,86	0,85	0,34	0,37	0,34	0,34	0,35	0,35
Eu153	0,87	0,88	0,83	0,86	0,83	0,32	0,36	0,36	0,35	0,34	0,34
Gd157	2,71	2,97	2,78	2,70	2,71	1,04	1,13	1,11	1,03	1,13	1,05
Tb159	0,41	0,39	0,41	0,41	0,39	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Dy163	2,67	2,90	2,78	2,71	2,77	1,23	1,22	1,23	1,35	1,25	1,23
Ho165	0,58	0,63	0,60	0,59	0,56	0,30	0,31	0,29	0,32	0,32	0,29
Er166	1,73	1,78	1,77	1,73	1,74	0,91	0,98	0,95	1,03	0,98	0,93
Tm169	0,25	0,24	0,26	0,25	0,25	0,15	0,14	0,16	0,15	0,16	0,16
Yb172	1,54	1,65	1,72	1,68	1,60	1,00	1,11	1,06	1,06	1,11	1,11
Lu175	0,26	0,26	0,25	0,25	0,25	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17
Hf178	0,40	0,46	0,40	0,39	0,40	0,40	0,42	0,44	0,41	0,45	0,42
Ta181	0,34	0,33	0,32	0,34	0,36	0,72	0,73	0,78	0,78	0,80	0,82
Pb208	26,52	30,00	28,48	28,32	28,75	0,57	0,60	0,63	0,62	0,62	0,59
Th232	13,92	15,25	14,74	14,41	14,32	0,57	0,65	0,61	0,65	0,65	0,59
U238	3,04	3,38	3,10	3,09	3,20	0,10	0,10	0,11	0,09	0,11	0,08

Tableau 6 : Compositions en éléments traces des amphiboles des xénolites mantelliques

Cpx II	SZB44			SZB51		
Al27	110613,32	106908,56	108602,16	118763,76	118763,76	118763,76
Ca44	61767,46	67178,63	66558,38	468618,81	239366,53	468618,81
Sc45	36,23	39,64	40,11	537,02	256,54	537,02
Ti49	10781,79	10389,16	11064,66	5581,99	4289,62	5581,99
V51	248,42	260,9	263,89	nd	633,06	nd
Cr52	4471,01	80,85	36,78	nd	16952,92	nd
Cr53	4573,7	80,43	36,38	53569,30	17088,83	53569,30
Mn55	611,71	613,47	602,67	1195,47	844,22	1195,47
Co59	23,54	14,5	15,14	62,62	36,76	62,62
Ni60	161,14	42,52	37,29	1154,39	546,08	1154,39
Rb85	1,42	1,049	1,178	1,38	20,86	1,38
Sr88	228,88	227,95	239,41	251,80	526,35	251,80
Y89	23,16	22,36	24,71	20,57	12,76	20,57
Zr90	33,34	31,52	34,89	47,68	72,26	47,68
Nb93	6,05	5,58	6,09	nd	0,29	nd
Ba135	76,46	76,91	83,19	18,44	257,17	18,44
Ba137	76,77	78,64	84,32	19,49	258,74	19,49
La139	4,1	3,91	4,24	8,27	19,30	8,27
Ce140	12,46	12,19	12,77	19,66	30,23	19,66
Pr141	2,113	1,949	2,143	2,19	2,72	2,19
Nd146	10,45	10,42	11,25	8,98	8,93	8,98
Sm147	2,97	2,87	3,1	2,04	1,85	2,04
Eu151	1,03	1,05	1,069	0,76	0,55	0,76
Eu153	1,007	1,004	1,085	0,77	0,64	0,77
Gd157	3,57	3,45	3,71	2,81	2,08	2,81
Tb159	0,578	0,544	0,597	0,43	0,25	0,43
Dy163	4,32	4,19	4,31	3,66	1,98	3,66
Ho165	0,852	0,831	0,934	0,74	0,52	0,74
Er166	2,5	2,47	2,73	2,47	1,50	2,47
Tm169	0,363	0,364	0,421	0,38	0,24	0,38
Yb172	2,57	2,57	2,75	2,78	1,82	2,78
Lu175	0,365	0,34	0,386	0,40	0,27	0,40
Hf178	0,967	0,96	1,038	1,65	1,91	1,65
Ta181	0,263	0,222	0,232	0,27	1,31	0,27
Pb208	15,03	0,96	1,126	0,21	1,13	0,21
Th232	0,465	0,431	0,437	0,35	2,68	0,35
U238	0,097	0,114	0,09	0,04	0,70	0,04

Tableau 7 : Compositions en éléments traces des minéraux secondaires des veines et melt pockets

Verre	SZB16								SZB44									
	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP
Na2O	3,97	4,10	4,16	4,19	4,16	4,21	3,98	4,21	4,10	4,04	4,04	4,04	4,10	4,10	4,05	4,03	4,03	4,03
MgO	3,73	3,72	3,52	3,54	3,52	3,49	3,54	3,49	4,29	4,65	4,86	4,86	4,59	4,59	4,60	4,50	4,50	4,50
SiO2	56,07	55,82	56,22	56,16	56,22	57,60	56,66	57,60	54,81	54,37	53,96	53,96	53,73	53,73	53,39	54,56	54,56	54,56
Al2O3	19,48	19,51	18,86	19,42	18,86	19,13	18,82	19,13	20,35	20,20	20,52	20,52	20,90	20,90	20,64	21,28	21,28	21,28
K2O	1,59	1,59	1,69	1,65	1,69	1,84	1,80	1,84	0,07	0,05	0,09	0,09	0,06	0,06	0,08	0,09	0,09	0,09
CaO	8,25	8,16	8,05	7,95	8,05	7,47	7,68	7,47	9,78	9,83	9,55	9,55	10,08	10,08	10,08	9,99	9,99	9,99
FeO	3,93	4,34	4,25	3,84	4,25	3,28	3,66	3,28	3,69	3,88	3,95	3,95	4,49	4,49	4,01	3,82	3,82	3,82
TiO2	1,53	1,46	1,69	1,48	1,69	1,59	1,52	1,59	1,71	1,72	1,67	1,67	1,77	1,77	1,84	1,70	1,70	1,70
P2O5	0,47	0,48	0,47	0,38	0,47	0,40	0,52	0,40	0,01	0,03	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05
MnO	0,07	0,09	0,05	0,01	0,05	0,08	0,08	0,08	0,07	0,11	0,05	0,05	0,06	0,06	0,10	0,10	0,10	0,10
Total	99,21	99,39	99,08	98,75	99,08	99,22	98,39	99,22	99,00	99,01	98,87	98,87	99,97	99,97	98,97	100,24	100,24	100,24
Mg#	62,85	60,46	59,58	62,13	59,58	65,48	63,29	65,48	67,43	68,10	68,71	68,71	64,57	64,57	67,14	67,75	67,75	67,75

Verre	SZB50				SZB51							SZB52						
	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	
Na2O	4,16	4,38	4,38	4,38	5,50	5,50	5,50	5,66	5,60	5,60	5,48	3,92	4,16	4,26	4,21	3,98	4,27	
MgO	4,20	4,38	4,38	4,38	3,23	3,23	3,23	2,64	2,46	2,46	2,70	3,49	3,44	3,41	3,39	3,31	3,16	
SiO2	55,87	55,28	55,28	55,28	56,63	56,63	56,63	62,71	62,16	62,16	60,53	57,69	56,77	56,52	58,57	58,65	59,02	
Al2O3	20,86	20,52	20,52	20,52	22,55	22,55	22,55	18,66	18,55	18,55	18,54	20,16	19,96	20,34	20,95	20,36	20,44	
K2O	0,08	0,04	0,04	0,04	1,76	1,76	1,76	2,42	2,37	2,37	2,19	1,96	1,93	1,87	1,91	1,91	2,15	
CaO	8,34	9,47	9,47	9,47	7,66	7,66	7,66	4,81	4,50	4,50	5,45	7,83	7,64	7,73	7,90	7,80	7,83	
FeO	3,67	3,88	3,88	3,88	2,89	2,89	2,89	2,80	2,85	2,85	3,01	3,28	3,11	3,09	3,06	3,18	2,97	
TiO2	1,62	1,73	1,73	1,73	0,43	0,43	0,43	0,07	0,19	0,19	0,12	0,99	0,82	0,78	0,68	0,52	0,68	
P2O5	0,03	0,01	0,01	0,01	0,24	0,24	0,24	0,98	1,15	1,15	1,11	0,49	0,49	0,48	0,54	0,50	0,52	
MnO	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,02	0,07	0,07	0,00	0,13	0,09	0,09	0,09	0,01	0,02	
Total	98,98	99,87	99,87	99,87	101,07	101,07	101,07	100,99	100,10	100,10	99,38	100,10	98,53	98,70	101,41	100,37	101,19	
Mg#	67,12	66,81	66,81	66,81	66,58	66,58	66,58	62,69	60,57	60,57	61,49	65,48	66,39	66,32	66,35	64,99	65,45	

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB66						SZG14			SZG23					
	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	SMI	SMI	MP	MP	MP	MP	MP	MP
Na2O	4,73	4,42	4,82	4,71	4,71	4,82	5,10	7,31	7,31	5,09	5,09	4,80	4,82	4,82	4,94
MgO	3,26	3,30	3,03	2,91	2,91	3,03	4,21	2,32	2,32	3,15	3,15	4,22	4,39	4,39	3,96
SiO2	60,58	59,55	61,50	61,00	61,00	61,50	54,97	54,20	54,20	55,63	55,63	55,41	57,17	57,17	56,98
Al2O3	18,03	18,11	18,04	18,02	18,02	18,04	20,63	22,89	22,89	20,87	20,87	20,72	19,51	19,51	19,46
K2O	2,94	2,71	2,77	2,84	2,84	2,77	1,85	5,26	5,26	1,17	1,17	1,19	0,64	0,64	0,57
CaO	6,03	6,12	5,85	5,70	5,70	5,85	7,50	2,02	2,02	8,19	8,19	7,72	7,97	7,97	8,09
FeO	2,99	3,14	3,08	3,03	3,03	3,08	3,47	3,34	3,34	3,42	3,42	4,07	3,63	3,63	3,45
TiO2	1,21	1,29	1,21	1,41	1,41	1,21	1,74	1,74	1,74	1,62	1,62	1,88	1,27	1,27	1,45
P2O5	0,92	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,22	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,04	0,04	0,06
MnO	0,05	0,06	0,12	0,08	0,08	0,12	0,11	0,01	0,01	0,07	0,07	0,07	0,14	0,14	0,00
Total	100,91	99,83	101,53	100,83	100,83	101,53	99,92	99,39	99,39	99,42	99,42	100,26	99,69	99,69	99,02
Mg#	65,98	65,18	63,71	63,13	63,13	63,71	68,35	55,30	55,30	62,14	62,14	64,89	68,30	68,30	67,20

