



HAL
open science

Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique): rôle de la déchirure de la plaque Farallon

Carlos Pallares

► **To cite this version:**

Carlos Pallares. Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique): rôle de la déchirure de la plaque Farallon. Géologie appliquée. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2007. Français. NNT: . tel-00180274

HAL Id: tel-00180274

<https://theses.hal.science/tel-00180274>

Submitted on 18 Oct 2007

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

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



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT de l'Université de Bretagne Occidentale

Spécialité : GEOSCIENCES MARINES

par

Carlos Pallares

Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique): rôle de la déchirure de la plaque Farallon.

Soutenue le 05 octobre 2007 devant le jury composé de :

M. Alfredo Aguilón-Robles	Chercheur, UASLP, San Luis Potosí	Examineur
M. Jean-Alix Barrat	Professeur, UBO, Brest	Examineur
M. Hervé Bellon	Professeur, UBO, Brest	Directeur de thèse
M. Thierry Calmus	Chercheur, UNAM-ERNO, Hermosillo	Examineur
Mme Christèle Guivel	Maître de Conférences, Nantes	Examinatrice
M. Hervé Martin	Professeur, OPGC, Clermont-Ferrand	Rapporteur
M. René Maury	Professeur, UBO, Brest	Directeur de thèse
M. Manuel Pubellier	CR CNRS, ENS, Paris	Rapporteur

Brest, 2007

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier le Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) du Mexique de m'avoir accordé cette bourse, surtout M. David MENDEZ-MORALES ; le Consejo Potosino de Ciencia y Tecnología (COPOCyT) de San Luis Potosí, et plus particulièrement M. Roberto LEYVA, ancien directeur, Mme Catalina DIAZ et Mme Mary-Carmen OCHOA. Je remercie également l'Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnología (IPICYT) de San Luis Potosí, notamment M. José-Luis MORAN, ancien directeur et fondateur de cet organisme ; l'Instituto de Geología et le département des Sciences de la Terre de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, spécialement MM. José-Ramón TORRES, Rafael BARBOZA, Rodolfo RODRIGUEZ, José-Luis MATA, Rubén LOPEZ, Mme María del Refugio OJEDA, MM. Efrén-Román GUERRERO, Miguel MAYER, José-Socorro LOERA, Juan-Manuel LOERA, Juan-Manuel TORRES, Panfilo MARTINEZ, et Antonio CONTRERAS ; enfin, Mme Ginette ELIZALDE, chef du Bureau des Bourses à l'Ambassade de France au Mexique et Mlle Indira PRADO.

De même, je veux remercier le laboratoire de géosciences marines « Domaines Océaniques UMR-6538, CNRS-UBO », et tout particulièrement M. le professeur Hervé BELLON qui a accepté de diriger cette thèse et s'est beaucoup investi pour m'aider à récupérer ma bourse, et M. Mathieu BENOIT qui a bien voulu être mon tuteur. Un grand merci également à vous tous, MM. Jean-Yves ROYER et Pascal GENTE, ainsi que Christophe HEMOND, Christophe MARTIN, Jo COTTEN, Claire BASSOULLET, Danièle HUREAU, Marcel BOHN, Florence L'HOSTIS, Murielle DUBREULE pour vos conseils, vos commentaires et votre amitié.

Je tiens à remercier spécialement M. le professeur René MAURY de m'avoir donné une excellente formation, avec patience et amitié. De même, Alfredo AGUILLON, Margarito TRISTAN, Pr. Guillermo LABARTHE, Thierry CALMUS, Carole Le HIR, Dominique GAC, Jean-Claude PHILIPPET, je vous suis extrêmement reconnaissant de m'avoir transmis vos compétences et de m'avoir aidé et soutenu à chaque fois que j'en ai eu besoin. À Carole CORDIER, une de mes meilleures copines, qui m'a aidé à comprendre la géochimie, m'a écouté et a également partagé des bons moments de ma vie.

Je veux remercier aussi toute la bande (mes potes, camarades, collègues, etc) qui tient désormais une place spéciale dans ma vie : Agustín CARDONA avec qui j'ai vécu depuis l'enfance les plus étonnantes aventures et qui est un frère pour moi ; Isy JASSO la plus belle enseignante du lycée, qui m'a enseigné la chimie et la biologie, en souvenir des bons moments que nous avons partagés ; Pit SANCHEZ et Iván TAPIA, mes meilleurs potes de fac, à l'époque où on prenait des grosses cuites sur le terrain avec du mezcal de la Pendencia, où on faisait semblant de bosser nos examens au cours de réunions qui se terminaient inévitablement par une cuite, et où on finissait par tricher ; Juan PRADO, Zeferino GAMINO, Pablo CABALLERO et Ana Laura SOTO pour nos aventures inoubliables dans la ville de Mexico, les grosses soirées à côté de la « Glorieta Insurgentes », à Teotihuacan, à Metepec, et à côté du volcan Popocatepetl.

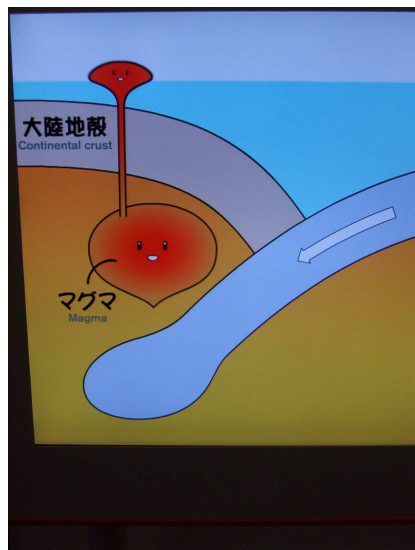
Un grand merci bien sûr à Graciela DURON pour son aide si précieuse durant mon séjour à Mexico ; à Javier CUEVAS de m'avoir accueilli à Brest et pour tout ce qu'il a fait et continue à faire pour moi ; à Antoine LE FAOUDER, merci mignon de m'avoir appris à parler français et à comprendre toutes les conneries, d'avoir consacré tes week-ends pour me faire bosser les examens de DEA, de m'avoir appris la géochimie, de m'avoir fait passer mes plus belles soirées en France en compagnie bien sûr de ta chère Nolwenn HYMERY ; à le porc-tout-gai (Portugais), Nuno SIMAO ; à Philippe NONNOTTE, compagnon de l'unique mission en mer, merci de me conseiller et de si bien comprendre nos conversations au bureau autour d'un bon café ; à Xavier DAUVERGNE, à qui je dois ma culture du vin et du fromage et mes entraînements aux « Jeudis du Sport » ; à Gwen JOUET et Isa JEGOU, qui m'ont initié aux joies des promenades en bateau, et avec qui j'ai fait autant de sport que de soirées ; à Fatéh BOUCHAALA, en souvenir de ces soirées qui finissaient parfois à Recouvrance, et de ses encouragements lors de certains moments difficiles ; à mon « frère » Humberto BRACAMONTES et à Martha ENRIQUEZ, qui n'ont cessé de me rappeler que le Mexique n'est finalement pas si loin que ça...

Sans oublier bien sûr la famille TOUL de Lampaul Plouarzel, la famille PITOIS, Victor GARCIA, Blanca GUILLEN, Martin GOMEZ, Sandrine LORIOT, Hélène TANGUY, Cécile IDIER, Claire GRACIA-GARAY, Karl TAUROUA, Patricia LE MIGNON, Raja SAYEH, Luis CASTRO, Mohamed AMHED DAOUD, Nelly GUILLEN, María-Dolores TREJO, Julie ALBARIC, Nadia-Angélica ROCHA, Manuel RICHARD, Catherine SIMONET, Michel RESPRIGET, Hélène LE GOFF, Cédric HAMELIN, Ernesto RAMOS, Anne- Nathalie SÂR, Adolfo AGUILERA, Eric CORNIL, Elisabeth BONDU, Elise QUENTEL et Amandine CHAMBORD.

Enfin un grand merci avec tout l'amour du monde à Mme Mace RAMOS, M. Faustino PALLARES, et Mlle Véronique PITOIS.

Et merci à vous, qui avez pris le temps de lire le fruit de trois ans de travail.

La vie est une maladie mortelle, sexuellement transmissible...



La subduction d'après les Japonais. Photo C. Cordier

RESUME

L'histoire géologique de la péninsule de Basse Californie et du golfe de Californie est intimement liée à l'évolution de la marge occidentale de la plaque nord-américaine au cours des 80 derniers millions d'années. Deux évènements géologiques remarquables ont eu lieu (a) au Mésozoïque, lorsque la plaque Farallon-Kula est entrée en subduction le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord, et (b) au Cénozoïque moyen, lorsqu'une nouvelle activité magmatique est apparue, mettant en place les laves calco-alcalines de l'arc de Comondu.

Au cours du Néogène, l'activité magmatique de la partie centrale de la péninsule de Basse Californie subit un changement très important vers 12,5 Ma. Combinées aux résultats antérieurs, nos datations K-Ar nouvelles démontrent que le volcanisme calco-alcalin de l'arc de Comondu cède progressivement la place à des associations magmatiques inhabituelles liées à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique. Les laves correspondantes se répartissent en six champs volcaniques (Jaraguay, San Borja, San Ignacio, Santa Rosalía, Santa Clara, La Purísima) mis en place du Miocène supérieur au Quaternaire, sur près de 600 km le long de la Basse Californie. Ces associations magmatiques comprennent : (1) les adakites mises en place entre 12,5 et 8,2 Ma dans les champs volcaniques de Santa Clara, Santa Rosalia et Jaraguay ; (2) les basaltes enrichis en Nb (NEB) des champs volcaniques de Santa Clara et Santa Rosalia (11,2 à 7,4 Ma); (3) les basaltes et les andésites basaltiques de composition tholéiitique, émis dans les champs volcaniques de La Purisima et San Ignacio entre 11,3 et 7,2 Ma et qui montrent une signature de subduction très atténuée ; (4) les trachy-basaltes alcalins de type OIB qui affleurent au nord-ouest de Jaraguay dans les mesas de San Carlos et Santa Catarina, mises en place entre 9,3 et 7,5 Ma ; et enfin (5) les basaltes magnésiens, les andésites basaltiques magnésiennes et les andésites magnésiennes ("bajaites") émis dans tous les champs volcaniques entre 14,6 et 5,3 Ma, et particulièrement, d'après nos datations isotopiques nouvelles, entre 8,5 et 3,8 Ma à Jaraguay et entre 3,7 et 1,8 Ma à San Borja. Finalement, au cours du Plio-Quaternaire, la mise en place de magmas de compositions très contrastées est aussi démontrée dans la péninsule et dans les îles du golfe de Californie comme celle de San Esteban que nous avons plus particulièrement étudiée.

La fusion des coins des lèvres de la fenêtre asthénosphérique, due à l'érosion thermique, permet la genèse de liquides adakitiques, qui réagissent avec le coin du manteau situé au-dessus de la plaque plongeante, ce processus étant à l'origine des sources des NEB et "bajaites". Ces liquides adakitiques se sont infiltrés dans le coin du manteau de Basse Californie, après la fin de la subduction de la jeune plaque océanique Farallon et pendant l'ouverture de la fenêtre sous la péninsule entre 12,5 et 8 Ma. La signature géochimique de la série des andésites magnésiennes (teneurs élevées en MgO, Cr, Co et Ni ; appauvrissement en terres rares lourdes et Y ; enrichissement important en Sr et Ba ; et appauvrissement relatif en Rb et Th par rapport aux autres éléments en trace très incompatibles) témoigne de l'origine de ces laves par déshydratation-fusion d'un manteau lithosphérique riche en pargasite, à des profondeurs d'environ 80 km. Ce processus a lieu à des températures supérieures à 1050-1075°C, ce qui reflète bien le flux thermique élevé existant dans le coin du manteau.

En résumé, nous proposons que la mise en place de ces associations magmatiques peu habituelles en contexte de subduction soit liée à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique pendant le Miocène supérieur. Celle-ci résulterait de la déchirure de la partie jeune de la plaque plongeante Farallon, s'initiant à partir de la fenêtre de Californie préexistante et se propageant parallèlement à la fosse de subduction sur plus de 600 km. Le volcanisme adakitique plio-quaternaire du golfe de Californie et de sa marge occidentale serait le résultat de la fusion partielle, déclenchée par le flux thermique élevé accompagnant l'ouverture, de fragments de croûte océanique préalablement incorporés au sein du manteau lithosphérique lors de la déchirure de la plaque plongeante Farallon.