Verre	SZG44								FT12								
	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP
Na2O	5,22	5,15	5,15	5,35	5,45	5,45	4,79	4,79	4,65	4,65	5,40	4,71	4,71	5,55	5,55	5,55	5,55
MgO	5,00	4,97	4,97	4,69	4,51	4,51	4,71	4,71	4,13	4,13	3,37	3,43	3,43	3,51	3,51	3,51	3,51
SiO2	51,83	50,81	51,83	51,52	51,91	51,91	51,93	51,93	54,58	54,58	55,83	53,73	53,73	55,24	55,24	55,24	55,24
Al2O3	19,88	19,74	19,72	19,58	21,15	21,15	20,99	20,99	19,55	19,55	20,24	21,06	21,06	20,61	20,61	20,61	20,61
K2O	0,77	0,72	0,75	0,63	0,67	0,67	0,40	0,40	0,30	0,30	0,26	0,33	0,33	0,21	0,21	0,21	0,21
CaO	8,98	9,40	9,11	9,04	8,66	8,66	8,70	8,70	10,45	10,45	9,57	9,98	9,98	9,50	9,50	9,50	9,50
FeO	3,63	3,74	3,62	3,73	3,79	3,79	4,15	4,15	3,60	3,60	3,60	4,89	4,89	3,01	3,01	3,01	3,01
TiO2	2,65	3,08	2,86	3,21	2,55	2,55	2,45	2,45	1,63	1,63	1,60	1,69	1,69	1,62	1,62	1,62	1,62
P2O5	0,06	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,09	0,09	0,09	0,09
MnO	0,08	0,12	0,04	0,10	0,04	0,04	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
Total	98,16	97,83	98,16	97,94	98,81	98,81	98,33	98,33	99,06	99,06	100,09	100,05	100,05	99,44	99,44	99,44	99,44
Mg#	71,08	70,32	70,98	69,14	67,93	67,93	66,95	66,95	67,20	67,20	62,51	55,57	55,57	67,52			

Tableau 7 : Suite

Verre	FT01P								FT08P					
	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	Vein	MP	MP	MP	MP	MP	MP
Na2O	5,04	4,63	4,59	4,81	5,20	4,65	4,95	4,65	5,26	5,15	5,15	5,81	5,62	4,53
MgO	2,44	2,58	2,54	2,40	2,51	2,60	2,66	2,60	3,31	3,41	3,41	2,83	3,01	3,17
SiO2	56,18	56,85	57,63	56,25	58,02	59,58	58,19	59,58	53,04	51,62	51,62	56,17	53,56	51,35
Al2O3	18,37	17,78	17,53	17,79	16,99	17,14	17,77	17,14	22,46	23,26	23,26	21,62	23,75	23,04
K2O	5,35	5,49	5,21	5,87	4,71	3,32	3,18	3,32	1,11	1,13	1,13	0,34	1,38	0,62
CaO	5,63	5,78	5,64	5,54	5,74	5,78	6,50	5,78	8,72	8,89	8,89	9,51	7,99	12,47
FeO	2,79	2,92	2,74	2,50	2,94	2,47	2,55	2,47	4,25	4,03	4,03	3,15	3,02	3,51
TiO2	1,96	1,59	1,58	1,77	2,03	1,73	1,71	1,73	0,75	0,82	0,82	0,72	0,93	0,77
P2O5	0,48	0,48	0,45	0,51	0,52	0,45	0,54	0,45	0,11	0,11	0,11	0,07	0,07	0,06
MnO	0,04	-0,01	0,04	0,03	-0,01	0,08	0,07	0,08	0,08	0,11	0,11	0,06	0,08	0,10
Total	98,41	98,23	98,06	97,60	98,76	97,94	98,26	97,94	99,36	98,92	98,92	100,91	99,87	99,90
Mg#	60,91	61,10	62,32	63,12	60,38	65,24	64,95	65,24	58,11	60,13	60,13	61,57	63,99	61,72

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB16							
Al27	103097,95	103256,73	99816,60	102780,39	99816,60	98705,18	99604,90	101245,57
P31	1724,02	1752,01	1722,68	1761,63	1851,72	2126,25	2185,68	2230,38
Ca44	61040,28	56087,72	54233,02	54918,34	55861,49	55888,57	56784,85	52111,63
Sc45	26,26	22,92	23,20	24,36	22,63	25,61	25,67	26,80
Ti49	9875,91	9703,23	9577,18	9737,13	10355,93	11388,36	11632,77	10746,31
V51	216,48	174,60	161,58	180,86	166,53	190,29	193,76	183,46
Cr52	343,74	120,28	104,15	113,07	200,77	144,49	110,34	124,80
Cr53	153,34	126,17	99,31	107,95	211,76	143,05	113,97	119,52
Mn55	708,94	651,98	586,86	599,28	726,33	763,05	603,92	611,84
Co59	22,07	17,80	16,76	16,24	27,76	28,53	12,30	14,86
Ni60	212,52	181,78	31,80	74,67	287,21	301,92	46,52	96,51
Rb85	36,58	35,73	37,37	38,68	40,66	42,84	42,66	44,63
Sr88	533,02	507,23	548,04	555,99	561,42	589,30	601,74	565,38
Y89	17,16	15,86	16,41	16,45	15,36	17,36	17,42	15,63
Zr90	132,80	134,40	135,52	136,14	124,55	155,34	158,12	141,04
Nb93	48,38	48,27	47,75	49,65	52,93	55,57	57,24	53,16
Cs133	0,42	0,43	0,43	0,47	0,51	0,53	0,56	0,58
Ba135	481,73	506,17	489,12	527,97	530,95	552,33	564,79	541,91
Ba137	487,04	506,99	496,07	514,29	534,09	555,42	566,83	548,54
La139	26,57	25,74	26,39	26,32	26,88	31,18	32,52	28,23
Ce140	50,68	48,85	49,84	48,71	54,84	58,14	60,91	52,83
Pr141	5,58	5,49	5,38	5,48	5,78	6,43	6,83	5,72
Nd146	21,26	21,26	22,14	20,06	20,85	25,24	27,47	22,39
Sm147	3,76	3,92	3,89	3,84	3,95	4,56	4,70	4,01
Eu151	1,30	1,32	1,29	1,25	1,32	1,40	1,50	1,36
Eu153	1,29	1,16	1,29	1,31	1,26	1,52	1,53	1,32
Gd157	3,71	3,56	3,30	3,71	3,32	4,06	4,51	3,67
Tb159	0,54	0,50	0,52	0,46	0,50	0,57	0,60	0,56
Dy163	3,34	3,50	3,07	3,30	2,88	3,40	3,60	3,16
Ho165	0,64	0,59	0,64	0,65	0,55	0,66	0,63	0,57
Er166	1,76	1,69	1,73	1,66	1,63	1,83	1,90	1,57
Tm169	0,25	0,24	0,25	0,27	0,23	0,28	0,27	0,23
Yb172	1,63	1,58	1,73	1,77	1,58	1,79	1,96	1,63
Lu175	0,24	0,26	0,26	0,24	0,25	0,26	0,24	0,21
Hf178	3,13	2,77	2,99	2,81	2,60	3,36	3,52	2,89
Ta181	2,90	2,82	2,84	3,03	2,77	3,38	3,56	2,94
Pb208	2,30	4,64	2,85	2,71	3,26	2,52	2,42	3,19
Th232	3,40	3,44	3,80	3,47	3,37	4,26	4,60	3,79
U238	1,00	0,95	1,13	1,00	1,20	1,30	1,34	1,27

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB44									
Al27	107702,45	106908,56	108602,16	108602,16	110613,32	110613,31	109237,27	109237,27	112624,47	112624,47
P31	159,55	146,86	186,77	172,38	159,59	199,62	nd	nd	170,11	260,70
Ca44	66182,88	67178,63	66558,38	60849,13	61767,46	70988,73	310620,13	242888,72	70034,47	78030,16
Sc45	40,91	39,64	40,11	38,54	36,23	39,70	296,90	226,67	40,26	41,35
Ti49	10392,45	10389,16	11064,66	10232,20	10781,79	12119,43	22168,19	24512,69	12158,58	12589,83
V51	258,22	260,90	263,89	248,52	248,42	290,56	740,51	822,61	288,27	287,40
Cr52	87,11	80,85	36,78	130,64	4471,01	45,16	22003,28	18506,40	71,35	44,54
Cr53	93,24	80,43	36,38	107,30	4573,70	44,94	23457,46	19323,33	80,80	36,79
Mn55	632,06	613,47	602,67	548,34	611,71	666,04	1247,06	952,16	647,88	632,54
Co59	17,79	14,50	15,14	17,36	23,54	21,38	43,92	38,02	16,96	14,91
Ni60	81,51	42,52	37,29	153,75	161,14	58,53	805,85	646,00	42,68	33,66
Rb85	1,18	1,05	1,18	1,75	1,42	1,06	nd	0,38	1,05	1,04
Sr88	222,06	227,95	239,41	231,51	228,88	254,04	71,13	62,54	244,58	271,41
Y89	23,20	22,36	24,71	19,87	23,16	26,68	85,21	65,83	26,88	28,33
Zr90	32,27	31,52	34,89	32,59	33,34	37,97	35,69	37,11	39,40	41,30
Nb93	5,54	5,58	6,09	6,26	6,05	6,83	0,51	0,70	6,98	6,90
Cs133	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	nd	nd	0,05	0,06
Ba135	84,70	76,91	83,19	298,59	76,46	85,11	1,47	67,96	87,04	91,78
Ba137	85,28	78,64	84,32	301,87	76,77	85,29	1,74	67,45	86,37	88,86
La139	3,99	3,91	4,24	3,55	4,10	4,76	1,87	1,66	4,85	5,14
Ce140	12,12	12,19	12,77	12,89	12,46	13,99	10,15	8,41	14,53	15,11
Pr141	2,04	1,95	2,14	1,92	2,11	2,33	2,64	2,23	2,33	2,70
Nd146	10,26	10,42	11,25	8,90	10,45	11,92	20,10	15,52	12,35	12,88
Sm147	2,76	2,87	3,10	2,52	2,97	3,33	8,24	6,34	3,23	3,50
Eu151	0,93	1,05	1,07	0,86	1,03	1,17	3,10	2,22	1,13	1,32
Eu153	1,00	1,00	1,09	0,79	1,01	1,14	2,94	2,23	1,17	1,23
Gd157	3,19	3,45	3,71	2,83	3,57	4,17	12,09	9,75	4,17	4,13
Tb159	0,55	0,54	0,60	0,51	0,58	0,68	2,19	1,67	0,67	0,70
Dy163	4,02	4,19	4,31	3,54	4,32	4,75	16,01	12,48	4,98	5,50
Ho165	0,87	0,83	0,93	0,74	0,85	1,04	3,25	2,59	0,98	1,08
Er166	2,54	2,47	2,73	2,25	2,50	3,01	9,57	7,00	2,95	3,38
Tm169	0,38	0,36	0,42	0,29	0,36	0,41	1,34	1,04	0,41	0,45
Yb172	2,43	2,57	2,75	2,10	2,57	2,66	8,68	6,50	2,77	3,08
Lu175	0,37	0,34	0,39	0,32	0,37	0,40	1,09	0,82	0,43	0,40
Hf178	0,89	0,96	1,04	0,92	0,97	1,08	1,96	1,84	1,24	1,20
Ta181	0,23	0,22	0,23	0,24	0,26	0,27	0,05	0,07	0,28	0,34
Pb208	0,98	0,96	1,13	1,01	15,03	1,70	nd	0,12	1,51	1,49
Th232	0,44	0,43	0,44	0,36	0,47	0,47	0,04	0,09	0,49	0,51
U238	0,11	0,11	0,09	0,17	0,10	0,12	nd	0,04	0,16	0,07

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB50			
Al27	110401,63	108602,17	109607,74	108602,16
P31	250,19	176,56	162,65	203,67
Ca44	67381,52	63626,49	68238,07	60920,04
Sc45	39,16	38,29	38,27	39,15
Ti49	10621,48	11170,79	11420,84	10958,70
V51	198,88	222,58	227,33	206,04
Cr52	231,25	48,05	50,51	139,35
Cr53	223,52	42,30	48,34	140,96
Mn55	598,78	602,33	623,55	1140,18
Co59	20,14	14,81	15,77	74,57
Ni60	194,82	38,38	32,23	1200,51
Rb85	1,32	0,79	0,83	1,27
Sr88	237,28	229,32	233,47	250,75
Y89	22,11	22,86	24,22	21,56
Zr90	37,63	32,45	34,69	33,20
Nb93	7,64	6,32	6,70	6,29
Cs133	0,06	0,06	0,05	0,04
Ba135	227,53	72,79	79,69	119,94
Ba137	224,01	73,80	77,94	121,46
La139	5,34	4,29	4,49	4,76
Ce140	13,32	12,52	13,03	12,43
Pr141	2,16	2,06	2,17	2,12
Nd146	10,96	11,20	11,64	11,50
Sm147	2,80	2,80	2,94	2,61
Eu151	1,00	0,95	1,13	0,90
Eu153	0,96	1,11	1,10	1,01
Gd157	3,19	3,33	3,53	2,98
Tb159	0,58	0,58	0,65	0,55
Dy163	4,03	3,93	4,27	3,80
Ho165	0,74	0,88	0,93	0,78
Er166	2,53	2,24	2,71	2,50
Tm169	0,34	0,33	0,37	0,35
Yb172	2,31	2,59	2,47	2,35
Lu175	0,35	0,36	0,38	0,37
Hf178	1,03	0,95	1,00	0,94
Ta181	0,25	0,28	0,23	0,21
Pb208	1,38	1,08	1,25	1,33
Th232	0,50	0,48	0,46	0,42
U238	0,19	0,13	0,10	0,14

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB51						
Al27	119293,02	119345,93	119293,02	98758,10	98175,92	98175,93	98123,00
P31	493,59	811,86	149,07	4707,35	8203,77	4695,56	4654,75
Ca44	305960,97	54542,80	522493,53	34756,32	51756,55	32567,85	38252,62
Sc45	360,93	24,81	552,42	21,02	82,51	21,26	18,49
Ti49	4688,45	2744,99	5729,23	1010,41	1223,04	996,30	953,94
V51	758,00	217,91	309,15	90,33	180,81	98,57	81,94
Cr52	20455,62	3128,26	27349,82	202,78	2954,00	173,36	130,02
Cr53	20844,12	3162,17	48748,18	228,71	2940,85	166,85	159,36
Mn55	1036,13	440,65	1399,69	1273,20	19635,08	953,20	1009,13
Co59	49,61	17,69	70,14	151,62	2813,34	107,79	94,25
Ni60	679,70	73,27	1428,95	2874,15		1968,40	1673,63
Rb85	17,83	32,63	3,41	81,41	101,54	77,33	63,20
Sr88	490,29	667,97	301,67	1041,43	1058,53	1031,63	1006,10
Y89	14,31	6,80	19,97	7,82	7,27	8,16	9,06
Zr90	75,62	84,08	54,66	388,92	359,24	402,77	361,16
Nb93	23,84	40,46	5,70	89,29	99,44	91,45	91,03
Cs133	0,28	0,41	nd	1,93	2,48	1,75	1,81
Ba135	219,27	372,67	38,04	794,86	844,81	799,02	727,24
Ba137	221,21	372,31	40,49	797,09	810,22	802,91	753,96
La139	17,16	23,57	9,31	76,35	68,46	75,62	69,75
Ce140	29,09	33,77	20,28	113,64	116,41	112,89	106,64
Pr141	2,70	2,61	2,39	9,87	8,56	9,01	9,22
Nd146	9,67	7,46	9,28	26,88	19,29	27,15	27,89
Sm147	1,73	1,08	1,91	3,27	3,95	2,50	2,53
Eu151	0,64	0,44	0,72	0,80	0,73	0,69	1,34
Eu153	0,68	0,38	0,70	0,80	0,68	0,99	1,00
Gd157	1,90	1,00	2,44	1,82	nd	1,81	2,49
Tb159	0,32	0,16	0,43	0,32	nd	0,33	0,29
Dy163	2,45	1,05	2,88	1,74	nd	1,58	1,32
Ho165	0,58	0,25	0,73	0,29	0,43	0,23	0,26
Er166	1,66	0,76	2,30	0,88	0,89	0,71	0,64
Tm169	0,27	0,12	0,40	0,13	0,30	0,12	0,11
Yb172	2,24	1,02	2,70	1,01	nd	0,75	0,79
Lu175	0,34	0,16	0,38	0,17	0,28	0,15	0,12
Hf178	2,02	1,54	2,22	5,77	3,81	6,21	5,80
Ta181	1,32	1,92	0,33	6,72	5,73	6,12	5,73
Pb208	1,04	1,88	0,22	2,43	nd	2,87	3,20
Th232	2,38	3,97	0,59	18,37	13,28	18,59	16,49
U238	0,53	1,11	0,11	5,25	5,61	5,27	4,35

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB52					
Al27	106696,87	105638,35	107649,52	110877,94	107755,36	108178,77
P31	2083,00	2133,70	2164,22	2244,95	1903,61	2094,97
Ca44	53803,74	51343,74	53169,14	56549,25	54437,84	52223,95
Sc45	18,49	19,41	18,44	20,89	18,47	22,25
Ti49	5881,70	5816,39	5891,57	4977,50	4803,17	4836,91
V51	104,99	113,73	111,96	115,09	107,37	111,65
Cr52	86,62	96,17	95,02	244,91	133,56	852,61
Cr53	97,47	95,30	96,42	238,81	129,90	914,58
Mn55	453,67	455,93	470,83	1032,62	447,76	603,09
Co59	11,84	11,22	12,11	82,98	10,49	23,31
Ni60	23,66	24,09	52,87	1454,62	41,12	191,45
Rb85	46,23	44,25	44,87	45,96	38,66	46,84
Sr88	541,98	530,07	542,84	559,20	546,94	526,86
Y89	12,66	12,28	12,39	12,54	12,19	11,89
Zr90	136,34	129,78	133,58	139,32	133,22	134,05
Nb93	51,21	50,72	51,25	53,43	52,74	51,24
Cs133	0,58	0,59	0,57	0,61	0,53	0,67
Ba135	617,02	585,91	649,29	694,22	643,51	621,23
Ba137	614,15	583,84	655,08	680,63	648,05	613,90
La139	30,48	29,34	29,93	31,36	31,08	30,24
Ce140	55,17	53,55	55,43	54,24	56,12	53,35
Pr141	5,74	5,59	5,76	5,57	5,75	5,42
Nd146	21,99	20,54	21,26	19,32	20,99	19,72
Sm147	3,39	3,14	3,28	3,53	3,33	2,72
Eu151	0,97	1,05	0,99	0,90	1,14	0,87
Eu153	1,04	1,07	1,06	0,98	0,84	0,96
Gd157	2,87	2,67	2,76	2,45	2,89	2,37
Tb159	0,40	0,35	0,36	0,32	0,27	0,34
Dy163	2,49	2,20	2,28	2,16	2,18	2,24
Ho165	0,48	0,44	0,44	0,40	0,42	0,46
Er166	1,28	1,30	1,19	1,33	1,45	1,35
Tm169	0,19	0,19	0,17	0,19	0,18	0,14
Yb172	1,30	1,37	1,24	1,41	1,31	1,29
Lu175	0,20	0,20	0,18	0,19	0,19	0,20
Hf178	2,68	2,67	2,72	2,56	2,63	2,61
Ta181	2,99	2,82	2,96	3,24	3,22	2,92
Pb208	1,39	1,32	1,42	1,34	1,35	1,02
Th232	4,30	4,11	4,38	4,75	4,55	4,22
U238	1,27	1,26	1,28	1,37	1,42	1,31

Tableau 7 : Suite

Verre	SZB66					
Al27	95423,84	95847,23	95476,77	95265,06	95265,06	95476,77
P31	4846,17	4608,38	4178,60	4306,95	4323,13	4160,63
Ca44	37450,37	42955,57	40254,91	40152,72	41131,61	40653,54
Sc45	24,12	23,85	26,05	25,62	24,95	25,14
Ti49	10369,10	9800,07	9629,81	9409,89	9747,37	10016,20
V51	153,43	154,31	163,95	162,66	164,38	161,17
Cr52	111,78	131,69	92,63	101,63	94,65	88,36
Cr53	115,82	137,28	101,96	101,42	98,14	88,42
Mn55	397,81	466,19	484,09	471,14	474,58	524,56
Co59	8,40	10,18	9,40	9,03	9,40	14,13
Ni60	53,87	34,79	23,74	17,47	23,84	108,80
Rb85	59,57	68,25	74,25	73,32	73,98	70,25
Sr88	759,15	884,22	920,30	880,72	849,33	903,65
Y89	19,70	19,08	18,30	17,96	17,67	18,75
Zr90	283,49	266,06	252,33	247,84	246,39	262,35
Nb93	94,65	91,36	86,21	86,55	87,56	88,76
Cs133	0,82	0,96	1,04	1,04	1,01	1,10
Ba135	823,71	858,75	824,69	815,40	818,18	858,56
Ba137	827,74	849,67	814,94	817,78	826,03	849,69
La139	65,27	60,42	55,87	55,85	55,21	58,87
Ce140	96,38	102,97	100,85	99,57	102,12	100,85
Pr141	12,53	11,44	10,57	10,64	10,47	10,76
Nd146	44,44	40,29	38,75	38,45	37,74	40,03
Sm147	7,14	6,66	6,67	6,04	6,27	6,59
Eu151	2,05	1,97	2,01	1,85	1,79	2,12
Eu153	2,18	2,01	2,02	1,98	1,78	2,02
Gd157	5,44	5,19	5,00	4,87	4,61	4,85
Tb159	0,72	0,67	0,64	0,64	0,63	0,66
Dy163	4,16	3,95	3,67	3,63	3,40	3,64
Ho165	0,75	0,71	0,66	0,66	0,67	0,66
Er166	2,05	1,90	1,68	1,84	1,80	1,95
Tm169	0,26	0,28	0,26	0,24	0,24	0,26
Yb172	1,89	1,93	1,69	1,64	1,67	1,65
Lu175	0,26	0,26	0,26	0,24	0,24	0,27
Hf178	5,65	5,39	4,79	4,84	4,73	4,92
Ta181	5,85	5,60	5,20	5,17	5,25	5,28
Pb208	7,37	6,50	6,05	6,45	6,09	6,24
Th232	9,74	9,31	8,84	8,30	8,47	8,99
U238	2,80	2,80	2,48	2,55	2,51	2,40