Mots clés : déchirure de la plaque plongeante, fusion de la plaque plongeante, collision fosse de subduction-dorsale, andésites magnésiennes, métasomatisme du manteau, fenêtre asthénosphérique, Basse Californie, Mexique

SOMMAIRE

Chapitre 1 : Introduction	1
1. Objectif du travail	1
1.1. Histoire et travaux antérieurs	2
1.2. Cadre de cette étude	7
2. Matériel et méthodes	8
2.1. Les missions	8
2.1.2. Déroulement	8
2.1.3. Résultats	8
2.1.4. Les cartes	9
2.2. Les manipulations	10
2.2.1. Les datations K-Ar	10
2.2.2. La chimie	10
3. Plan du mémoire	10
Chapitre 2 : Présentation spatio-temporelle du volcanisme du centre-nord de la Basse Californie	13
Les régions	13
1. San Carlos (MSC)	13
1.1. Géologie et chronologie de San Carlos	13
1.2. Les échantillons prélevés à San Carlos	16
2. Jaraguay (JA)	19
2.1. Géologie et chronologie de Jaraguay	19
2.2. Les échantillons prélevés des laves calco- alcalines	25
2.3. Les échantillons prélevés de la séquence des andésites magnésiennes ou « bajaites »	27
2.4. Les échantillons prélevés des adakites	33
3. San Borja (SB)	33
3.1. Géologie et chronologie de San Borja	34
3.2. Les échantillons prélevés des laves calco-alcalines	35
3.3. Les échantillons prélevés de la séquence des andésites magnésiennes ou « bajaites »	38
4. Vizcaino (VIZ)	41
4.1. Géologie et chronologie de Vizcaino	41
4.2. Les échantillons prélevés des laves calco-alcalines	43
4.3. Les échantillons prélevés de la séquence des andésites magnésiennes ou « bajaites »	43
5. Le Golfe de Californie (GDC) : L'île San Esteban	44
5.1 Topolobampo	44
6. Relation spatio-temporelle et géochimique des laves étudiées	44
6.1. Les trachybasaltes alcalins	44
6.2. Les laves calco-alcalines	46
6.3. Les andésites magnésiennes et les adakites	48
7. Quelques aspects géochimiques des andésites magnésiennes, des adakites et laves associées et des laves calco-alcalines	51
Chapitre 3 : la déchirure d'une plaque plongeante, issue de la collision d'une dorsale avec une zone de subduction : genèse du volcanisme miocène dans la péninsule de Basse Californie	77
Résumé	77
<i>Article original publié dans le Journal of Volcanology and Geothermal Research (2007)</i>	79
Chapitre 4 : Évolution géochimique et temporelle du volcanisme néogène dans la région Nord de la Basse Californie (27°-30°N) : de nouvelles données sur l'origine des andésites magnésiennes post-subduction	102
Résumé	102
<i>Article original soumis à la revue LITHOS (2007)</i>	104
Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30°N): insights on the origin of post-subduction magnesian andésites	104
Abstract	105
1. Introduction	106
2. Geological setting and tectonic framework of Neogene magmatism	108
2.1. Cenozoic tectonic evolution of Baja California	108

2.2. Distribution of Neogene volcanism	110
3. New field, geochemical and ^{40}K - ^{40}Ar data on northern Baja California volcanics	111
3.1. Field results and petrographic notes	111
3.2. Major element compositions	117
3.3. Trace element data	124
3.4. K-Ar geochronometry	126
4. Discussion	129
4.1. Characteristics of the geochemical signature of the MA suite	129
4.2. Modelling of the genesis of primitive MA lavas from mantle metasomatism by adakitic melts followed byargasite dehydration melting	133
4.3. Chronological and tectonic constraints on the origin of the MA and CA suites	136
4.4. Temporal geochemical patterns within the MA and CA suites	137
4.5. Incidences on the post-subduction history of the Baja California mantle wedge	143
5. Conclusions	144

Chapitre 5 : Diversité pétrologique du volcanisme plio-quaternaire post-subduction dans le Nord-Ouest du Mexique: l'exemple de l'île San Esteban, Golfe de Californie

Résumé. 146

Article original (version révisée) soumis dans le Bulletin de la Société Géologique de France (2007) 148

Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in northwestern Mexico:
An example from Isla San Esteban, Gulf of California 148

Abstract 149

1. Introduction 150

2. Tectonic setting and regional geology 151

2.1. Cenozoic evolution of the Baja California peninsula and the Gulf of California 151

2.2. Distribution of Neogene and Quaternary magmatism 155

3. Field relationships and geochronology 156

3.1. General features 156

3.2. Structural and tectonic framework of Isla San Esteban 156

3.3. Geological units 159

3.4. K-Ar geochronology 159

Southwestern sector 160

Northern sector 162

Eastern sector 162

3.5. Paleontological dating of Unit 3 162

4. Petrologic and geochemical data 164

4.1. Classification and petrographic features 164

4.2. Major and trace element data 171

5. Discussion 171

5.1. Tectonic constraints 171

5.2. Adakites and related lavas in Baja California and Isla San Esteban 172

5.3. Relationships between CA lavas, genuine adakites and adakite-related lavas 175

5.4. Origin of the diversity of Plio-Quaternary volcanics in and near the Gulf of California 177

6. Conclusions 180

Chapitre 6 : Discussion et conclusion

Références bibliographiques

Annexes : Méthodologie et acquisition des données

La datation isotopique ^{40}K - ^{40}Ar

1. Principes généraux de la méthode et calcul de l'âge

2. Protocoles de préparation des échantillons et des analyses réalisées

2.1 Préparation des échantillons sélectionnés à dater

3. Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique

3.1. Préparation des solutions : solution d'attaque, « solution mère », « solution fille »

3.2. Analyse par absorption atomique

3.3. Réalisation d'une courbe d'étalonnage

3.4. Détermination de la teneur en K_2O des échantillons

4. Dosage de l'argon par spectrométrie de masse

- 4.1. Principe de la spectrométrie de masse
 - 4.2. Analyse de l'argon: de l'échantillon solide (roche ou minéral) à l'échantillon gazeux
 - 4.3. Le pilotage de l'alimentation du spectromètre de masse
 - 4.4. Analyse des isotopes de l'argon par spectrométrie de masse
 - 4.5. Mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique
 - 4.6. Préparation des fichiers Excel
 - 4.7. Exploitation des résultats : calcul de l'âge
 5. Banc de préparation de l'argon à partir de l'échantillon solide
 - 5.1. Réalisation du vide dans l'enceinte
 - 5.2. Chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion
 - 5.3. Implantation d'argon dans une cible support : traceur ^{38}Ar
 - 5.4. Purification du mélange gazeux
 6. Déroulement d'une manipulation
 7. Problèmes rencontrés lors des manipulations
- Les données acquises par ICP-AES
1. Principe de mesures ICP-AES
 2. Préparation des échantillons
- Les données acquises par ICP-MS

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les zones de subduction océanique, et en particulier les marges continentales actives de type andine sont caractérisées par des éruptions volcaniques spectaculaires aboutissant à l'édification des arcs calco-alcalins. Ces laves ont des caractéristiques minéralogiques et géochimiques très particulières. Un bon exemple de la manifestation de ces événements est l'évolution Mésozoïque-Cénozoïque de la marge Pacifique et de l'Amérique du Nord, qui a eu lieu dans la région actuellement occupée par la péninsule de Basse Californie (Figures 1.1 et 1.2).

La presqu'île de Basse Californie est située au Nord-Ouest du Mexique, entre 109° et 117° de longitude Ouest et entre 23° et 32° de latitude Nord. Avec une longueur de 1500 km et une largeur qui peut varier entre 45 et 250 km, elle occupe une surface approximative de 150 000 km². À l'est elle est séparée du territoire mexicain par le Golfe de Californie, et à l'ouest elle est limitée par l'océan Pacifique (Figures 1.1 et 1.2).

Administrativement la péninsule comprend deux états de la nation mexicaine : la partie Nord nommée Basse Californie (ou parfois Basse Californie Nord) dont la capitale est Mexicali, et la partie Sud appelée Basse Californie Sud qui a La Paz pour capitale. Ces deux états ont comme frontière commune le parallèle 28°N (Figure 1.1).

Le Golfe de Californie, également dénommé Mer de Cortez, est un bassin allongé qui s'étale depuis l'embouchure du fleuve Colorado au nord jusqu'à la zone de transition avec l'océan Pacifique au sud. L'ouverture de ce golfe s'est produite pendant le Néogène, et s'est accompagnée de la formation de nombreuses îles, certaines étant d'origine volcanique, d'autres correspondant à des fragments de croûte continentale.

1. OBJECTIF DU TRAVAIL

Ce travail se situe dans la lignée du programme ECOS-Nord-Mexique en 1996. Grâce à l'existence de ce programme fut soutenue en 2002 la thèse intitulée « Subduction de dorsale et l'évolution du magmatisme associé : exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire » (Aguillón-Robles, 2002), laquelle portait essentiellement sur le magmatisme de la région Sud de Basse Californie. Le présent travail prolonge celui d'Aguillón-Robles (2002), mais il n'a pas été pas effectué dans le cadre du programme ECOS, pas plus que mon

DEA intitulé « Diversité géochimique et spatio-temporelle des magmas des champs volcaniques du Nord de la péninsule de Basse Californie (île de San Esteban) » (2004).

1.1. Histoire et travaux antérieurs

Le passé géologique de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie est entièrement lié à l'évolution de la marge occidentale de la plaque de l'Amérique du Nord. Au cours des 80 derniers millions d'années, cette marge fut modelée par la subduction des plaques Farallon-Kula et Pacifique sous la plaque américaine. La présence actuelle des dorsales Guadalupe et Magdalena (Figure 1.1) et leur activité témoignent de l'interaction de ces centres d'expansion océanique actifs avec la marge occidentale.

Subséquent, les roches de la péninsule ont enregistré deux épisodes géologiques remarquables révolus (i) au Mésozoïque Moyen, lorsque la plaque Farallon-Kula s'enfonçait par subduction le long de la côte Ouest de l'Amérique du Nord, et (ii) au Cénozoïque Moyen, lorsqu'une nouvelle activité magmatique apparut, mettant en place les laves calco-alcalines de l'arc de Comodu. De ce fait, nous constatons que l'histoire de la Basse Californie est directement liée à l'évolution de la collision de la dorsale Est Pacifique avec la marge de l'Amérique du Nord. Ainsi, le volcanisme associé à ces événements a des caractéristiques chimiques remarquables qui nous renseignent sur les processus géodynamiques dans la péninsule.

De par la fragmentation des plaques océaniques mésozoïques Farallon et Kula, les modalités de la subduction au niveau de la marge sont compliquées. Ceci a marqué une part importante de l'évolution de la marge et la péninsule au Tertiaire. Une première fragmentation s'est produite il y a environ 55 Ma (Atwater, 1989). Suite à cet épisode, la plaque Farallon entra à nouveau en subduction, ce phénomène se poursuivant pendant l'Eocène et l'Oligocène. Puis, vers 29 Ma, le fonctionnement de la dorsale s'arrêta progressivement. Vers environ 25 Ma, entre les fractures de Mendocino et la zone de fracture de Murray une autre fragmentation conduisit à la formation de la plaque Guadalupe (Mammerickx et Klitgord, 1982). Le début de la subduction sous la Californie peut s'interpréter par l'arrivée de ce fragment de la dorsale Est Pacifique dans la fosse de subduction.

Lorsque la plaque Farallon se fragmente, un point triple entre les plaques Farallon-Pacifique, Guadalupe-Nord Amérique est créé. Pendant le Miocène ce point triple migra vers le sud (Atwater, 1970 ; Mammerickx et Klitgord, 1982). Un segment de la dorsale ancienne fut abandonné entre l'île Guadalupe et la fracture de Shirley entre 29,5° et 27°N, de même que le

segment situé au sud-ouest de la Péninsule de Vizcaino. Ceci permit aux différents fragments de la plaque Guadalupe d'être préservés.