Tableau 7 : Suite

Verre	SZG14			SZG23					
Al27	109184,34	120351,54	121145,42	111618,89	110454,55	109660,66	103256,73	103256,73	102992,11
P31	1325,29	612,67	777,45	449,90	529,57	567,52	291,07	290,19	246,52
Ca44	48857,56	25739,44	25247,40	57347,49	59546,69	52679,51	55791,21	50565,46	55649,14
Sc45	17,60	15,54	16,78	33,06	34,16	34,36	33,15	46,16	34,96
Ti49	11032,17	8122,59	12342,83	11284,93	11015,90	10782,62	9872,13	9465,71	9814,35
V51	108,41	108,46	104,50	230,96	306,88	293,77	258,64	137,77	256,82
Cr52	69,51	124,51	379,35	6605,75	63,80	462,12	162,64	12406,77	406,12
Cr53	85,82	129,11	412,38	7066,49	63,54	459,87	163,82	13090,16	453,67
Mn55	531,03	451,20	442,60	581,45	559,22	642,16	554,55	2981,12	525,21
Co59	12,84	15,41	18,82	20,02	12,48	27,15	20,44	324,98	11,15
Ni60	37,19	43,78	63,98	116,59	18,72	224,40	134,38	5481,43	30,03
Rb85	26,33	31,59	40,15	6,07	6,55	9,26	7,55	4,13	4,13
Sr88	485,15	479,60	661,16	717,80	709,74	701,17	519,69	462,16	547,29
Y89	15,51	10,82	11,26	21,35	21,51	20,61	16,40	15,01	16,26
Zr90	99,41	107,18	114,97	85,05	92,22	93,31	54,87	45,06	48,99
Nb93	45,24	47,56	61,23	30,75	33,47	33,04	17,61	14,49	13,99
Cs133	0,27	0,21	0,29	<0.0230	<0.0246	0,11	0,12	<0.046	<0.020
Ba135	380,70	330,83	497,42	209,82	218,62	236,13	168,65	138,54	152,10
Ba137	388,04	337,16	531,17	214,76	220,04	229,06	167,72	141,53	154,96
La139	9,37	5,61	7,81	18,74	19,05	28,68	13,73	11,69	13,49
Ce140	15,95	11,81	16,42	52,10	53,38	73,21	37,16	31,38	35,91
Pr141	1,67	1,42	1,30	7,10	7,06	6,87	4,39	4,04	4,61
Nd146	6,78	5,64	6,16	30,41	30,17	29,10	18,89	16,14	18,28
Sm147	1,81	1,48	1,66	5,39	6,02	5,97	3,29	3,50	3,45
Eu151	0,68	0,50	0,81	1,97	1,94	1,75	1,28	1,07	1,24
Eu153	0,78	0,51	0,74	1,95	1,91	2,05	1,27	0,98	1,31
Gd157	2,00	2,05	2,42	5,11	5,37	5,25	3,69	3,01	3,60
Tb159	0,40	0,22	0,44	0,70	0,76	0,62	0,49	0,42	0,46
Dy163	2,92	1,81	1,94	4,38	4,44	4,29	2,99	2,85	3,06
Ho165	0,57	0,41	0,47	0,78	0,84	0,67	0,63	0,54	0,63
Er166	1,43	1,08	1,30	2,12	2,09	1,92	1,72	1,60	1,63
Tm169	0,16	0,19	0,21	0,28	0,26	0,25	0,22	0,23	0,23
Yb172	1,51	1,07	0,91	1,84	1,66	1,94	1,46	1,28	1,42
Lu175	0,29	0,19	0,13	0,26	0,25	0,21	0,21	0,15	0,22
Hf178	2,11	2,03	2,47	1,33	1,57	1,63	1,06	0,98	0,83
Ta181	2,05	1,56	2,32	0,75	0,92	1,00	0,25	0,19	0,25
Pb208	0,69	1,36	0,70	3,31	4,37	6,17	7,49	5,51	5,28
Th232	1,55	0,42	0,89	0,43	0,43	0,40	0,40	0,36	0,40
U238									

Tableau 7 : Suite

Verre	SZG44							
Al27	105214,97	104474,02	104368,17	103627,23	111936,45	44509,96	111089,66	51972,39
P31	258,50	262,02	251,64	255,09	278,29	102,16	300,24	121,17
Ca44	55712,04	58017,16	57907,83	59316,32	58825,66	24012,24	62123,86	24290,17
Sc45	29,17	33,10	30,84	28,46	27,52	10,17	29,24	10,01
Ti49	17935,23	20024,98	20118,81	19749,74	17497,21	7189,30	18181,57	6529,42
V51	263,76	298,64	292,02	275,34	269,02	110,93	240,59	80,71
Cr52	113,66	95,75	90,61	94,44	125,13	50,99	101,35	28,05
Cr53	119,22	89,66	88,95	89,78	117,56	46,61	97,08	23,35
Mn55	562,31	569,59	578,06	557,32	566,30	222,44	645,41	269,78
Co59	14,95	14,37	14,18	14,18	13,65	5,07	16,20	6,41
Ni60	58,78	53,20	51,95	39,95	45,32	12,26	40,61	11,51
Rb85	6,52	5,72	5,79	5,72	6,15	2,44	2,45	1,36
Sr88	300,43	300,79	305,03	311,22	350,96	142,71	345,32	171,58
Y89	20,09	22,59	22,26	21,93	21,24	8,54	23,96	9,47
Zr90	39,79	44,04	44,11	41,29	48,84	19,92	58,40	26,32
Nb93	12,20	14,33	14,48	14,13	12,53	5,34	12,23	4,67
Cs133	<0.032	0,03	0,05	0,03	0,06	0,02	0,03	0,02
Ba135	83,80	85,42	83,56	85,36	85,10	34,54	17,84	8,56
Ba137	85,43	85,58	84,60	86,22	86,70	35,67	17,98	9,44
La139	2,19	2,42	2,46	2,48	2,88	1,19	3,39	1,54
Ce140	7,35	8,04	8,01	7,87	8,93	3,71	10,56	4,80
Pr141	1,13	1,32	1,33	1,28	1,34	0,58	1,61	0,72
Nd146	6,43	7,33	7,32	6,94	7,32	2,90	8,29	3,72
Sm147	2,15	2,39	2,41	2,52	2,12	0,91	2,62	1,06
Eu151	0,85	0,97	0,93	0,89	0,93	0,37	1,00	0,40
Eu153	0,85	0,93	0,90	0,85	0,90	0,37	1,00	0,40
Gd157	3,18	3,40	3,20	3,19	3,06	1,24	3,33	1,24
Tb159	0,51	0,55	0,52	0,51	0,51	0,22	0,59	0,23
Dy163	3,48	3,94	3,93	3,89	3,50	1,41	4,16	1,67
Ho165	0,78	0,85	0,81	0,82	0,79	0,32	0,89	0,35
Er166	2,12	2,43	2,42	2,48	2,34	0,91	2,57	1,13
Tm169	0,31	0,36	0,32	0,33	0,30	0,14	0,38	0,17
Yb172	2,10	2,36	2,37	2,31	2,28	0,90	2,67	1,05
Lu175	0,30	0,33	0,32	0,32	0,34	0,14	0,40	0,15
Hf178	1,06	1,10	1,13	1,06	1,18	0,45	1,51	0,62
Ta181	0,57	0,67	0,71	0,65	0,66	0,26	0,58	0,21
Pb208	0,46	0,42	0,39	0,43	0,11	0,06	0,18	0,08
Th232	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,02	0,07	0,04
U238								

Tableau 7 : Suite

Verre	FT12								
Al27	103468,45	103468,45	107120,29	111460,13	20376,14	109078,51	104474,02	104474,02	104474,02
P31									
Ca44	55680,71	55982,74	63590,90	48234,85	10726,68	58592,47	54958,58	57987,90	54364,91
Sc45	32,03	29,28	33,66	25,09	5,86	34,39	30,80	31,14	31,07
Ti49	10001,71	10266,10	10764,36	9642,83	2031,29	10384,40	10204,59	10245,42	9944,73
V51	266,33	277,05	282,84	199,09	45,18	274,16	260,99	254,90	224,50
Cr52	430,43	154,30	67,07	5761,55	83,72	61,31	49,71	130,40	239,36
Cr53	429,87	162,31	67,15	5920,78	85,86	59,28	54,19	135,64	254,66
Mn55	514,23	527,79	526,71	783,99	234,60	569,29	534,01	553,70	583,38
Co59	118,19	19,31	16,85	69,96	25,15	11,63	13,38	10,64	18,83
Ni60	4747,95	56,03	46,70	971,43	372,83	11,51	13,62	7,04	189,11
Rb85	6,08	5,95	6,61	6,08	1,70	6,35	5,56	5,66	6,08
Sr88	420,07	396,20	419,81	345,34	81,89	421,69	402,11	406,97	388,26
Y89	20,66	20,24	22,83	19,44	3,93	21,20	20,17	21,27	19,71
Zr90	28,37	27,53	29,89	27,75	5,95	28,59	27,78	28,71	28,01
Nb93	24,72	25,72	27,40	23,90	5,08	26,28	25,17	26,23	25,49
Cs133									
Ba135	359,21	355,09	372,47	328,54	67,21	359,66	342,34	360,59	353,87
Ba137	354,68	351,94	380,44	322,36	67,12	356,77	345,67	359,61	352,98
La139	23,96	23,44	26,90	22,85	4,64	23,39	22,49	23,45	22,60
Ce140	58,59	59,03	65,00	56,34	11,62	59,36	56,12	58,42	55,96
Pr141	6,76	6,71	7,45	6,23	1,27	6,79	6,50	6,73	6,58
Nd146	24,77	24,63	27,82	23,57	4,62	25,27	23,52	24,55	22,97
Sm147	3,80	3,96	4,53	3,71	0,79	3,99	3,98	3,98	3,46
Eu151	1,08	1,08	1,36	1,23	0,23	1,17	1,20	1,22	1,09
Eu153	1,13	1,12	1,32	1,16	0,23	1,19	1,14	1,25	1,04
Gd157	3,38	3,34	4,05	3,02	0,67	3,71	3,59	3,58	3,18
Tb159	0,56	0,50	0,59	0,48	0,10	0,57	0,52	0,52	0,51
Dy163	3,68	3,56	4,29	3,20	0,68	3,49	3,42	3,58	3,48
Ho165	0,77	0,77	0,80	0,64	0,15	0,81	0,83	0,73	0,76
Er166	2,29	2,09	2,38	2,33	0,41	2,23	1,97	2,26	2,12
Tm169	0,36	0,30	0,43	0,28	0,06	0,29	0,36	0,33	0,30
Yb172	2,29	2,24	2,85	2,39	0,44	2,28	2,27	2,19	2,31
Lu175	0,34	0,31	0,38	0,31	0,06	0,34	0,32	0,36	0,29
Hf178	0,98	0,85	0,85	0,96	0,19	0,97	0,96	0,92	0,76
Ta181	0,66	0,58	0,75	0,68	0,12	0,67	0,64	0,59	0,54
Pb208	10,26	16,74	13,14	10,88	6,86	16,89	16,61	9,26	12,39
Th232	4,74	4,73	5,21	5,21	1,00	4,79	4,70	4,81	4,69
U238	0,63	0,65	0,78	0,70	0,13	0,64	0,52	0,65	0,70

Tableau 7 : Suite

Verre	FT01P							
Al27	97223,30	94100,72	92777,59	94153,65	89919,64	90713,52	94047,80	90713,52
P31								
Ca44	38116,34	38528,30	36246,75	37614,50	35326,34	33341,82	53223,23	39683,09
Sc45	15,75	16,50	15,34	16,18	14,85	15,43	21,71	15,41
Ti49	11812,32	12374,32	11526,32	11860,92	11007,83	11331,03	15311,40	11398,68
V51	164,86	178,22	154,07	154,09	148,54	144,75	190,19	142,44
Cr52	65,61	73,80	66,93	57,61	61,67	56,27	109,85	72,27
Cr53	70,50	84,40	79,72	58,48	59,17	51,78	102,07	78,47
Mn55	367,80	372,33	344,04	351,15	341,33	348,23	537,39	338,95
Co59	11,65	12,98	10,90	8,82	10,01	7,52	21,06	7,78
Ni60	81,19	105,35	55,73	29,02	86,88	28,21	241,55	30,73
Rb85	66,70	64,76	63,72	70,81	57,29	62,08	58,98	59,62
Sr88	615,10	568,48	504,32	625,02	780,27	557,33	566,86	592,02
Y89	13,27	13,98	13,57	14,11	11,99	11,70	16,75	12,32
Zr90	152,58	148,61	146,68	154,78	144,74	150,21	179,36	148,82
Nb93	57,02	58,23	55,38	56,62	53,86	59,23	73,66	60,81
Cs133								
Ba135	609,04	567,98	552,31	605,91	597,37	624,18	631,40	642,17
Ba137	613,69	569,09	551,52	611,89	578,79	626,24	636,46	652,22
La139	30,67	32,38	30,97	33,17	28,68	32,04	44,52	32,73
Ce140	55,84	56,81	54,46	60,24	52,74	57,99	78,78	58,76
Pr141	6,06	6,43	6,02	6,69	5,72	6,40	8,22	5,98
Nd146	23,34	24,14	23,92	25,85	21,49	23,08	32,53	23,49
Sm147	4,08	4,46	4,54	4,60	3,75	2,96	5,71	4,07
Eu151	1,24	1,37	1,56	1,20	1,24	1,26	2,30	1,66
Eu153	1,29	1,53	1,40	1,56	1,26	1,56	1,96	1,66
Gd157	3,34	3,66	3,11	4,11	3,15	3,39	5,02	2,60
Tb159	0,46	0,46	0,42	0,56	0,47	0,47	0,67	0,54
Dy163	2,57	2,83	2,88	3,05	2,47	2,65	3,52	3,34
Ho165	0,48	0,55	0,53	0,53	0,54	0,35	0,79	0,56
Er166	1,30	1,20	1,34	1,50	1,16	1,35	1,60	1,18
Tm169	0,18	0,16	0,15	0,21	0,20	0,21	0,17	0,17
Yb172	1,24	1,12	1,37	1,14	1,13	0,82	1,61	1,03
Lu175	0,16	0,14	0,13	0,21	0,15	0,14	0,26	0,15
Hf178	3,31	3,35	3,25	3,98	3,27	3,33	4,19	3,50
Ta181	3,29	3,40	3,17	3,63	3,39	3,57	4,07	3,53
Pb208	8,57	10,07	10,10	8,88	6,69	3,16	4,52	3,57
Th232	4,33	4,42	4,22	5,16	4,39	4,86	6,06	5,31
U238	1,29	1,23	1,38	1,59	1,39	1,27	1,88	1,39

Tableau 7 : Suite

Verre	FT08P					
Al27	118869,63	123103,64	55835,92	114423,94	125696,97	121939,30
P31						
Ca44	64881,32	61732,04	151395,91	101369,63	78700,94	65937,74
Sc45	18,31	13,72	146,82	73,83	23,62	15,85
Ti49	5078,59	4995,35	5235,16	6001,81	5757,66	5453,39
V51	306,96	230,73	288,89	512,80	193,61	335,07
Cr52	17,36	53,69	8836,17	1902,13	1048,26	280,63
Cr53	15,87	50,00	13509,32	1988,24	1499,23	314,47
Mn55	498,11	525,69	379,62	475,56	470,68	835,79
Co59	12,00	14,35	20,09	15,05	13,64	73,88
Ni60	11,92	43,94	382,60	145,68	85,67	1240,50
Rb85	21,54	27,51	3,30	16,89	17,58	26,57
Sr88	1158,24	1069,58	190,69	1142,45	1445,18	1400,28
Y89	20,63	20,06	27,97	24,77	21,68	22,38
Zr90	34,31	36,03	22,68	36,31	37,93	38,58
Nb93	29,32	31,68	4,00	20,77	30,38	31,69
Cs133						
Ba135	3085,84	3455,43	332,64	2377,80	3495,55	3431,77
Ba137	3073,52	3423,06	320,47	2398,34	3473,24	3461,09
La139	172,63	188,74	41,57	126,33	188,17	189,00
Ce140	181,94	195,72	66,95	143,69	198,23	195,61
Pr141	13,17	14,00	6,58	10,52	14,42	14,54
Nd146	37,22	37,91	25,71	34,01	38,49	42,56
Sm147	4,40	4,37	4,63	4,83	4,72	5,34
Eu151	1,23	1,37	1,36	1,59	1,41	1,29
Eu153	1,23	1,36	1,49	1,25	1,54	1,50
Gd157	3,37	3,38	5,16	4,20	3,58	3,45
Tb159	0,53	0,45	0,71	0,64	0,51	0,67
Dy163	3,50	2,93	5,29	4,53	3,24	3,78
Ho165	0,68	0,72	1,09	0,89	0,80	0,74
Er166	2,37	2,12	3,15	2,83	2,36	2,38
Tm169	0,31	0,35	0,48	0,42	0,31	0,44
Yb172	2,58	2,42	2,72	3,22	2,81	2,59
Lu175	0,32	0,29	0,39	0,48	0,37	0,40
Hf178	0,64	0,47	0,73	0,63	0,49	0,68
Ta181	0,90	0,99	0,20	0,75	1,03	1,07
Pb208	72,21	67,62	4,82	49,92	79,21	70,47
Th232	36,74	39,21	5,61	27,97	41,67	42,16
U238	8,02	8,86	1,25	6,27	9,28	9,01

Tableau 7 : Suite

Annexe 2 – Détermination par NanoSIMS des teneurs en H_2O et CO_2 des verres des veines et des melt pockets

	SiO_2 (%)	12C/28Si	CO_2/SiO_2	CO_2 (ppm)	Erreur absolue	Erreur relative	17OH/28Si	OH/SiO_2	OH (ppm)	OH (%)	Erreur absolue	Erreur relative
SZB16_Zone3	55,75	1,49E-03	3,94E-03	**2195**	140	0,06	4,63E-02	9,20E-03	5130	**0,51**	0,26	0,50
SZB16_Zone3	55,75	1,66E-03	4,44E-03	**2473**	140	0,06	4,73E-02	9,65E-03	5381	**0,54**	0,26	0,48
SZB16_Zone3	55,75	2,79E-03	7,74E-03	**4315**	145	0,03	4,52E-02	8,71E-03	4853	**0,49**	0,26	0,53
SZB16_Zone3	55,75	1,46E-03	3,85E-03	**2146**	140	0,07	4,75E-02	9,74E-03	5431	**0,54**	0,26	0,48
SZB16_Zone3	55,75	1,79E-03	4,82E-03	**2684**	140	0,05	4,60E-02	9,07E-03	5054	**0,51**	0,26	0,51
SZB16_Zone3	55,75	1,90E-03	5,14E-03	**2864**	141	0,05	4,74E-02	9,70E-03	5406	**0,54**	0,26	0,48
SZB16_Zone3	55,75	2,06E-03	5,60E-03	**3125**	141	0,05	4,68E-02	9,43E-03	5256	**0,53**	0,26	0,49
SZB16_Zone3	55,75	2,00E-03	5,43E-03	**3027**	141	0,05	4,75E-02	9,74E-03	5431	**0,54**	0,26	0,48
SZB16_Zone2	56,39	1,38E-03	3,62E-03	**2039**	141	0,07	4,53E-02	8,75E-03	4934	**0,49**	0,26	0,53
SZB16_Zone2	56,39	1,28E-03	3,32E-03	**1874**	141	0,08	4,56E-02	8,89E-03	5011	**0,50**	0,26	0,52
SZB16_Zone2	56,39	1,23E-03	3,18E-03	**1792**	141	0,08	4,50E-02	8,62E-03	4858	**0,49**	0,26	0,54
SZB50_Zone1	55,13	2,27E-03	6,22E-03	**3429**	141	0,04	4,94E-02	1,06E-02	5844	**0,58**	0,26	0,44
SZB50_Zone1	55,13	2,29E-03	6,28E-03	**3461**	141	0,04	5,32E-02	1,23E-02	6788	**0,68**	0,26	0,38
SZB50_Zone1	55,13	2,00E-03	5,43E-03	**2993**	140	0,05	1,87E-02	-3,24E-03	-1787	**0,00**	0,00	0,00
SZB50_Zone1	55,13	2,18E-03	5,96E-03	**3283**	140	0,04	4,53E-02	8,75E-03	4825	**0,48**	0,26	0,53
SZB50_Zone1	55,13	1,91E-03	5,17E-03	**2848**	139	0,05	1,77E-02	-3,69E-03	-2036	**0,00**	0,00	0,00
SZB50_Zone1	55,13	2,96E-03	8,24E-03	**4541**	145	0,03	5,72E-02	1,41E-02	7782	**0,78**	0,26	0,33
SZB50_Zone1	55,13	3,84E-03	1,08E-02	**5960**	152	0,03	5,10E-02	1,13E-02	6241	**0,62**	0,26	0,41
SZB50_Zone2	55,26	2,32E-03	6,37E-03	**3517**	141	0,04	5,16E-02	1,16E-02	6405	**0,64**	0,26	0,40
SZB50_Zone2	55,26	2,41E-03	6,63E-03	**3663**	142	0,04	4,81E-02	1,00E-02	5533	**0,55**	0,26	0,46
SZB50_Zone2	55,26	2,60E-03	7,18E-03	**3970**	143	0,04	5,00E-02	1,09E-02	6006	**0,60**	0,26	0,43
SZB50_Zone2	55,26	2,76E-03	7,65E-03	**4228**	144	0,03	5,10E-02	1,13E-02	6255	**0,63**	0,26	0,41
SZB50_Zone2	55,26	2,93E-03	8,15E-03	**4503**	145	0,03	5,55E-02	1,33E-02	7376	**0,74**	0,26	0,35
SZB51_Zone1	61,80	1,84E-03	4,96E-03	**3066**	156	0,05	1,23E-01	4,38E-02	27056	**2,71**	0,28	0,10
SZB51_Zone1	61,80	2,16E-03	5,90E-03	**3644**	157	0,04	1,15E-01	4,02E-02	24827	**2,48**	0,28	0,11
SZB51_Zone1	61,80	1,86E-03	5,02E-03	**3102**	156	0,05	1,19E-01	4,20E-02	25942	**2,59**	0,28	0,11
SZB51_Zone2	56,33	2,06E-03	5,60E-03	**3157**	143	0,05	1,51E-01	5,64E-02	31774	**3,18**	0,26	0,08
SZB51_Zone2	56,33	3,70E-03	1,04E-02	**5859**	154	0,03	1,42E-01	5,23E-02	29488	**2,95**	0,26	0,09
SZB51_Zone2	56,33	2,05E-03	5,58E-03	**3141**	143	0,05	1,35E-01	4,92E-02	27710	**2,77**	0,26	0,09

Tableau 8 : Déterminations NanoSIMS des teneurs en H_2O et CO_2 de verres des veines et melt pockets