Ensuite, la partie Nord de la dorsale Est Pacifique serait entrée en subduction il y a approximativement 16 Ma au sud de la faille transformante de Shirley (Lonsdale, 1991). Un segment de cette dorsale au sud de 27°N serait également entré en subduction il y a près 13 Ma (Lonsdale, 1991) et aurait laissé un lambeau de la plaque Guadalupe tout au long de la côte Sud de Basse Californie (Atwater, 1970 ; Mammerickx et Klitgord, 1982 ; Lonsdale, 1991 ; Sawlan 1991). Ce processus est à l'origine du magmatisme cénozoïque de Basse Californie, se traduisant par la mise en place d'un volcanisme calco-alcalin (arc de Comondu), entre 25 et 16-11 Ma (Gastil et al., 1979, 1975; Martin et al., 2000), puis celle d'associations complexes (adakites, basaltes enrichis en Nb, andésites magnésiennes, basaltes et andésites tholeiitiques ; Aguillón-Robles, 2001 ; Benoit et al., 2002), à partir de 12-11 Ma (Figure 1.2). Ces événements ont été interprétés comme liés à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique résultant de la subduction de la dorsale active (Aguillón-Robles, 2001 ; Benoit et al., 2002; Bourgois et Michaud, 2002). Toutefois, cette interprétation, tout comme la théorie assumant que le segment entier de la dorsale située entre 29°30'N et 23°30'N a cessé de fonctionner il y a environ 12,5 Ma, semble en contradiction avec la présence des segments abandonnés de la dorsale le long de la dorsale de Magdalena (Mammerickx et Klitgord, 1982 ; Lonsdale, 1991 ; Michaud et al., 2004, 2005, 2006).

Ainsi, au Miocène terminal et au Pliocène, l'histoire géodynamique de la Péninsule de Basse Californie est dominée par le fonctionnement de la dorsale Est Pacifique, au sud de la péninsule, et l'existence des deux microplaques Pacifique-Rivera et Pacifique-Cocos, entre la zone de fracture Orozco et celle de Clipperton (Mammerickx et Klitgord, 1982, Lonsdale, 1991). L'évolution cinématique, qui est clairement identifiée entre 25 et 16-11 Ma, devient beaucoup plus confuse dans une période plus récente allant de 16-11 Ma à nos jours.

En ce qui concerne le Golfe de Californie, une grande majorité des auteurs s'accorde sur le fait qu'un proto-Golfe se soit initié il y a approximativement 12,5 Ma. Cependant, le début du transfert du mouvement entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord, depuis la marge occidentale de Basse Californie jusqu'à la province du Golfe de Californie, a commencé il y a 12 Ma (Karig et Jansky, 1972 ; Stock et Hodges, 1989 ; Fenby et Gastil, 1991; Lyle et Ness, 1991 ; Nagy et al., 2000). Entre 12 et 5,5 Ma, le mouvement entre les deux plaques fut distribué le long de la marge occidentale de la péninsule et à travers la Province Extensionnelle du Golfe ; une région étendue et difficile à distinguer dans certains secteurs de la province de « *Basin and Range* ». Il y a quelque 3,6 Ma, la propagation du plancher

océanique a commencé au centre du golfe naissant tout au long de la dorsale du golfe lui-même dans le bassin d'Alarcon (Lonsdale, 1989 ; DeMets, 1995). À ce moment-là, le transfert de la péninsule de Basse Californie vers la plaque Pacifique fut total. Depuis 3,6 Ma jusqu'à présent, le Golfe de Californie appartient au système extensionnel du rift, lequel est caractérisé par une suite de bassins en échelon liés les uns par rapport aux autres par des failles transformantes.

Enfin, cette évolution tectonique de la marge Nord-Américaine fut marquée par la confrontation de plusieurs segments de dorsale actifs, dont certains sont entré en collision et ont été subduits au-dessous la marge (Atwater, 1970; Dickinson and Snyder, 1979). Ces interactions peuvent créer l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique, soit à cause de la subduction d'une dorsale (Thorkelson, 1996), ou bien par la déchirure du slab, due au détachement en profondeur de la partie subductée de la plaque après la collision entre la dorsale et la fosse de subduction (van den Beukel, 1990; Yoshioka and Wortel, 1995).

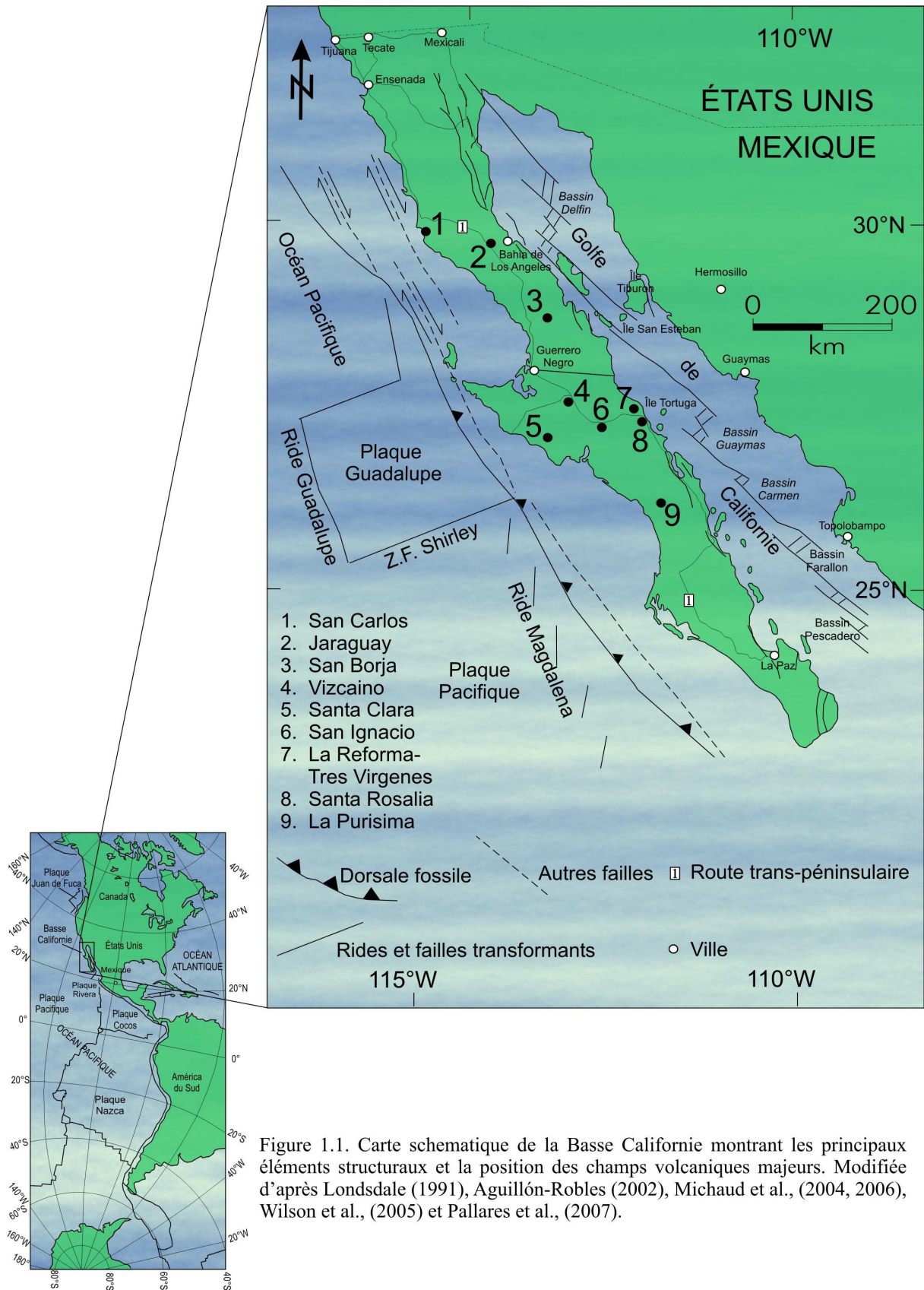


Figure 1.1. Carte schématique de la Basse Californie montrant les principaux éléments structuraux et la position des champs volcaniques majeurs. Modifiée d'après Lonsdale (1991), Aguillón-Robles (2002), Michaud et al., (2004, 2006), Wilson et al., (2005) et Pallares et al., (2007).

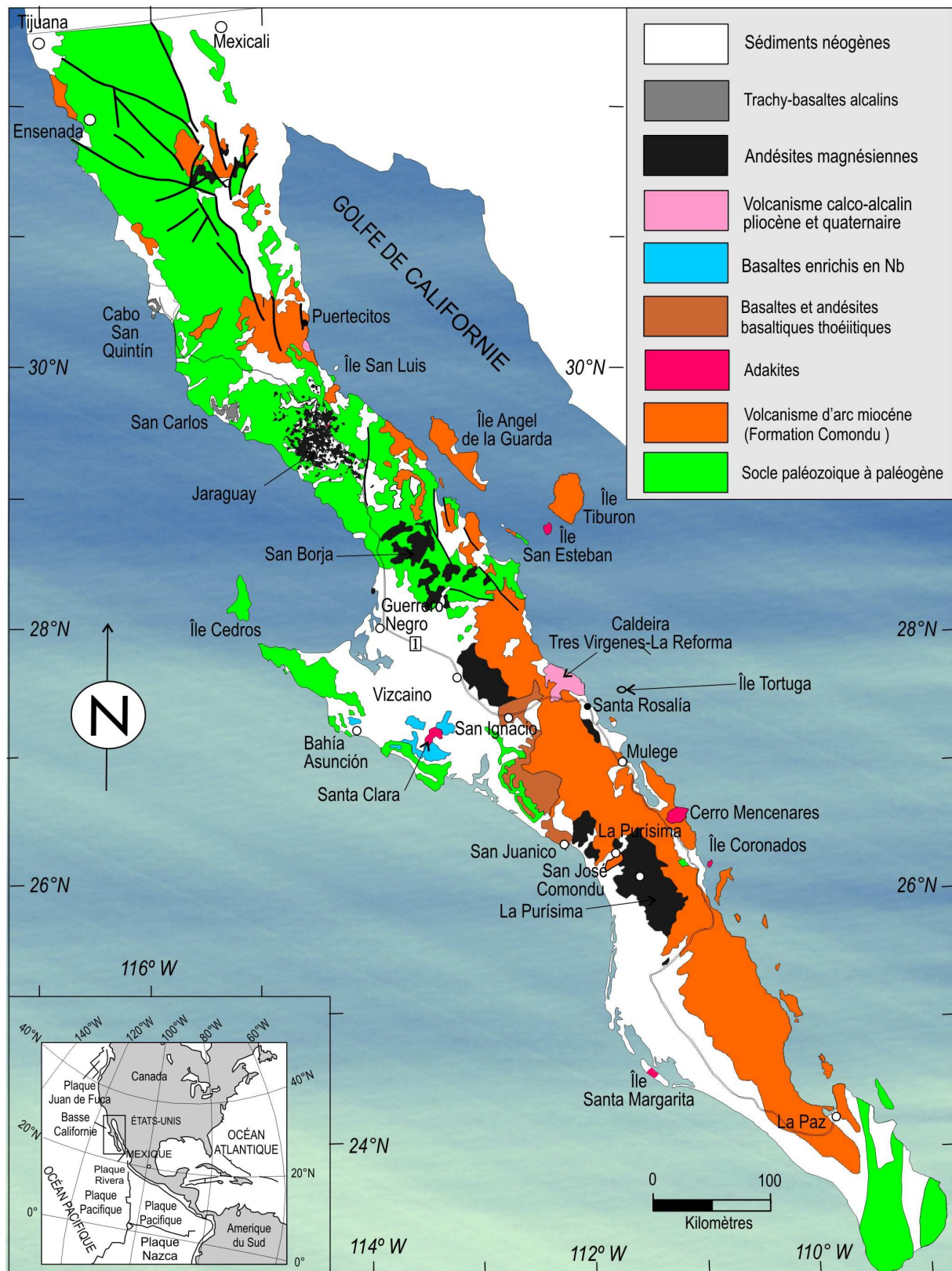


Figure 1.2. Carte schématique de la Basse Californie montrant les principaux éléments géologiques. Modifiée d'après Ortega-Gutierrez et al. (1992), Aguillón-Robles (2002), Calmus et al. (2003) et Pallares et al. (2007).

1.2. Cadre de cette étude

Ce travail traite essentiellement du volcanisme de la partie Nord de la péninsule (Figure 1.2), qui comprend le nouveau champ volcanique que nous avons nommé San Carlos, Jaraguay, San Borja, la région de Vizcaino, et l'île de San Esteban (dans le Golfe de Californie).

Même s'il demeure des problèmes liés à la chronologie des événements volcaniques, cette étude permettra de contraindre le modèle de fusion de la croûte océanique et l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique à partir des caractéristiques pétrologiques et chronologiques des laves. Nous allons donc rechercher le prolongement de la fenêtre asthénosphérique du Sud de la Californie (Dickinson, 1997 ; Wilson et al., 2005) sous la partie Nord de la péninsule pour essayer d'expliquer, à l'aide d'un modèle pétrogénétique, la genèse de ces magmas. Pour cela nous ferons une étude détaillée des andésites magnésiennes, des trachybasaltes alcalins et des adakites de ces zones, en essayant d'établir des comparaisons entre eux et de mettre en relation nos résultats avec les données existantes sur des champs volcaniques placés plus au Sud (Santa Clara, et la Purisima ; Figures 1.1 et 1.2). Un autre de nos objectifs centraux est d'expliquer l'existence du volcanisme calco-alcalin ponctuel d'âge Pliocène-Quaternaire localisé dans la péninsule et le Golfe de Californie (île de San Esteban) et de le comparer au volcanisme calco-alcalin plus ancien (Néogène inférieur), localisé dans la région de Jaraguay et San Borja. Par la suite, nous essaierons de démontrer qu'ils résultent d'un même événement géologique-géodynamique (déchirure de la plaque plongeante) intervenu à différentes époques, puis de lier l'arrêt du volcanisme d'arc et l'ouverture du Golfe de Californie à cet événement, envisagé dans ses diverses phases spatio-temporelles.

Pour faciliter la compréhension de ce travail et mieux nous situer dans l'espace géographique de la Basse Californie, nous adopterons les abréviations suivantes : le volcanisme calco-alcalin ou les laves calco-alcalines seront nommés CA, les andésites magnésiennes MA, les trachybasaltes alcalins ATB, les basaltes enrichis en Nb NEB, et enfin les adakites AD.

Dans l'espace, en suivant une direction depuis le nord-ouest vers le sud-est nous allons trouver : (i) le champ volcanique de San Carlos (MSC), (ii) le champ volcanique de Jaraguay (JA), (iii) le champ volcanique de San Borja (SB), (iv) la région de Vizcaino (VIZ) qui comprend : les champs volcaniques de San Ignacio (6), Santa Rosalia (8), (Figure 1.1) et finalement (v) la région du Golfe de Californie (GDC) qui entoure toutes les îles du golfe, l'île de San Esteban (SE) étant la plus importante (Figure 1.1).

2. MATÉRIEL ET MÉTHODES

2.1. Les missions

2.1.1. Déroulement

Ce sujet résulte d'un projet commun entre scientifiques de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO), de l'Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (IG-UASLP) et de l'Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de l'Universidad Nacional Autónoma de México (ERNO-IG-UNAM). Il a été financé par le CONACyT du Mexique dans le cadre du projet SEP-2004-C01-46649, par l'UMR 6538 Domaines Océaniques, par l'IG-UASLP et enfin par l'ERNO-IG-UNAM.

Un total de 79 échantillons ont été prélevés au cours de deux missions dans la péninsule en 2005 et 2006, missions auxquelles ont participé René Maury, Alfredo Aguillón, Thierry Calmus, Hervé Bellon et moi-même. Au cours de ces deux missions, nous avons presque visité la totalité de la péninsule, de Tijuana au nord jusqu'à La Paz au sud. Les travaux d'échantillonnage et de géologie ont été menés principalement dans les entourages de San Carlos, Cataviña, Jaraguay, Chapala, El Crucero, Bahia de Los Angeles et Vizcaino. Nous aborderons la description géologique de façon plus détaillée dans le chapitre 3.

La première mission a été effectuée au cours du mois de février 2005. Notre itinéraire nous a menés de Santa Rosalia, en Basse Californie Sud, jusqu'à San Carlos. Puis, sur le chemin du retour, nous sommes passés par Bahia de Los Angeles et Vizcaino, où nous avons prélevé quelques échantillons dans la Sierra de San Francisco, avant d'arriver à Santa Rosalia où nous avons pris le bateau pour rejoindre la partie continentale du pays. La seconde mission s'est déroulée durant les deux dernières semaines de janvier et la première semaine de février 2006. Cette fois-ci, nous sommes partis de La Paz pour nous rendre à San Carlos, ayant pour objectif de compléter l'échantillonnage dans des endroits non parcourus en 2005, et que nous avons préalablement définis avec précision. Par ailleurs, lors de cette mission nous avons également prélevé deux échantillons à proximité de Topolobampo, dans l'état de Sinaloa.

2.1.2. Résultats

Ces deux missions avaient pour objectif de compléter les échantillonnages réalisés lors de campagnes de terrain réalisées entre 1996 et 2001 par Thierry Calmus, Jacques Bourgois, René Maury, Alfredo Aguillón et Hervé Bellon. Cependant, à l'issue de ces missions plusieurs résultats nouveaux sont apparus :

1) Au cours de la campagne de 2005, nous avons pu redécouvrir un champ volcanique comprenant trois énormes plateaux : La Mesa, Mesa Santa Catarina et Mesa San Carlos, endroit que nous avons décidé de nommer San Carlos. Les roches de cette région, située au nord-ouest de Cataviña et à côté de Punta Camacho-San Carlos, avaient été citées par Gastil (1975) comme des basaltes quaternaires. Cependant, nous avons démontré que ces roches ne sont ni des basaltes ni des andésites magnésiennes. En effet nous avons découvert un nouveau type de magmatisme miocène jamais rapporté en Basse Californie, bien qu'il présente des caractéristiques semblables aux basaltes alcalins holocènes de San Quintin (Luhr et al., 1995).

2) Une autre découverte importante en 2005 fut un bloc d'une cinquantaine de centimètres de diamètre d'une andésite-dacite à grands phénocristaux d'amphibole, au nord de la Laguna de Chapala, entre Chapala et Cataviña. En 2006, nous avons pu constater que l'affleurement de cette roche se trouvait quelques mètres plus à l'ouest de l'endroit où nous avons prélevé le bloc en 2005. Il s'agit d'un dyke adakitique, non cartographié auparavant.

3) En 2006 nous avons aussi fait la découverte d'un plateau (Mesa La Pinta) très isolé, situé au milieu de la vallée de Santa Ana, à peu près 20 kilomètres au sud d'El Crucero, juste dans la zone de passage du champ volcanique de Jaraguay au nord-ouest de San Borja. Un échantillon prélevé dans ce plateau (BC0617) expose des caractéristiques très particulières jamais rapportées auparavant par notre groupe.

Enfin la majeure partie de tout notre échantillonnage collecté se compose principalement d'andésites magnésiennes mais également de laves calco-alcalines, prélevés pour essayer de préciser la chronologie de la transition entre ces deux types de magmatisme au Miocène supérieur.

2.1.3. Les cartes

Pour l'élaboration des cartes géologiques schématiques de ce travail, j'ai utilisé des cartes de base, géologiques et topographiques, éditées par l'Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEGI) de Mexique: Puntas de San Antonio H11-9, Isla de San Esteban H12-10 (1 :250 000). De même, je me suis servi de la Carta geológica de la República Mexicana, 1: 2 000 000 (Ortega-Gutiérrez, et al., 1992); quinta edición, éditée par l'Instituto de Geología UNAM y Sría. de Energía e Industria Paraestatal, CRM.

Les cartes géologiques schématiques ont été complétées par les résultats issus des missions de terrain réalisées au cours de cette thèse et exposées dans les divers chapitres qui la composent.

2.2. Les manipulations

La méthodologie et l'acquisition des données seront décrites dans les annexes.

2.2.1. Les datations K-Ar

Concernant la réalisation des datations des échantillons prélevés, j'ai utilisé les installations de géochronologie de l'UMR 6538 placées dans le campus de l'Université de Bretagne Occidentale. 93 échantillons, dont 21 correspondent à l'île de San Esteban, et 72 à la péninsule, ont été datés en roche totale par la méthode ^{40}K - ^{40}Ar .

Au départ j'étais censé m'occuper exclusivement de la préparation des échantillons à dater, des analyses de datation, des analyses de potassium et du dépouillement des données étant prises en charge par M. Jean-Claude Philippet. Suite au départ en retraite de M. Philippet, j'ai assuré l'ensemble des analyses. Ainsi dans le travail ici exposé, environ 70% des analyses géochronologiques ont été entièrement faites par moi-même sous la supervision du Professeur Hervé Bellon.

2.2.2. La chimie

Les analyses chimiques des éléments majeurs et en trace ont été effectuées par Joseph Cotten par ICP-AES (UMR 6538). Tous les échantillons prélevés lors des missions de 2005 et 2006 ont été analysés. Ces analyses viennent compléter celles déjà existantes et rapportées par Aguillón-Robles, (2002).

Enfin, 66 échantillons, y compris 9 échantillons issus des missions faites avant 2002, ont été préparés par moi-même en salle blanche afin que Mathieu Benoit puisse les analyser par ICP-MS dans les installations de géochimie isotopique de l'Institut Universitaire Européen de la Mer au sein de l'UMR 6538 Domaines Océaniques.

3. PLAN DU MÉMOIRE

Ce travail est structuré en six chapitres et annexes (Méthodologie et acquisition des données) :

I- Introduction

II- Présentation spatio-temporelle du volcanisme du Centre-Nord de la Basse Californie

III- La déchirure d'une plaque plongeante, issue de la collision d'une dorsale avec une zone de subduction : genèse du volcanisme miocène dans la péninsule de Basse Californie

IV- Évolution géochimique et temporelle du volcanisme néogène dans la région Nord de la Basse Californie (27°-30°N) : des nouvelles données sur l'origine des andésites magnésiennes post-subduction

V- Diversité pétrologique du volcanisme plio-quaternaire post-subduction dans le Nord-Ouest du Mexique: l'exemple de l'île San Esteban, Golfe de Californie

VI- Discussion et conclusion

Dans le deuxième chapitre j'établirai un rapport entre les données obtenues sur le terrain, la géochronologie et la géochimie. Ce travail s'appuie sur l'interprétation des cartes géologiques schématiques et la chronologie, afin de représenter dans l'espace et le temps les divers événements ayant eu lieu dans la péninsule de Basse Californie au cours d'une période de plusieurs millions d'années.

Le troisième chapitre est présenté dans sa version originale publiée dans la revue « *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161 (2007) 95–117 », (*Received 15 June 2006; received in revised form 3 November 2006; accepted 12 November 2006 Available online 5 January 2007*). Sous le titre : Slab tearing following ridge-trench collision: evidence from Miocene volcanism in Baja California, México.

Il expose les résultats préliminaires obtenus sur la partie Nord de la péninsule, et que nous mettons en relation avec l'évolution de la partie Sud. Nous avons intégré des données existantes et déjà publiées par divers auteurs de notre groupe de travail, pour développer un modèle schématique, permettant d'expliquer la genèse de ces magmas et du volcanisme sur la péninsule, ainsi que sa distribution temporelle dans une période comprise entre 13 Ma et 7 Ma. Afin de rendre compte des diversités magmatiques et les associations complexes du volcanisme, nous proposons l'hypothèse de la déchirure de la plaque plongeante (Farallon) qui s'enfonçait sous le craton de la plaque Nord-Américaine.

Le chapitre quatre est présenté en version soumise à la revue LITHOS, il est intitulé :

Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30°N): insights on the origin of post-subduction magnesian andesites.

Ce chapitre propose de nouvelles hypothèses sur l'origine des andésites magnésiennes, en exposant que le volcanisme d'arc s'est éteint et a été remplacé il y a plus ou moins 11 Ma par des andésites magnésiennes, qui sont le résultat d'une fusion par déshydratation d'un manteau lithosphérique riche enargasite à des profondeurs d'environ 80 km.

Dans le chapitre cinq, nous étudierons la diversité pétrologique du volcanisme plio-quadernaire post-subduction mis en place dans la péninsule et le golfe de Californie. Nous donnerons comme exemple l'île de San Esteban qui montre un volcanisme calco-alcalin et adakitique issu d'une fusion partielle des fragments de croûte océanique dans un manteau lithosphérique, par un flux thermique élevé lié à l'ouverture du Golfe de Californie.