	SiO_2 (%)	12C/28Si	CO_2/SiO_2	CO_2 (ppm)	Erreur absolue	Erreur relative	17OH/28Si	OH/SiO_2	OH (ppm)	OH (%)	Erreur absolue	Erreur relative
SZB51_Zone4	56,33	2,47E-03	6,80E-03	**3833**	145	0,04	1,38E-01	5,05E-02	28472	**2,85**	0,26	0,09
SZB51_Zone5	56,33	2,49E-03	6,86E-03	**3866**	145	0,04	1,50E-01	5,60E-02	31520	**3,15**	0,26	0,08
SZB51_Zone6	56,33	2,19E-03	5,98E-03	**3371**	144	0,04	1,39E-01	5,10E-02	28726	**2,87**	0,26	0,09
SZB51_Zone7	56,33	2,16E-03	5,90E-03	**3322**	143	0,04	1,30E-01	4,69E-02	26440	**2,64**	0,26	0,10
SZB51_Zone8	56,33	2,17E-03	5,93E-03	**3338**	143	0,04	1,28E-01	4,60E-02	25932	**2,59**	0,26	0,10
SZB51_Zone9	56,33	2,46E-03	6,77E-03	**3816**	145	0,04	1,33E-01	4,83E-02	27202	**2,72**	0,26	0,10
SZB51_Zone2	56,33	3,17E-03	8,85E-03	**4986**	150	0,03	1,25E-01	4,47E-02	25170	**2,52**	0,26	0,10
SZB51_Zone2	56,33	4,37E-03	1,24E-02	**6962**	161	0,02	1,29E-01	4,65E-02	26186	**2,62**	0,26	0,10
SZB51_Zone2	56,33	4,36E-03	1,23E-02	**6946**	161	0,02	1,25E-01	4,47E-02	25170	**2,52**	0,26	0,10
SZB51_Zone2	56,33	4,35E-03	1,23E-02	**6929**	161	0,02	1,22E-01	4,33E-02	24409	**2,44**	0,26	0,11
SZB52_ZoneX	57,40	2,76E-03	7,65E-03	**4392**	149	0,03	1,14E-01	3,97E-02	22801	**2,28**	0,26	0,12
SZB52_ZoneX	57,40	2,18E-03	5,96E-03	**3418**	146	0,04	1,01E-01	3,39E-02	19437	**1,94**	0,26	0,14
SZB52_ZoneX	57,40	2,17E-03	5,93E-03	**3402**	146	0,04	1,04E-01	3,52E-02	20213	**2,02**	0,26	0,13
SZB52_ZoneX	57,40	2,06E-03	5,60E-03	**3217**	146	0,05	8,88E-02	2,84E-02	16280	**1,63**	0,26	0,16
SZB52_ZoneX	57,40	1,94E-03	5,25E-03	**3016**	145	0,05	9,38E-02	3,06E-02	17573	**1,76**	0,26	0,15
SZB52_ZoneY	57,40	2,17E-03	5,93E-03	**3402**	146	0,04	1,44E-01	5,32E-02	30564	**3,06**	0,26	0,09
SZB52_ZoneY	57,40	2,10E-03	5,72E-03	**3284**	146	0,04	1,33E-01	4,83E-02	27717	**2,77**	0,26	0,10
SZB52_ZoneY	57,40	2,15E-03	5,87E-03	**3368**	146	0,04	1,33E-01	4,83E-02	27717	**2,77**	0,26	0,10
SZB52_ZoneY	57,40	2,24E-03	6,13E-03	**3519**	146	0,04	1,44E-01	5,32E-02	30564	**3,06**	0,26	0,09
SZB52_ZoneY	57,40	2,08E-03	5,66E-03	**3251**	146	0,04	1,31E-01	4,74E-02	27200	**2,72**	0,26	0,10
SZB52_ZoneY	57,40	2,12E-03	5,78E-03	**3318**	146	0,04	1,28E-01	4,60E-02	26424	**2,64**	0,26	0,10
SZB52_ZoneY	57,40	2,12E-03	5,78E-03	**3318**	146	0,04	1,30E-01	4,69E-02	26941	**2,69**	0,26	0,10
SZB52_ZoneY	57,40	2,12E-03	5,78E-03	**3318**	146	0,04	1,32E-01	4,78E-02	27459	**2,75**	0,26	0,10
SZB52_ZoneY	57,40	2,02E-03	5,49E-03	**3150**	145	0,05	1,39E-01	5,10E-02	29270	**2,93**	0,26	0,09
SZB52_ZoneY	57,40	2,21E-03	6,04E-03	**3469**	146	0,04	1,46E-01	5,42E-02	31082	**3,11**	0,26	0,08
SZB52_ZoneY	57,40	2,36E-03	6,48E-03	**3721**	147	0,04	1,18E-01	4,15E-02	23836	**2,38**	0,26	0,11
SZB52_ZoneY	57,40	2,02E-03	5,49E-03	**3150**	145	0,05	1,21E-01	4,29E-02	24612	**2,46**	0,26	0,11
SZG23_Zone1a	55,98	5,74E-03	1,64E-02	**9162**	178	0,02	1,23E-01	4,38E-02	24508	**2,45**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	5,68E-03	1,62E-02	**9063**	177	0,02	1,20E-01	4,24E-02	23751	**2,38**	0,26	0,11

Tableau 8 : Suite

	SiO_2 (%)	12C/28Si	CO_2/SiO_2	CO_2 (ppm)	Erreur absolue	Erreur relative	17OH/28Si	OH/SiO_2	OH (ppm)	OH (%)	Erreur absolue	Erreur relative
SZG23_Zone1a	55,98	5,58E-03	1,59E-02	**8900**	176	0,02	1,16E-01	4,06E-02	22742	**2,27**	0,26	0,11
SZG23_Zone1a	55,98	6,36E-03	1,82E-02	**10176**	187	0,02	1,21E-01	4,29E-02	24004	**2,40**	0,26	0,11
SZG23_Zone1a	55,98	5,18E-03	1,47E-02	**8245**	170	0,02	1,28E-01	4,60E-02	25770	**2,58**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	4,93E-03	1,40E-02	**7836**	167	0,02	1,17E-01	4,11E-02	22994	**2,30**	0,26	0,11
SZG23_Zone1a	55,98	5,31E-03	1,51E-02	**8458**	172	0,02	1,26E-01	4,51E-02	25266	**2,53**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	5,57E-03	1,59E-02	**8883**	175	0,02	1,29E-01	4,65E-02	26023	**2,60**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	5,19E-03	1,48E-02	**8261**	170	0,02	1,28E-01	4,60E-02	25770	**2,58**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	6,09E-03	1,74E-02	**9734**	183	0,02	1,47E-01	5,46E-02	30566	**3,06**	0,26	0,08
SZG23_Zone1a	55,98	5,60E-03	1,60E-02	**8932**	176	0,02	1,37E-01	5,01E-02	28042	**2,80**	0,26	0,09
SZG23_Zone1a	55,98	5,50E-03	1,57E-02	**8769**	174	0,02	1,26E-01	4,51E-02	25266	**2,53**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	6,25E-03	1,79E-02	**9996**	185	0,02	1,27E-01	4,56E-02	25518	**2,55**	0,26	0,10
SZG23_Zone1a	55,98	5,15E-03	1,46E-02	**8196**	170	0,02	1,19E-01	4,20E-02	23499	**2,35**	0,26	0,11
SZG23_Zone1b	55,98	7,72E-03	2,22E-02	**12403**	209	0,02	1,34E-01	4,87E-02	27285	**2,73**	0,26	0,09
SZG23_Zone1b	55,98	7,54E-03	2,16E-02	**12108**	206	0,02	1,25E-01	4,47E-02	25013	**2,50**	0,26	0,10
SZG23_Zone1b	55,98	6,66E-03	1,91E-02	**10668**	192	0,02	1,19E-01	4,20E-02	23499	**2,35**	0,26	0,11
SZG23_Zone1b	55,98	6,51E-03	1,86E-02	**10422**	189	0,02	1,16E-01	4,06E-02	22742	**2,27**	0,26	0,11
SZG23_Zone1b	55,98	6,31E-03	1,80E-02	**10095**	186	0,02	1,14E-01	3,97E-02	22237	**2,22**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	6,33E-03	1,81E-02	**10127**	186	0,02	1,13E-01	3,93E-02	21985	**2,20**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	6,41E-03	1,83E-02	**10258**	188	0,02	1,16E-01	4,06E-02	22742	**2,27**	0,26	0,11
SZG23_Zone1b	55,98	6,46E-03	1,85E-02	**10340**	188	0,02	9,88E-02	3,29E-02	18401	**1,84**	0,26	0,14
SZG23_Zone1b	55,98	6,42E-03	1,84E-02	**10275**	188	0,02	1,11E-01	3,84E-02	21480	**2,15**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	6,28E-03	1,79E-02	**10046**	186	0,02	1,14E-01	3,97E-02	22237	**2,22**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	6,25E-03	1,79E-02	**9996**	185	0,02	1,12E-01	3,88E-02	21732	**2,17**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	6,26E-03	1,79E-02	**10013**	185	0,02	1,10E-01	3,79E-02	21228	**2,12**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	6,12E-03	1,75E-02	**9784**	183	0,02	1,10E-01	3,79E-02	21228	**2,12**	0,26	0,12
SZG23_Zone1b	55,98	5,66E-03	1,61E-02	**9031**	177	0,02	1,10E-01	3,79E-02	21228	**2,12**	0,26	0,12
SZG44_Zone1	51,50	3,24E-03	9,06E-03	**4664**	137	0,03	1,62E-01	6,14E-02	31604	**3,16**	0,24	0,07
SZG44_Zone1	51,50	3,50E-03	9,82E-03	**5055**	139	0,03	1,63E-01	6,18E-02	31836	**3,18**	0,24	0,07
SZG44_Zone1	51,50	3,61E-03	1,01E-02	**5221**	140	0,03	1,63E-01	6,18E-02	31836	**3,18**	0,24	0,07

Tableau 8 : Suite

	SiO_2 (%)	12C/28Si	CO_2/SiO_2	CO_2 (ppm)	Erreur absolue	Erreur relative	17OH/28Si	OH/SiO_2	OH (ppm)	OH (%)	Erreur absolue	Erreur relative
SZG44_Zone1	51,50	3,53E-03	9,90E-03	**5100**	140	0,03	1,65E-01	6,27E-02	32300	**3,23**	0,24	0,07
SZG44_Zone1	51,50	3,60E-03	1,01E-02	**5206**	140	0,03	1,65E-01	6,27E-02	32300	**3,23**	0,24	0,07
SZG44_Zone1	51,50	3,70E-03	1,04E-02	**5356**	141	0,03	1,62E-01	6,14E-02	31604	**3,16**	0,24	0,07
SZG44_Zone1	51,50	3,53E-03	9,90E-03	**5100**	140	0,03	1,58E-01	5,96E-02	30675	**3,07**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,62E-03	1,02E-02	**5236**	140	0,03	1,57E-01	5,91E-02	30443	**3,04**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,45E-03	9,67E-03	**4980**	139	0,03	1,53E-01	5,73E-02	29514	**2,95**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,75E-03	1,05E-02	**5432**	142	0,03	1,60E-01	6,05E-02	31139	**3,11**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,77E-03	1,06E-02	**5462**	142	0,03	1,61E-01	6,09E-02	31372	**3,14**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,52E-03	9,87E-03	**5085**	140	0,03	1,58E-01	5,96E-02	30675	**3,07**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,51E-03	9,84E-03	**5070**	139	0,03	1,59E-01	6,00E-02	30907	**3,09**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	4,18E-03	1,18E-02	**6079**	146	0,02	1,60E-01	6,05E-02	31139	**3,11**	0,24	0,08
SZG44_Zone1	51,50	3,94E-03	1,11E-02	**5718**	143	0,03	1,63E-01	6,18E-02	31836	**3,18**	0,24	0,07
SZG44_ZoneZ	51,79	2,34E-03	6,42E-03	**3327**	133	0,04	1,74E-01	6,68E-02	34581	**3,46**	0,24	0,07
SZG44_ZoneZ	51,79	2,02E-03	5,49E-03	**2842**	131	0,05	2,14E-01	8,48E-02	43921	**4,39**	0,24	0,05
SZG44_ZoneZ	51,79	2,20E-03	6,01E-03	**3115**	132	0,04	1,86E-01	7,22E-02	37383	**3,74**	0,24	0,06
SZG44_ZoneZ	51,79	2,17E-03	5,93E-03	**3069**	132	0,04	1,83E-01	7,08E-02	36683	**3,67**	0,24	0,06
SZG44_ZoneZ	51,79	3,23E-03	9,03E-03	**4675**	138	0,03	1,75E-01	6,72E-02	34815	**3,48**	0,24	0,07
SZG44_ZoneZ	51,79	3,08E-03	8,59E-03	**4447**	137	0,03	2,19E-01	8,71E-02	45088	**4,51**	0,24	0,05
SZG44_ZoneZ	51,79	3,13E-03	8,73E-03	**4523**	137	0,03	1,62E-01	6,14E-02	31780	**3,18**	0,24	0,07
SZG44_ZoneZ	51,79	3,24E-03	9,06E-03	**4690**	138	0,03	1,82E-01	7,04E-02	36449	**3,64**	0,24	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,76E-03	1,06E-02	**4496**	117	0,03	1,77E-01	6,81E-02	28961	**2,90**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,49E-03	9,79E-03	**4160**	115	0,03	1,73E-01	6,63E-02	28194	**2,82**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,34E-03	9,35E-03	**3974**	114	0,03	1,73E-01	6,63E-02	28194	**2,82**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,49E-03	9,79E-03	**4160**	115	0,03	1,69E-01	6,45E-02	27428	**2,74**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,21E-03	8,97E-03	**3812**	113	0,03	1,67E-01	6,36E-02	27044	**2,70**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	2,59E-03	7,15E-03	**3041**	110	0,04	1,66E-01	6,32E-02	26853	**2,69**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	2,70E-03	7,48E-03	**3178**	110	0,03	1,56E-01	5,87E-02	24936	**2,49**	0,20	0,08
FT12_Zone2	42,51	3,15E-03	8,79E-03	**3738**	113	0,03	1,67E-01	6,36E-02	27044	**2,70**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,07E-03	8,56E-03	**3638**	112	0,03	1,63E-01	6,18E-02	26278	**2,63**	0,20	0,07

Tableau 8 : Suite

	SiO_2 (%)	12C/28Si	CO_2/SiO_2	CO_2 (ppm)	Erreur absolue	Erreur relative	17OH/28Si	OH/SiO_2	OH (ppm)	OH (%)	Erreur absolue	Erreur relative
FT12_Zone2	42,51	2,98E-03	8,30E-03	**3526**	112	0,03	1,63E-01	6,18E-02	26278	**2,63**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,09E-03	8,62E-03	**3663**	112	0,03	1,64E-01	6,23E-02	26469	**2,65**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,04E-03	8,47E-03	**3601**	112	0,03	1,63E-01	6,18E-02	26278	**2,63**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,02E-03	8,41E-03	**3576**	112	0,03	1,64E-01	6,23E-02	26469	**2,65**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,36E-03	9,41E-03	**3999**	114	0,03	1,69E-01	6,45E-02	27428	**2,74**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,36E-03	9,41E-03	**3999**	114	0,03	1,67E-01	6,36E-02	27044	**2,70**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,36E-03	9,41E-03	**3999**	114	0,03	1,66E-01	6,32E-02	26853	**2,69**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,25E-03	9,08E-03	**3862**	113	0,03	1,62E-01	6,14E-02	26086	**2,61**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,29E-03	9,20E-03	**3912**	114	0,03	1,63E-01	6,18E-02	26278	**2,63**	0,20	0,07
FT12_Zone2	42,51	3,25E-03	9,08E-03	**3862**	113	0,03	1,62E-01	6,14E-02	26086	**2,61**	0,20	0,07
FT12_Zone3	55,24	2,41E-03	6,63E-03	**3662**	142	0,04	5,18E-02	1,17E-02	6453	**0,65**	0,26	0,40
FT12_Zone3	55,24	2,60E-03	7,18E-03	**3969**	143	0,04	5,11E-02	1,14E-02	6279	**0,63**	0,26	0,41
FT12_Zone3	55,24	2,50E-03	6,89E-03	**3807**	142	0,04	4,54E-02	8,80E-03	4859	**0,49**	0,26	0,53
FT12_Zone3	55,24	2,52E-03	6,95E-03	**3839**	142	0,04	4,66E-02	9,34E-03	5158	**0,52**	0,26	0,50
FT12_Zone3	55,24	2,36E-03	6,48E-03	**3581**	142	0,04	4,48E-02	8,53E-03	4710	**0,47**	0,26	0,54
FT01P_Zone2	59,24	3,59E-03	1,01E-02	**5971**	161	0,03	2,14E-01	8,48E-02	50243	**5,02**	0,27	0,05
FT01P_Zone2	59,24	2,90E-03	8,06E-03	**4776**	155	0,03	1,95E-01	7,62E-02	45169	**4,52**	0,27	0,06
FT01P_Zone2	59,24	2,87E-03	7,97E-03	**4724**	155	0,03	1,84E-01	7,13E-02	42231	**4,22**	0,27	0,06
FT01P_Zone2	59,24	2,77E-03	7,68E-03	**4551**	154	0,03	1,75E-01	6,72E-02	39827	**3,98**	0,27	0,07
FT01P_Zone2	59,24	2,82E-03	7,83E-03	**4637**	155	0,03	1,79E-01	6,90E-02	40895	**4,09**	0,27	0,07
FT01P_Zone2	59,24	2,86E-03	7,94E-03	**4706**	155	0,03	1,80E-01	6,95E-02	41162	**4,12**	0,27	0,07
FT01P_Zone2	59,24	2,63E-03	7,27E-03	**4308**	153	0,04	1,68E-01	6,41E-02	37957	**3,80**	0,27	0,07
FT01P_ZoneX	58,28	2,61E-03	7,21E-03	**4204**	151	0,04	1,52E-01	5,69E-02	33133	**3,31**	0,27	0,08
FT01P_ZoneX	58,28	3,11E-03	8,68E-03	**5056**	154	0,03	1,71E-01	6,54E-02	38125	**3,81**	0,27	0,07
FT01P_ZoneX	58,28	2,73E-03	7,56E-03	**4408**	152	0,03	1,54E-01	5,78E-02	33659	**3,37**	0,27	0,08
FT01P_ZoneX	58,28	2,64E-03	7,30E-03	**4255**	151	0,04	1,49E-01	5,55E-02	32345	**3,23**	0,27	0,08
FT01P_ZoneX	58,28	3,54E-03	9,93E-03	**5788**	158	0,03	1,63E-01	6,18E-02	36023	**3,60**	0,27	0,07

Tableau 8 : Suite

Table des illustrations

Figure 1 : Localisation des bassins sédimentaires à forte abondance de CO_2..... 13
Figure 2 : $CO_2/^3He$ vs pourcentage volumique de CO_2 pour des réservoirs de gaz naturel dans les bassins Pannonien et de Vienne. Les erreurs associées aux données sont inférieures aux symboles. $CO_2/^3He$ des MORB basé sur Marty & Jambon (1987) et Trull et al. (1993). Source : [Sherwood Lollar et al. 1997]. 14
Figure 3 : Flux majeurs de carbone dans les différents contextes géodynamiques. Les données entre parenthèses sont de Dasgupta & Hirschmann (2010). Source : [Kelemen & Manning 2015]..... 16
Figure 4 : (a) Plausibles localisations de fusion de carbonate dans le manteau terrestre. Le panel à droite correspond aux phases majoritaires porteuses de carbone. (b) Flux estimés (en bleu, g de C/an) et budget (en rouge, g de C) associés avec le cycle profond du carbone. Pour l'estimation en g de CO_2, multipliez par 3.67 et pour l'estimation en moles de carbone, multipliez par 0.0833. Source : [Dasgupta & Hirschmann 2010]. 17
Figure 5 : Diagramme P/T, illustrant les effets du CO_2 et des carbonates sur la fusion des péridotites mantelliques (SiO_2–Al_2O_3–MgO–CaO–CO_2). Les effets des carbonates sur la composition des magmas générés à température croissante correspondent au champ blanc. La zone grisée présente les équilibres de phase sous le solidus. Le rond noir correspond aux conditions P-T enregistrées par des inclusions fluides très denses riches en CO_2. Source : [Frezzotti & Peccerillo 2007]. 18
Figure 6 : a- Diagramme P/T illustrant les effets du CO_2 sur le solidus de lithologies carbonatées dans le manteau. Deux estimations différentes de solidus de péridotite + CO_2 sont reportées : CMSA–CO_2 d'après Dalton & Presnall (1998), et Gudfinnsson & Presnall (2005), et péridotite–CO_2 (2.5 wt. %) de Dasgupta & Hirschmann (2006). Le solidus de la peridotite sèche dans le système CMAS est de Gudfinnsson & Presnall (2005). Le solidus Eclogite + CO_2 (éclogite sèche + 5 wt. % CO_2) de Dasgupta et al. (2004). Les asterix (*) correspondent au solidus de KNCFMASH–CO_2 (pélite carbonate +1.1 wt. % H2O + 4.8 wt. % CO_2) de Thomsen & Schmidt (2008). b- Application des relations de fusion déterminées expérimentalement pour des péridotites carbonatées et lithologies crustales pour illustrer les processus mantelliques et le métasomatisme sous l'ouest Méditerranéen. Source : [Frezzotti et al. 2009]..... 19
Figure 7 : Localisation du Bassin Pannonien. Source : [Harangi & Lenkey 2007] ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Figure 8 : Épaisseurs crustale (a) et lithosphérique (b) du BP. Source [Huismans et al. 2002] 23
Figure 9 : Unités tectoniques majeures du BP. Source [Hidas et al. 2010] 23
Figure 10 : Fermeture de la Téthys à l'origine de la formation du super continent, La Pangée. Sources : [a - Un essai de schématisation des grands traits de l'histoire géologique de la Terre; b – Geowiki]..... 24
Figure 11 : Évolution de la Réouverture de la Téthys (Permo-Trias à Jurassique). 25
Figure 12 : Collision entre la plaque Européenne et des fragments crustaux provenant de la plaque Africaine. Source : [a- Stoica et al. 2012; b et c- Delacou 2004]..... 26
Figure 13 : Évolution de la collision Europe / fragments africain entre le Crétacé et l'Éocène. Source : [Delacou 2004]..... 26
Figure 14 : Évolution de la collision Europe / fragments africain à l'Éocène. 26
Figure 15 : Évolution de la collision Europe / fragments africain entre l'Oligocène et le présent. Source : [Delacou 2004] ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 16 : Structure lithosphérique du BP définie grâce à plusieurs aquisitions sismiques grand-angle et des profils de sismique réflexion. Source : [Środa et al. 2006]..... 28
Figure 17 : Modèle expliquant l'extension lithosphérique à proximité d'une racine lithosphérique ; Source : [Michon 2001]..... 29
Figure 18 : Modèles expliquant le fluage lithosphérique lié à une force gravitaire verticale. a- fluage asthénosphérique; b- érosion thermomécanique de la limite lithosphère/asthénosphère. Source : [Michon 2001]..... 29
Figure 19 : Localisation des volcanismes calco-alcalins et alcalins. 31
Figure 20 : Echelle des temps géologiques décrivant les principaux évènements tectoniques et volcaniques de la formation du bassin Pannonien. Source : [Modifié d'après Harangi & Lenkey, 2007]..... 32
Figure 21 : a- Subduction roll-back; b- Extension du BP liée à la subduction. 34
Figure 22 : a- Deuxième phase de rifting associée à l'épisode compressif; b- Extension et compression contemporaine + remontée convective d'asthénosphère. Source : [Huismans et al. 2002; Corver et al. 2009]..... 36
Figure 23 : Modèle géodynamique 3D de la formation du BP au début du Miocène (16-18 Ma). Source : [Horvath et al. 2006] 38
Figure 24 : Histoire de l'enfouissement de la plaine Néogène hongroise. 39
Figure 25 : a- Huile découverte par zones de profondeurs et b- Gaz découvert par zones de profondeurs. Source : [Dolton 2006]..... 41
Figure 26 : Coupe schématique montrant le système pétrolier dans le bassin Néogène. Source : [Corver et al. 2009] 42
Figure 27 : Cartographie des zones d'échantillonnage 43
Figure 28 : Zones de présence de xénolites mantelliques dans Bakony-Balaton (BBHVF) et détails des textures observables par zones. Source : [Szabo et al. 2010]**.** 48
Figure 29 : Photographies illustrant l'échantillonnage (Mindszentkálla) et les xénolites mantelliques observées et échantillonnées sur le terrain (Füzes-tó et Szentbékkálla). 49
Figure 30 : Photographies illustrant les étapes de nettoyage et sciage des échantillons. Sur la photo de droite une sélection d'échantillon scié de Szentbékkálla. 50
Figure 31 : a- Microtomographe Nanotom, schéma de la localisation de l'échantillon en face du détecteur ; b- Centrage de l'échantillon par rapport au détecteur 140
Figure 32 : Illustration du système de préparation et centrage des échantillons, développé au cours de cette thèse pour les analyses par microtomographie à rayons X 141
Figure 33 : Histogrammes et histogrammes déconvolués après définitions des seuillages de chaque phase. La partie supérieure représente les histogrammes de l'image 3D obtenue sur l'échantillon SZB51 ; la partie inférieure représente les histogrammes de l'image 3D obtenue sur l'échantillon FT12. 142
Figure 34 : Estimation des seuillages optimaux et estimations de variabilité liées aux interprétations du scientifique 143
Figure 35 : Visualisation 3D du volume de SZB51, après traitement sur Avizo® 144
Figure 36: Exemple d'images tomographiques obtenues sur la peridotite SZB51. a – microtomographie par synchrotron; b- microtomographie de laboratoire. 145
Figure 37 : Graphique de comparaison entre les estimations de volumes des phases « verre » et « fluide » obtenues par microtomographie de laboratoire et celles obtenues par synchrotron. 146
Figure 38 : Sources potentielles du CO_2 en sub-surface. Source : [Cooper et al. 1997]..... 149
Figure 39 : Variations des compositions en $\delta^{13}C$ des différents réservoirs de carbone terrestre 150
Figure 40 : Evolution du rapport $CO_2/^3He$ en fonction de : a- $\delta^{13}C$ et b- CO_2..... 151
Figure 41 : Systèmes d'échantillonnages des gaz d'aquifères 152