Ce chapitre est basé sur la version révisée d'un article soumis au *Bulletin de la Société Géologique de France* sous le numéro de dossier 15/07, à la suite de la communication orale que j'ai présentée en 2006 lors de la Réunion Scientifique en hommage à Henriette Lapierre.

Le chapitre six propose une discussion et conclusion reprenant les conclusions des chapitres-articles, en montrant les intérêts scientifiques multiples abordés au cours de ce travail. Finalement je vais conclure cette étude et ouvrir les perspectives sur des travaux futurs qui méritent d'être consacrés à ces immenses champs volcaniques, si divers par la nature des produits qui les constituent.

L'annexe comprend d'une part, la méthodologie utilisée pour l'obtention des données géochronologiques et géochimiques, et d'autre part, la description du fonctionnement des installations.

CHAPITRE 2

PRÉSENTATION SPATIO-TEMPORELLE DU VOLCANISME DU CENTRE-NORD DE LA BASSE CALIFORNIE

Dans ce chapitre, nous présenterons un bilan des travaux menés sur le terrain au cours des missions de 2005 et 2006 et nous mettrons en rapport entre ces données obtenues sur le terrain avec les résultats de la géochronologie et de la géochimie. Pour une meilleure réalisation et une intégration plus complète, j'ai également pris en compte certaines données rapportées par Aguillón-Robles (2002). On trouvera également à la fin du chapitre les tableaux des caractéristiques générales (Tableaux 2.1, 2.2 et 2.3) des échantillonnages réalisés au cours de deux missions en 2005 et 2006, y compris celui utilisé en 1996 dans l'île de San Esteban. Ces tableaux mentionnent la région, la localité et l'emplacement des échantillons classés par ordre croissant de numéros. Les tableaux de données géochimiques obtenues par ICP-AES et ICP-MS (Tableau 2.4, 2.5, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9 et 2.10) classent ces données par âges décroissants et selon le type chimique de roche, de même que les tableaux de données géochronologiques (Tableau 2.11) K-Ar. L'ensemble de ces informations est interprété selon une même démarche rapportée sur les cartes géologiques schématiques, afin de représenter dans l'espace et le temps les divers événements ayant eu lieu dans la péninsule de Basse Californie au cours des vingt derniers millions d'années. La terminologie utilisée pour définir les périodes (étages) géologiques a été empruntée à l'échelle géologique «1999 GEOLOGIC TIME SCALE» (The Geological Society of America. Product code CTS004. Compilers: A.R. Palmer, John Geissman).

LES RÉGIONS

1. SAN CARLOS (MSC)

On observe de nombreuses formations géologiques dans la région de San Carlos. Cependant, dans ce travail, je me focaliserai plus particulièrement sur les coulées basaltiques, nommées trachybasaltes alcalins (ATB ; Pallares et al., 2007), qui recouvrent les sédiments tertiaires.

1.1. Géologie et chronologie de San Carlos

La région de San Carlos a ainsi été baptisée en raison de la proximité du village de San Carlos, et comprend, d'après nos travaux, trois grands plateaux nommés : Mesa San Carlos, Mesa Santa Catarina et La Mesa (Figure 2.1). La Mesa San Carlos est située au Nord-Ouest

de la péninsule de Basse Californie, entre les parallèles 29° 30' et 29°45' N, et couvre une surface d'environ 300 km² (Figure 1.1). Cette région est formée principalement d'accumulations de sédiments datant du Tertiaire, et épaisses d'à peu près 670 m (Beal, 1948 ; Gastil et al., 1975). Au sommet de ces empilements tertiaires, se sont mises en place les coulées basaltiques, qui forment ces immenses plateaux. De nombreux cônes marquant des centres d'émission sont visibles sur les photos satellites et semblent très peu érodés, ce qui pourrait laisser penser qu'ils sont récents, mais nous n'avons pas pu les atteindre pour les échantillonner (Figure 2.1).

Les roches les plus anciennes (crétacées) de la zone affleurent dans le ruisseau Agua Amarga à peu près 500 m à l'est de Mesa Santa Catarina. Cet ensemble de roches est constitué d'une séquence volcanique d'arc (andésites et tufs crétacés). Un autre affleurement d'âge crétacé montre des granites et des granodiorites du batholite péninsulaire (Sedlock, 2003).

La séquence d'arc est formée de coulées massives de laves, de coulées pyroclastiques, de séquences volcano-sédimentaires éventuellement métamorphisées dans un faciès de bas degré. L'épidote et la chlorite sont les minéraux majoritaires de cette séquence, ce qui explique les couleurs grise, verte et jaunâtre de celle-ci. Les coulées de lave montrent des textures holocristallines et porphyriques ; les tufs sont lithiques et alternent occasionnellement avec des grès ; la silice et les carbonates cimentent les coulées pyroclastiques. La séquence d'arc a été interprétée par Gastil et al. (1975), comme une partie de la Formation Alisitos (Santillan et Barrera, 1930). Dans ce travail, j'évoque trois échantillons (Tableau 2.1, 2.4 et 2.11) prélevés lors de nos missions de terrain, et qui correspondraient précisément à la mise en place de cette séquence de domaine d'arc. Les datations effectuées révèlent des âges de $92,10 \pm 2,12$, Ma (BC0511), $84,96 \pm 1,95$ Ma (BC0512) et $80,42 \pm 1,86$ Ma (BC0513), cependant, notre chimie est légèrement différente de la chimie présentée par Gastil et al., (1975), car les trois échantillons présentent des teneurs en K₂O exceptionnellement élevés (Tableau 2.4).

On considère que la formation géologique des arénites crétacées qui entoure les plateaux de San Carlos est également d'âge crétacé, comme une partie de la Formation El Rosario (Santillan et Barrera, 1930 ; Beal, 1948 ; Gastil et al., 1975). Elle est constituée de grès stratifiés à grain fin et moyen, à ciment carbonaté, alternant avec des conglomérats. Sur le terrain, cette séquence crétacée montre des couleurs marron et rougeâtre. Elle est recouverte en discordance par les roches tertiaires.



Worldwind://goto/world=Earth&lat=29.65744&lon=-115.30141&alt=58930

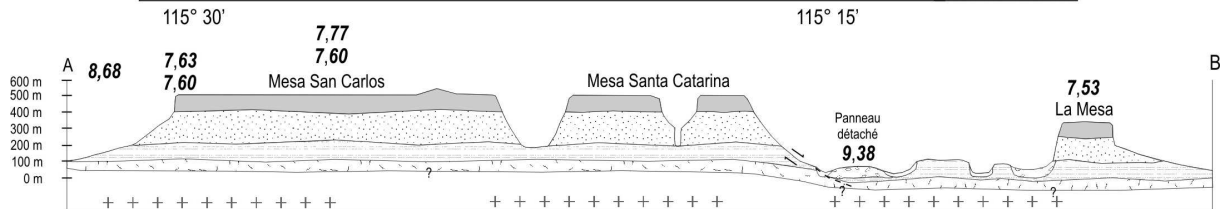
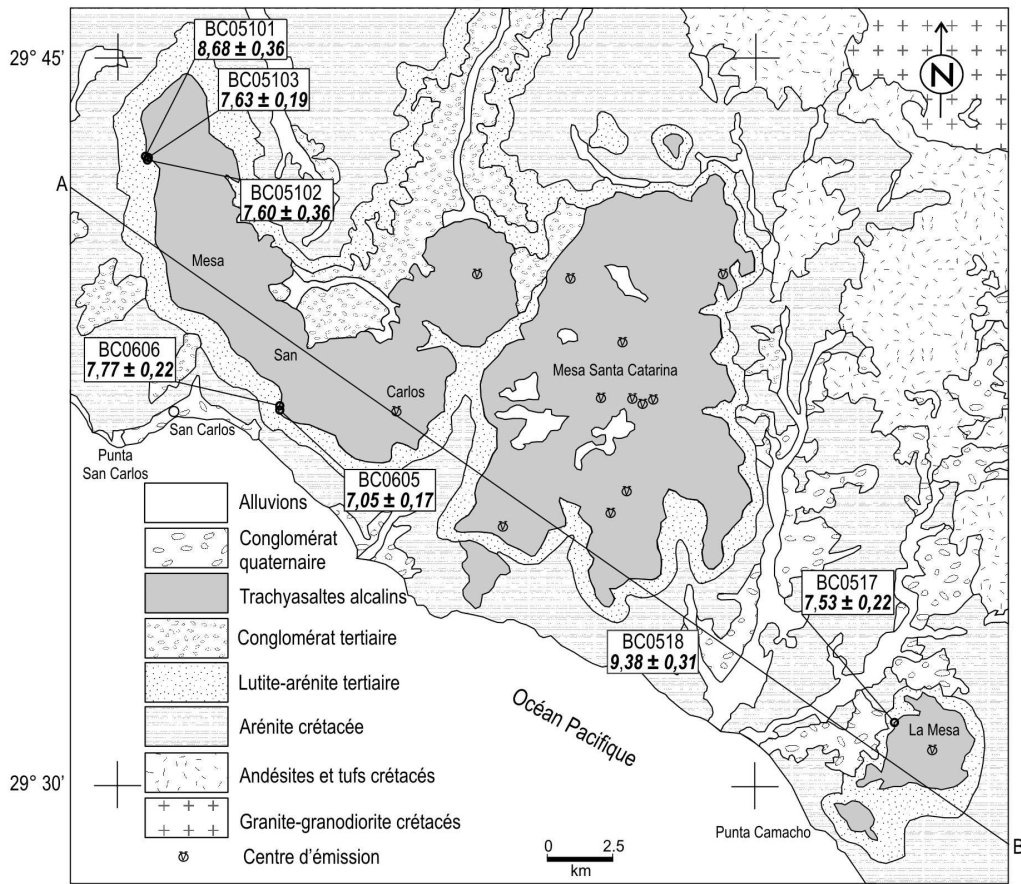


Figure 2.1. Carte géologique schématique et image satellite de la région de San Carlos.

Dans la séquence tertiaire, viennent s'intercaler des lutites, arénites et limons, bien qu'en moindre quantité. Ces sédiments sont peu consolidés. Occasionnellement, on y trouve des nodules d'hématite et de limonite. Les couleurs jaunâtre et marron sont communes dans toute la séquence, qui est recouverte en discordance par les trachybasaltes alcalins.

Les coulées de lave de composition basaltique mises en place au-dessus des sédiments tertiaires ont été identifiées comme des trachybasaltes alcalins (ATB ; Pallares et al., 2007). Ces laves présentent des textures holocristallines, intergranulaires et parfois porphyriques. Les cristaux d'olivine, d'augite et de plagioclase sont visibles à l'œil nu. A la différence des inférieures, les coulées supérieures présentent des vacuoles. Les couleurs des roches varient du gris au marron en passant de temps en temps par le rougeâtre. Les cônes ou centres d'émission sont visibles sur le sommet des plateaux, et semblent répartis d'une façon aléatoire.

1.2. Les échantillons prélevés à San Carlos

L'échantillon BC0517 a été prélevé au nord-est de Punta Camacho, et il provient d'une coulée de lave issue de La Mesa (Figures 2.1 et 2.2B). Il a été pris à 160 m d'altitude et daté à $7,53 \pm 0,22$ Ma. Il montre des cristaux d'olivine très altérés et parfois iddingsitisés. Dans cette roche apparaissent de petites vésicules remplies de minéraux secondaires. Cette coulée a été mise en place sur des blocs faillés (faille listrique) en direction N 55° E et selon une inclination de 35° vers le nord-ouest et qui basculent vers le sud-est.

Puis, en allant du plateau La Mesa vers le plateau Santa Catarina, nous avons prélevé l'échantillon BC0518 (Figure 2.1). La roche ne montre pas de cristaux discernables à l'œil nu, mis à part quelques augites isolées dans une matrice fine. Bien que rarement, elle présente de petites vacuoles isolées, parfois remplies de minéraux secondaires. Elle a été prélevée à 80 m d'altitude dans un grand bloc détaché du plateau Santa Catarina et datée à $9,38 \pm 0,31$ Ma.

Les affleurements des trachybasaltes alcalins du plateau San Carlos, situés sur la piste entre Malvar et San Carlos, montrent des épaisseurs comprises entre 30 et 40 m. À cet endroit, nous pouvons observer la mise en place de ces laves distribuées en 3 ou 4 coulées sommitales reposant sur les sédiments tertiaires. L'échantillon BC05101 est un basalte aphyrique très frais pris à 150 m d'altitude au-dessus d'un lambeau de coulée bréchifiée. Ce basalte est daté à $8,68 \pm 0,36$ Ma. C'est sur la même piste, à quelques dizaines de mètres de l'échantillon précédent, que nous avons prélevé les échantillons BC05102, 103 et 104. Ceux-ci proviennent de blocs (d'environ 80 centimètres de diamètre) basaltiques qui proviennent sûrement des

coulées du plateau San Carlos. Bien que ces échantillons soient des basaltes aphyriques, des cristaux de clinopyroxène sont cependant observables dans BC05103. Ils présentent de petites vacuoles, parfois remplies de minéraux secondaires de couleur blanche. Les âges des échantillons BC05102 et BC05103 sont respectivement de $7,60 \pm 0,24$ Ma et $7,63 \pm 0,19$ Ma. Nous avons également échantillonné un dernier affleurement du plateau San Carlos, à 2 km à l'est du village San Carlos (Figures 2.1 et 2.2A), au niveau de Punta San Carlos. Ces roches prélevées à une altitude de 36 m ne sont pas en place, mais il s'agit plutôt d'un fragment détaché des coulées situées au sommet du plateau. BC0605 est une lave datée à $7,05 \pm 0,17$ Ma de composition basaltique, massive, à phénocristaux d'olivine et de plagioclase. Par contre, BC0606 a un âge de $7,77 \pm 0,22$ Ma comparable à la précédente, malgré sa haute teneur en vacuoles, qui constitue l'une des principales différences entre ces deux échantillons.

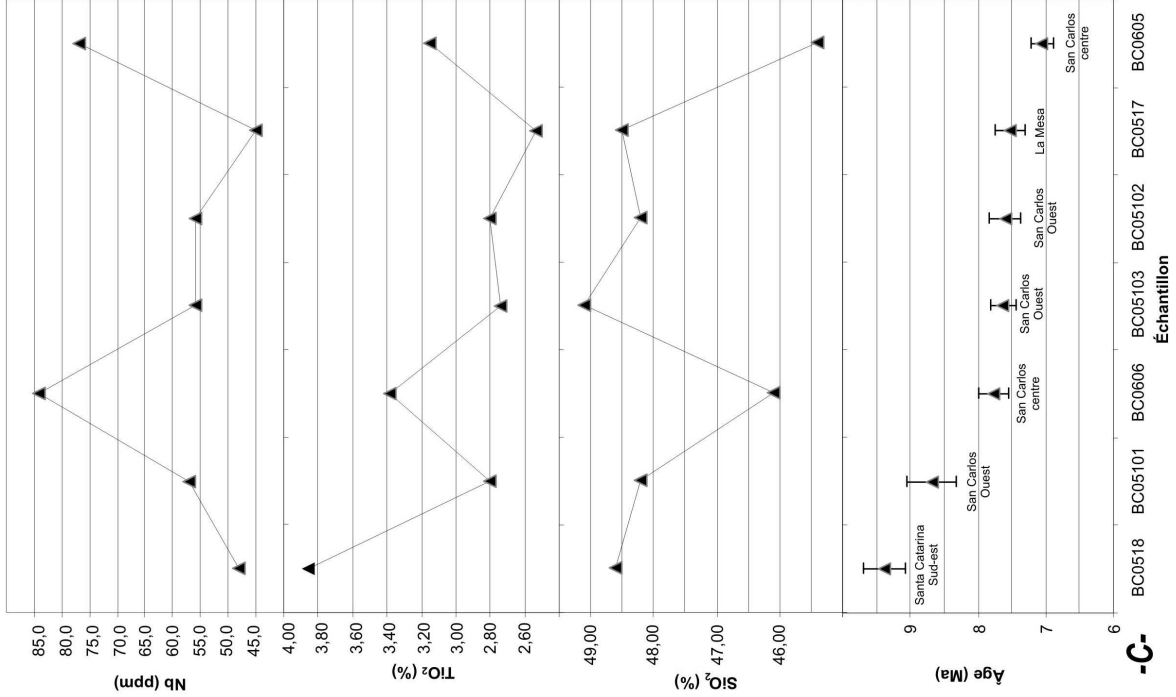
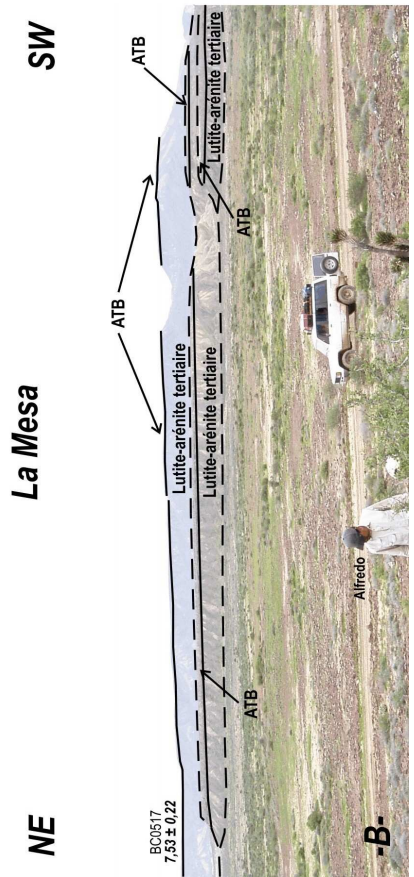
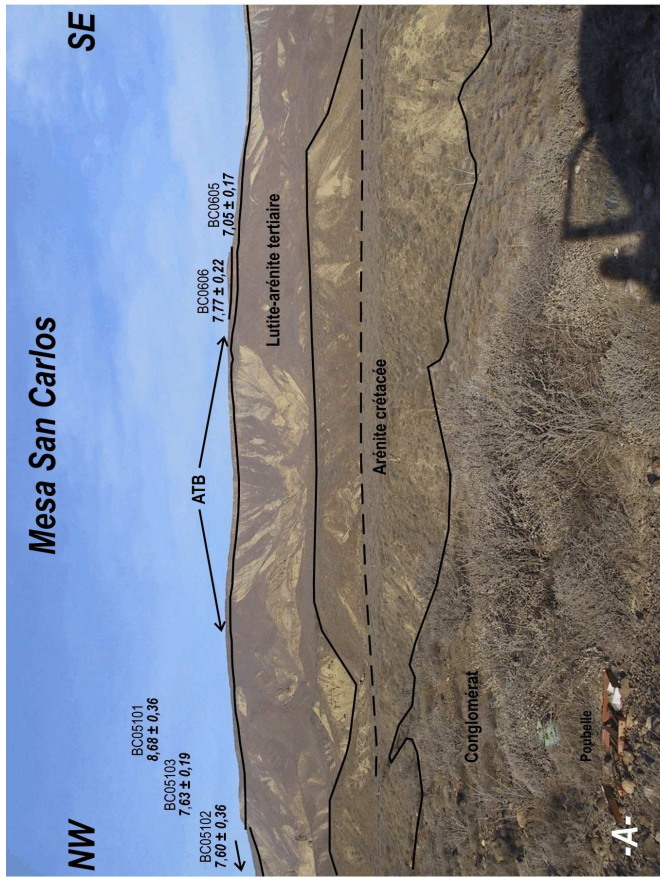


Figure 2.2A, B, C. Panoramiques (A et B) et représentation chimique et spatio-temporelle des laves de la région de San Carlos

2. JARAGUAY (JA)

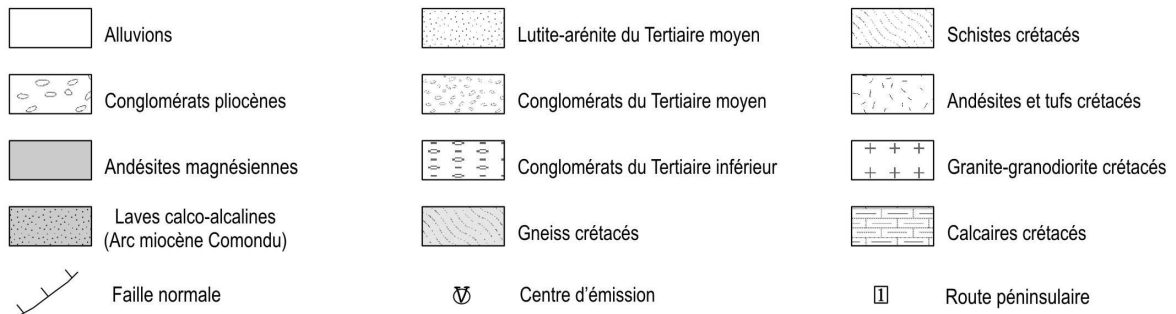
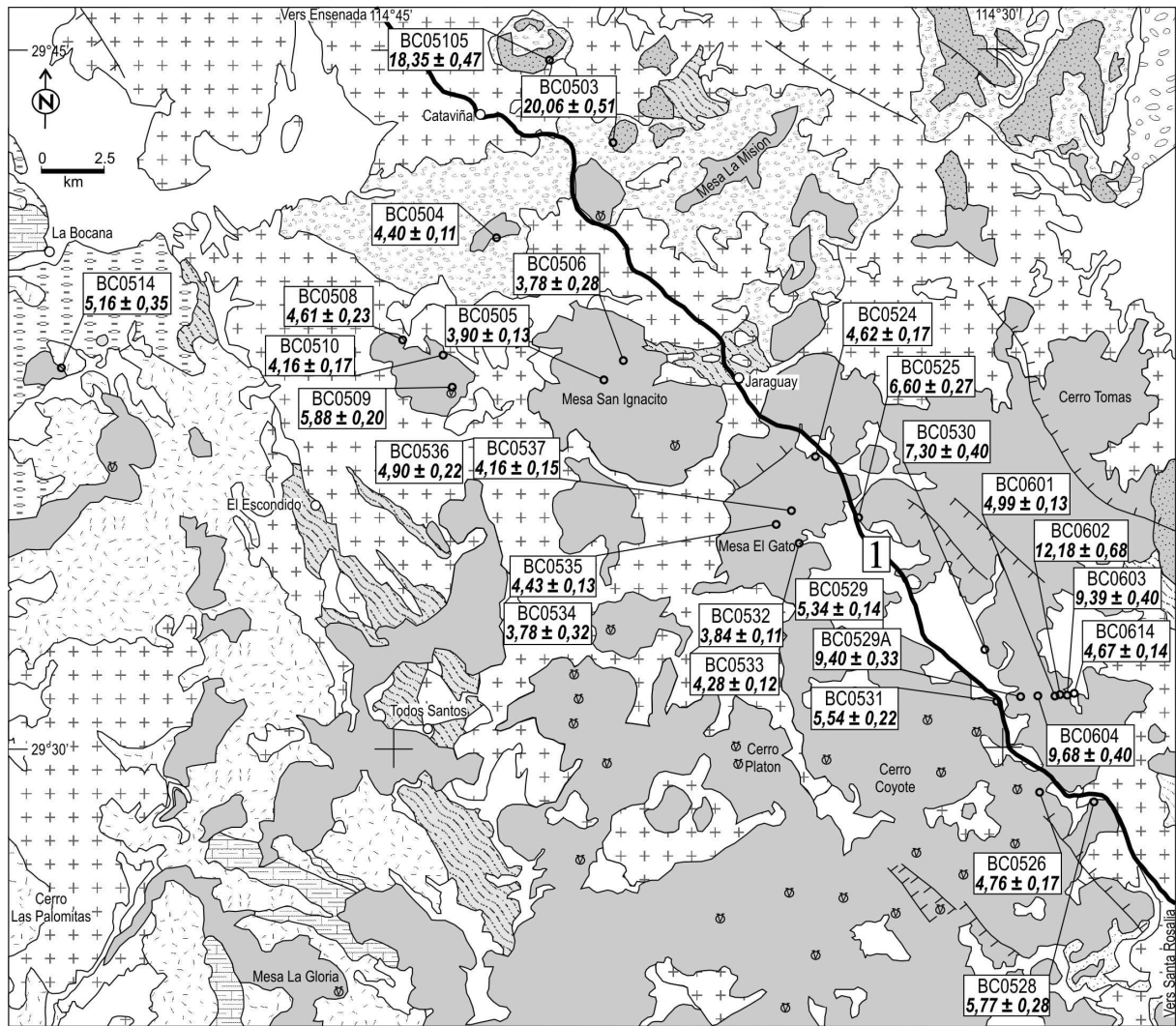
Malgré le caractère évident de l'existence de nombreuses formations géologiques dans la région de Jaraguay, je me concentrerai plus, dans ce travail, sur le volcanisme calco-alcalin, les andésites magnésiennes et l'adakite de Cerro Prieto.