Figure 42 : Abondance (mol%) des espèces majeures analysées..... 155
Figure 43 : Rapports isotopiques du carbone du CO_2 en fonction de l'inverse de la teneur en CO_2. 156
Figure 44 : Graphique présentant l'abondance des différents gaz rares et leurs rapports isotopiques normalisés à l'air 156
Figure 45 : a- Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du CO_2 (Mol%).; b- Graphique présentant le rapport isotopique $^{20}Ne/^4He$ en fonction de $^3He/^4He$. Source : [a- Sherwood Lollar et al. 1997 ; b- Sherwood Lollar et al. 1997; Ballentine et al. 2001] 158
Figure 46 : Corrélation entre N_2 et ^4He pour les échantillons de gaz de le BBHVF..... 159
Figure 47 : Importance des processus de dégazage dans l'évolution des compositions des fluides au cours des interactions eau-gaz. a- Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du CO_2 (Mol%) ; b- Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du rapport $^4He/^{36}Ar$; c- Graphique présentant le rapport $N_2/^{36}Ar$ en fonction du rapport $^4He/^{36}Ar$. Wi – composition initiale de l'eau avant dégazage, composition calculée ; Wf – composition finale de l'eau après dégazage, composition calculée ; Gf – composition finale du gaz, composition calculée similaire à la composition mesurée. 161
Figure 48 : Graphique présentant le rapport $CO_2/^3He$ en fonction du CO_2 (Mol%) présentant les compositions initiales recalculées..... 162
Figure 49 : Résumé des interactions fluide-roche pouvant avoir lieu à l'échelle lithosphérique. Les bandes hachurées représentent les niveaux marbrés. Les deux fines flèches décrivent des intéractions fluide-roche (infiltrations de H_2O-CO_2 ou dévolatilisation liée au métamorphisme), les flèches épaisses décrivent les infiltrations majeures de fluides. La position structurale à l'intérieur ou à l'extérieur des zones de cisaillement majeur ou mineur exerce un contrôle majeur sur la nature des fluides et sur leurs flux. Plusieurs de ces processus peuvent être caractéristiques de la lithosphère Pannonienne et sont discuttés dans le texte. Source : [Pili et al. 1999]..... 168
Figure 50 : Carte illustrant la profondeur du socle du bassin Pannonien ainsi que les failles majeures contrôlant la formation du bassin. 1- avant arc ; 2- ceinture de flysch ; 3- volcans Miocène et positions approximatives des centres éruptifs explosifs (dépôts rhyolitiques) ; 4- Montagnes alpines, des Carpates et dinariques ; 5- Fenêtre Apenninique ; 6- Ophiolites ; 7- failles normales et de détachement ; 8- Déformations anticlinales ; 9- Failles de décrochement ; 10- failles de décrochement de premier ordre ; AC- Plaque Alcapa; MHFZ- Mid-hungarian zone ; TD- Plaque Tisca-Dacia. Source : [Horváth et al. 2015]..... 169
Figure 51 : Exemple de synopsis des sources de CO_2, He et N_2, leurs signatures isotopiques, les processus de transport et de mélange dans l'Ouest du rift Eger. Source : [Weinlich et al. 1999]..... 170
Figure 52 : Exemple de plissement à l'échelle crustale en Transdanubie (Hongrie), basée sur l'interprétation et l'analyse de séquences stratigraphiques de profils de réflexion sismique régionale (Sacchi & Horváth 2002). Source : [Cloetingh et al. 2006] 171
Figure 53 : Chemins de migration du CO_2 mantellique, vers le bassin Pannonien, par flux advectifs et par migration diffuse le long des différents plans de failles associés à la mise-en-place du bassin. 172

Table des tableaux

Tableau 1 : Analyses de gaz des échantillons de gaz d'aquifère de le BBHVF 155
Tableau 2 : Composition des eaux à l'origine des gaz échantillonnés dans les aquifères par un calcul inverse de dégazage (cf. texte)..... 160
Tableau 3 : Compositions en éléments majeurs des minéraux primaires des xénolites mantelliques 200
Tableau 4 : Composition en éléments majeurs des amphiboles présentes dans les xénolites mantelliques 211
Tableau 5 : Compositions en éléments majeurs des minéraux secondaires des veines et melt pockets..... 212
Tableau 6 : Compositions en éléments traces des minéraux primaires des xénolites mantelliques 215
Tableau 7 : Compositions en éléments traces des minéraux secondaires des veines et melt pockets..... 223
Tableau 8 : Déterminations NanoSIMS des teneurs en H_2O et CO_2 de verres des veines et melt pockets..... 239

Résumé :
Le Bassin Pannonien est caractérisé par la présence de CO_2 mantellique dans les réservoirs d'hydrocarbures et dans des systèmes d'aquifères. Dans cette thèse, nous proposons une quantification du CO_2 présent dans le manteau lithosphérique Pannonien. En effet, le volcanisme alcalin Miocène-Pliocène de la Bakony Balaton Highlang Volcanic Field (BBHVF), au nord-ouest du bassin a remonté des xénolites de péridotite que nous avons pu largement échantillonner et étudier.
Les études texturales et compositionnelles de xénolites mantelliques ont mis en évidence de nombreux épisodes de fusion partielle et métasomatisme. Le dernier épisode métasomatique, enregistré dans les xénolites par les verres, montre que des magmas de type adakite ont percolé et métasomatisé le manteau lithosphérique. Ces magmas sont proposés comme étant issus de la fusion de la lithosphère subductée sous le bassin. Lors du métasomatisme, les magmas ont réagi avec des amphiboles issues d'un précédent épisode métasomatique, pour former les magmas parents de la suite calco-alcaline observée à la surface du bassin. Le budget CO_2 des magmas métasomatisants et du manteau sous Pannonien a été contraint à partir de l'étude des xénolites mantelliques et par une approche innovante couplant : (1) de la microtomographie au rayonnement synchrotron, (2) des mesures NanoSIMS, Raman et microthermométriques, et (3) des modélisations thermodynamiques. Les concentrations initiales en CO_2 des magmas métasomatiques (type adakite) ont été estimées entre 9.0 et 25.4 wt. % validant ainsi une source riche en fluides (lithosphère subductée). Une première estimation des teneurs en CO_2 présentes dans le manteau lithosphèrique Pannonienn a été proposée à ~2000 ppm. Ce réservoir de CO_2 mantellique est vraisemblablement drainé par la Mid Hungarian Zone, un système décrochant majeur traversant l'intégralité du bassin et ayant été actif durant l'essentiel de son histoire. Ce transport est mis en évidence par la caractérisation géochimique fine de gaz riche en CO_2 associés à des aquifères de le BBHVF, portant l'empreinte d'une origine mantellique.

Mots clés : [CO_2 ; manteau terrestre ; métasomatisme ; bassin Pannonien ; pétrologie ; géochimie]

Thermodynamic effects of lithospheric extension on mantle rocks - Modeling and quantification of mantle carbon fluxes to the crust

Abstract:
The Pannonian Basin is characterized by mantle-derived CO_2 in hydrocarbon reservoirs and aquifers. This work proposes to provide quantitative data about the CO_2 mantle source, by studying volatile elements associated with magmatic events recorded in the Pannonian Basin lithosphere. Indeed, Miocene-Pliocene alkaline volcanism of the Bakony Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) brought up to the surface peridotite xenoliths showing evidences of CO_2-rich magmatic events.
Textural and compositional studies of mantle xenoliths highlighted numerous melting and metasomatic events. The last metasomatic event, recorded in xenoliths by trapped melts, shows that adakite-like magmas have percolated and metasomatized the lithospheric mantle. These magmas are proposed to originate from slab melting in the mantle below the Pannonian Basin. During metasomatism, magmas reacted with amphiboles from a previous metasomatic event, to form parent melts of the calc-alkaline series observed at the surface of the Pannonian Basin. The CO_2 budget of adakite-like magmas and of the mantle below the Pannonian Basin was then constrained by an innovative approach on mantle xenoliths using (1) synchrotron X-ray microtomography, (2) NanoSIMS, Raman spectroscopy and microthermometry, and (3) thermodynamical models. The initial CO_2 concentrations in adakite-like melts were estimated between 9.0 and 25.4 wt. % and are in agreement with a fluid-rich source (slab). A first estimation of the bulk CO_2 concentration in the lithospheric mantle below the Pannonian Basin was proposed at ~2000 ppm. This mantle C reservoir is likely tapped by the Mid Hungarian Zone, a major shear zone crosscutting the whole basin that has been active throughout basin formation. This transfer from mantle to the surface is evidenced by geochemical data from gases associated with CO_2-rich shallow aquifers of the BBHVF, showing a clear mantle origin.

Keywords: [CO_2; terrestrial mantle; metasomatism; Pannonian Basin; petrology; geochemistry]