Je tiens également à évoquer un problème de nomenclature concernant le « Cerro Prieto ». Le fait est que pendant notre mission 2005, nous avons prélevé des échantillons entre les villages de Jaraguay et Chapala, aux environs d'une montagne nommée par certains paysans « Cerro Prieto ». Mais, nous avons identifié au moins trois montagnes appelées de la même manière dans la région Nord de Basse Californie : le Cerro Prieto du champ géothermique au sud de Mexicali, le Volcan Prieto ou Cerro Prieto du champ volcanique de Puertecitos et le Cerro Prieto de Jaraguay qui est identifié sur la carte comme Cerro Coyote (Figure 2.3). C'est à cette dernière montagne que je me réfère dans cette étude. En espagnol du Mexique, « prieto » désigne une couleur très proche du noir.

2.1. Géologie et chronologie de Jaraguay

La région de Jaraguay est un vaste endroit où se sont déroulées de nombreuses éruptions volcaniques. Elle est située dans le Nord de la presqu'île de Basse Californie (Figure 1.1), entre les parallèles 29° 00' et 29°45' N. Cette région couvre une surface d'à peu près 3750 km². Même si dans la région de Jaraguay il existe plusieurs types de roches de différentes natures, cette zone est limitée dans ce travail aux émissions volcaniques des andésites magnésiennes ou « bajaites » (Rogers et al., 1985).

Concernant les affleurements crétacés, on trouve de petits affleurements de roches calcaires, principalement à l'Ouest et au Nord-Ouest de cette région volcanique, ainsi qu'au sud de Cerro Rinconada. Ces roches d'origine récifale sont interstratifiées avec les roches volcaniques crétacées.

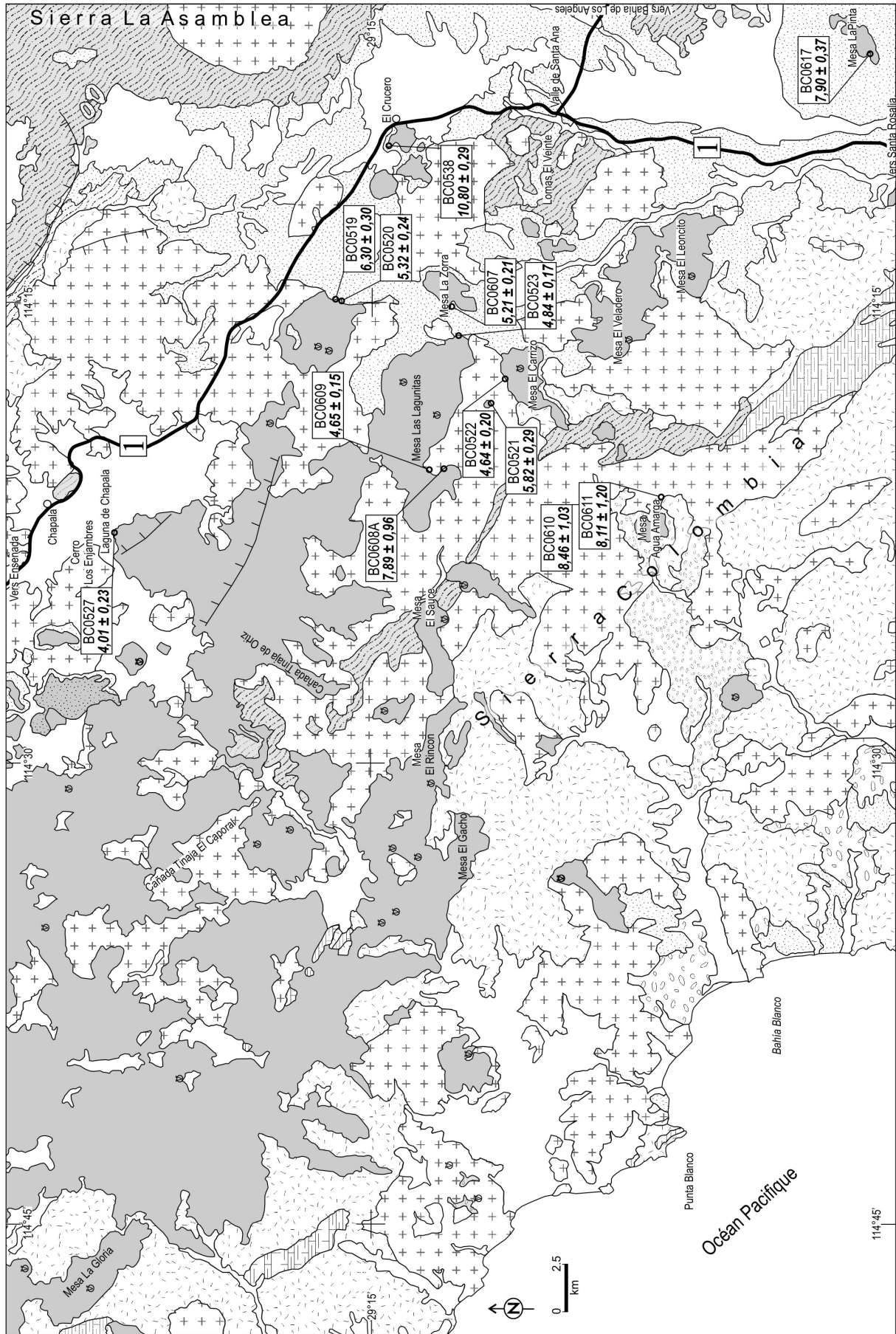




Worldwind://goto/world=Earth&lat=29.54511&lon=-114.54691&alt=61174&dir=0.8&tilt=0.9

Figure 2.3. Carte géologique schématique et image satellite de la région de Jaraguay, localité Cataviña. Modifié d'après Pallares et al. (Soumis LITHOS).

J'ai rassemblé dans le groupe granite-granodiorite : les tonalites, les granodiorites, les monzonites, les diorites et les granites (Figures 2.3 et 2.4). Ce groupe de roches est très abondant dans l'ensemble de la région où elles affleurent sous forme de batholites et de dykes. Ces roches grenues holocristallines porphyriques ont la caractéristique d'avoir comme minéraux principaux la biotite et la hornblende, et comme minéraux accessoires l'augite, l'hypersthène et l'apatite. La couleur grise caractérise généralement ces roches sur le terrain, mais nous pouvons repérer aussi des variétés rouges et roses. Ce groupe de roches intrude les terrains paléozoïques, mésozoïques et les unités volcaniques crétacées, et est recouvert en discordance par les roches du Paléogène et du Néogène.





Worldwind://goto/world=Earth&lat=29.19027&lon=-114.36727&clrf=49808&clrl=0.8&tllf=0.9

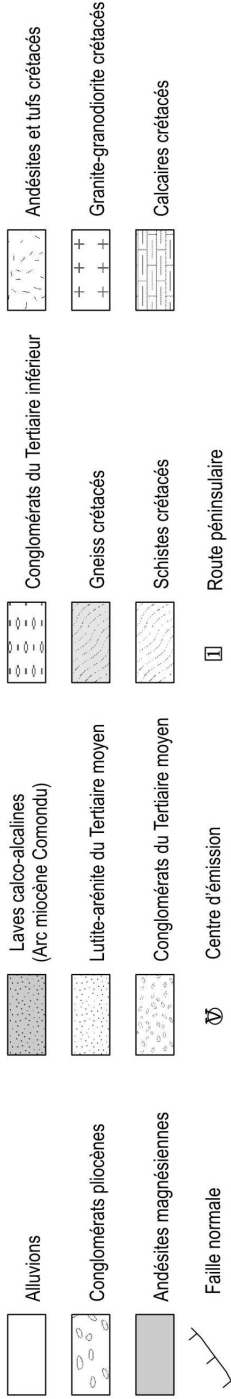


Figure 2.4. Carte géologique schématique et image satellite de la région de Jaraguay, localité El Crucero. Modifié d'après Pallares et al. (Soumis LITHOS).

Au nord de Laguna de Chapala, à proximité de la Sierra Calamajue, du Cerro Rinconada et du ruisseau La Turqueza, on peut voir des affleurements de schistes crétacés. Ces roches sont métamorphosées dans le faciès des schistes verts, et certaines dans le faciès amphibolite à biotite, et leurs structures peuvent varier de lépidoblastique à granoblastique. Ces schistes appartiennent aux séquences basiques, carbonatée, et occasionnellement à la séquence quartzo-feldspathique. Sur le terrain, nous pouvons observer les couleurs vertes et les diverses tonalités d'ocre, caractéristiques de ces schistes, qui sont recoupés par une grande variété de dykes riches en silice à phénocristaux de quartz, très probablement d'âge miocène.

Les affleurements de gneiss crétacés sont visibles aux alentours des plateaux (Mesa) La Pinta, El Leoncito, El Veladero, La Zorra, El Carrizo, des collines (Lomas) El Veinte et El Cañon Grande, au Sud-Est de la région (Figure 2.4) et dans l'endroit nommé Valle de Santa Ana. Cette unité lithologique est aussi observable sur le ruisseau El Sauz aux environs de Mesa El Sauce, Cañada Tinaja de Ortiz et Cañada Tinaja El Caporal (Figure 2.4). Cependant, ses affleurements les plus vastes se situent à l'Est de la région, au niveau des montagnes Sierra Calamajue, La Asamblea San Francisquito et La Josefina. Dans la partie Ouest de Jaraguay les gneiss affleurent non loin des villages Todos Santos et El Escondido. Ces roches sont essentiellement de type orthogneiss, dont les structures varient de lépidoblastique à granoblastique. Les bandes de couleurs grise, verte et marron, les diverses tonalités de jaune, et les couleurs ocres dues à l'altération superficielle caractérisent ces gneiss sur le terrain. Le développements de pegmatites et de petites veines lenticulaires à quartz et calcite constitue une particularité de ces roches, qui est peut-être liée à la mise en place des batholites crétacés.

La séquence des andesites magnésiennes ou « bajaites » est distribuée de façon dispersée sur toute la région. Parfois, ces roches ne sont pas faciles à reconnaître sur le terrain étant donné leur ressemblance avec les laves calco-alkalines de l'arc de Comondu. Cependant les bajaites s'expriment très souvent en formant de grands plateaux ou mesas comme La Mision, San Ignacito, El Gato, La Gloria, El Rincon, El Gacho, El sauce, Las Lagunitas, El Carrizo, La Zorra, Agua Amarga, El Veladero et La Pinta (Figures 2.3 et 2.4). La composition des bajaites peut varier de basaltique, à basalte-andésitique ou à andésitique (Rogers et al., 1985 ; Calmus et al., 2003). Ces coulées de lave montrent des textures holocristallines, inter-granulaires et parfois porphyriques. Dans les laves basaltiques apparaissent parfois des phénocristaux d'olivine et d'augite. La couleur grise ou gris sombre pour les roches fraîches, les couleurs marron et les couleurs d'altération rougeâtre sont des caractéristiques visibles de ces laves sur

le terrain. Ces coulées se présentent massives dans certains endroits, mais la présence de vacuoles n'en est pas moins courante, surtout dans les coulées sommitales. Par ailleurs, les coulées les plus récentes montrent des structures pahoehoe localement nommées « malpais ». Bien évidemment il y a aussi à Jaraguay des sols, des conglomérats, des alluvions et d'autres matériaux qui constituent quelques dépôts récents.

2.2. Les échantillons prélevés des laves calco- alcalines

Pour la réalisation de cette étude nous avons prélevé cinq exemplaires à Jaraguay lors de nos missions en 2005 et 2006, mais j'ai également considéré les échantillons : CA9620, BC9709 et BC9710, rapportés par Aguillón-Robles (2002).

L'échantillon BC0503 a été pris à l'est de Cataviña entre Mesa La Mision et Rancho Santa Inés, à une altitude de 666 m. C'est une coulée de lave de composition basaltique (50,00 % en silice), qui montre des phénocristaux isolés d'olivine et d'amphibole. Cette coulée comporte à sa base une brèche autoclastique, qui repose directement sur les roches granitiques (Figure 2.5A). La fraction de roche datée donne l'âge de $20,06 \pm 0,51$ Ma.

A environ 3,75 km au nord-est de Cataviña, nous avons prélevé l'échantillon BC05105, au pied d'un affleurement qui semblait être une ancienne caldeira volcanique très érodée, à 712 m d'altitude. C'est une andésite basaltique (54,60 % en silice) datée à $18,35 \pm 0,47$ Ma.

Sur la partie de la route trans-péninsulaire, entre Chapala et Jaraguay, au niveau du Cerro Prieto, nous avons prélevé 3 échantillons (BC0602, BC0603 et BC0530) à composition d'andésite et d'andésite basaltique (57,70 ; 56,90 et 55,75 % en silice respectivement) et datés à $12,18 \pm 0,68$ Ma ; $9,39 \pm 0,40$ Ma et $7,30 \pm 0,40$ Ma. Cependant pour BC0530 c'est ce dernier âge qui est considéré comme l'âge probable de deux âges possibles ($7,65 \pm 0,40$ Ma et $6,96 \pm 0,33$ Ma). Les deux échantillons pris en 2006 n'ont pas été pris en place, mais proviennent plutôt d'un bloc (Figure 2.5B) d'environ $1,5 \text{ m}^3$. A première vue, sur le terrain, cet échantillon ressemble à un basalte aphyrique ; nous n'avons pas trouvé l'affleurement possible de sa provenance, mais ses dimensions et le peu de traces de transport qu'il présente nous incitent à déduire qu'il ne vient pas de très loin. Par ailleurs, à dix mètres de l'endroit où nous avons repéré ce bloc, se trouve l'affleurement du dyke d'adakite, donc nous avons cru que ce basalte pouvait être un NEB, au vu de sa proximité et de l'existence d'une association probable entre eux. Mais, les analyses chimiques ont réfuté cette hypothèse. Même si la chimie entre ces deux échantillons est semblable, BC0603 montre des vésicules sur le terrain et un âge plus jeune que BC0602.

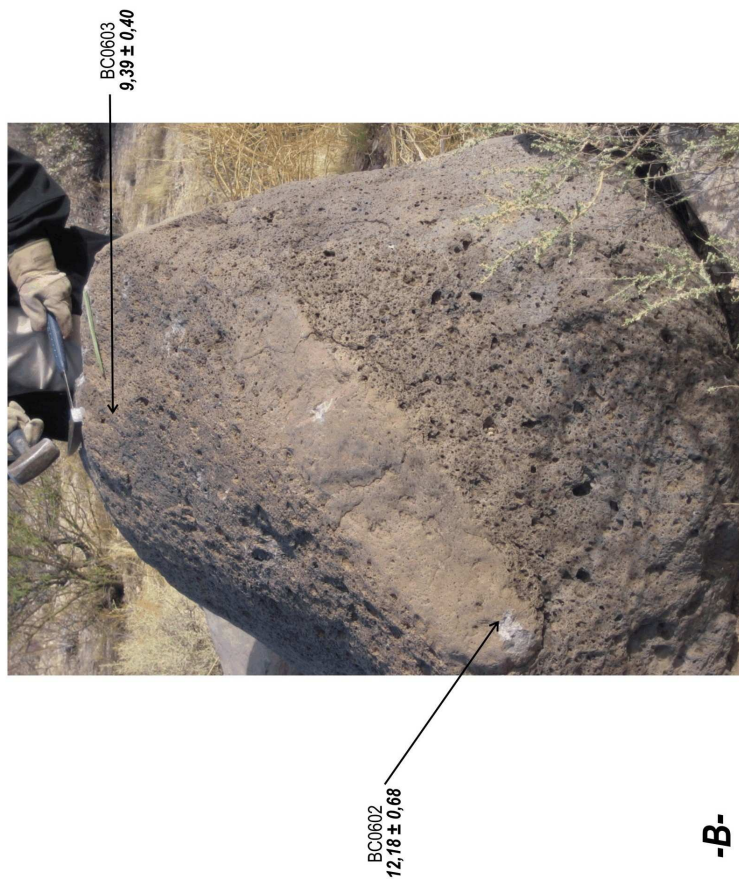


Figure 2.5. Photos des affleurements des échantillons étudiés en Basse Californie.

En complément à l'échantillonnage antérieur, l'échantillon CA9620 a été pris au nord de Cataviña, à quelques km au sud-sud-est de la déviation en direction d'El Marmol. Cet échantillon est un tuf à quartz et amphiboles très altérées (73,00% en silice), et appartient à une coulée pyroclastique. Aguillón-Robles (2002) a rapporté un âge de $12,5 \pm 0,30$ Ma pour cet échantillon, puis il a également rapporté deux échantillons de composition dacitique pris du Cerro Aguantozo au nord de Cataviña, BC9709 daté à $14,0 \pm 0,40$ Ma avec un teneur en silice de 63,20 %, et enfin, BC9710 avec 65,50 % en silice daté quatre fois ($16,1 \pm 0,40$ Ma ; $17,1 \pm 0,40$ Ma ; $15,2 \pm 0,40$ Ma et $16,8 \pm 0,40$ Ma).

Ces âges, rapportés par Aguillón-Robles (2002), complètent très bien la séquence d'émissions volcaniques trouvées dans ce travail, comprises entre 20,0 Ma et 7,3 Ma.

2.3. Les échantillons prélevés de la séquence des andesites magnésiennes ou « bajaites »

Etant donnée la quantité assez importante de bajaites prélevées et datées dans la région de Jaraguay, j'ai décidé de les répartir en trois groupes : (a) les bajaites tortoniennes, (b) les bajaites messiniennes (Messinien, période comprise entre 7,1 Ma et 5,3 Ma), et (c) les bajaites du Pliocène inférieur.

Dans la région de Jaraguay, nous avons prélevé 3 échantillons datés du Tortonien (période comprise entre 11,2 Ma et 7,1 Ma). Mais je me permets d'y ajouter un quatrième, originaire de la zone de transition entre Jaraguay et San Borja.

D'après nos analyses chronologiques, BC0610 est l'échantillon le plus ancien ($8,46 \pm 1,03$ Ma) de cet étage (Tableau 2.11). Il a été prélevé d'un fragment détaché, provenant de la Mesa Agua Amarga (Figure 2.4), à 389 m d'altitude, dans la localité El Crucero-Punta Blanco. Même si l'échantillon n'a pas été pris en place, ce dernier argument est soutenu par la seule et simple raison qu'il n'y a pas d'autre affleurement de bajaites dans un périmètre d'environ 5 km de l'endroit d'où cette roche a été prélevée. La lave a une composition basaltique (51,2 % en silice) et montre des phénocristaux altérés d'amphibole d'olivine et de pyroxène. On observe des bandes, composées de différentes tonalités d'ocre. BC0611 fait partie du même bloc détaché, mais présentait cependant sur le terrain des caractéristiques un peu différentes (dont un exemple visible est l'absence de bandes colorées) du précédent. Ces différences ont été confirmées par les analyses chimiques qui montrent une andésite basaltique (53,0 % en silice) et la chronologie qui montre une roche un peu plus jeune ($8,11 \pm 1,20$ Ma), même si dans la limite de l'incertitude ils se recouvrent. Le plateau Agua Amarga est une des deux manifestations les plus isolées au Sud de la région de Jaraguay, et il est bordé par des roches crétacées et du conglomérat tertiaire (Figure 2.4). Quant à leurs âges, ces deux roches offrent

des résultats affectés d'une incertitude élevée en raison de l'excès d' ^{36}Ar mesuré dans cette roche (Tableau 2.11), et il est très probable que ce soit dû à la nature de la roche elle-même ou à son altération. En ce qui concerne le comportement des éléments chimiques il n'y a pas de particularités inhabituelles (par exemple des quantités plus hautes ou plus basses dans la teneur de certains éléments caractérisant les bajaites).

Au sud du village El Crucero, dans la vallée de Santa Ana, se trouve Mesa La Pinta (Figure 2.4), un petit plateau (d'environ 3,7 km de long et 1 km de large) complètement isolé et orienté du nord-est au sud-ouest. Un échantillon (BC0617) prélevé de ce plateau à 378 m d'altitude, nous a procuré la bajaite la plus basaltique (45,20 % en silice) trouvée au cours de ce travail. Sur le terrain, il se présente sous la forme d'un basalte de couleur gris foncé à phénocristaux d'olivine et de plagioclase dans une matrice microcristalline. L'analyse chronologique de cet échantillon montre un âge de $7,90 \pm 0,37$ Ma.

Enfin, toujours dans la même localité El Crucero-Punta Blanco, sur la piste menant à Bahia Blanco, dans le plateau Las Lagunitas à l'est du plateau El Sauce (Figure 2.4), nous avons échantillonné la lave BC0608A, à une altitude de 775 m, basalte (49,60 % en silice) à phénocristaux de plagioclase et en moindre quantité d'olivine, dont l'âge est de $7,89 \pm 0,96$ Ma, malgré une incertitude relativement élevée, probablement due à l'altération ou bien à la nature de la roche, étant donné que sa valeur en ^{36}Ar , obtenue lors de sa mesure isotopique, est légèrement anormale (Tableau 2.11). Cependant, les valeurs des teneurs en éléments majeurs et en trace ne sont pas différentes de celle des autres bajaites.

Concernant le groupe de bajaites du Messinien (période comprise entre 7,1 Ma et 5,3 Ma), nous avons identifié pour cette étude huit andésites magnésiennes dans la région de Jaraguay, l'andésite basaltique (53,0 % en silice) BC0525 étant la plus ancienne ($6,60 \pm 0,27$ Ma) de ce groupe. Cet échantillon a été pris en bord de route, à 843 m d'altitude, très proche de l'échantillon 9622 (Aguillón-Robles, 2002), dans une petite coulée débitée en lauzes grossières venant de l'est, possiblement du Cerro Tomas (Figure 2.3). Échantillon basique à olivine et à pyroxènes, il ne montre pas de minéraux d'altération visibles à l'œil nu, mais sa couleur brunâtre n'est pas satisfaisante.

BC0519 a été prélevé dans la localité El Crucero au nord du plateau La Zorra, sur la piste de Bahia Blanco (Figure 2.4). Il provient d'une coulée de laves massive, de couleur gris sombre, et à composition d'andésite basaltique (52,0 % en silice), et montre des cristaux d'olivine de pyroxène et d'amphiboles, et une couleur rougeâtre d'altération. Cette coulée montre à la base une brèche autoclastique et en dessous de celle-ci se trouvent un conglomérat et des sédiments

du Tertiaire (Figure 2.5C). Cet échantillon a été pris à 605 m d'altitude et daté à $6,30 \pm 0,30$ Ma.

A l'Ouest de Jaraguay, dans la localité de El Escondido, nous avons prélevé BC0509, qui fait partie d'un plateau connu des habitants de la région sous le nom de Mesa Jaraguaycito ou Mesa Lomo de Coche ; cependant, nous n'avons pas trouvé ces noms sur nos cartes de terrain et, dans le seul but d'éviter des complications similaires au cas du Cerro Prieto, j'ai pris l'initiative de mentionner ce fait, mais sans rapporter ces noms sur la figure 2.3. Cet échantillon de composition basaltique (50,65 % en silice) à amphiboles provient du centre d'émission du plateau, et a été pris à 775 m d'altitude dans un dyke (N 25°-40° W, pendage 60° vers le SW) qui alimente ce centre. Ce dyke présente à ses épontes une brèche autoclastique (Figure 2.5D). Il a été daté à $5,88 \pm 0,20$ Ma, un âge représentant la moyenne de deux âges mesurés indépendamment ($6,01 \pm 0,18$ Ma et $5,76 \pm 0,20$ Ma).

Sur la piste conduisant vers Punta Blanco, nous avons prélevé BC0521 dans la localité de El Crucero, entre les plateaux de la Mesa Las Lagunitas et de la Mesa La Zorra (Figure 2.4). Cet échantillon à composition d'andésite basaltique (54,60 % en silice), à phénocristaux d'amphiboles et de pyroxènes un peu altérés, a été prélevé à 518 m d'altitude et daté à $5,82 \pm 0,29$ Ma.

L'échantillon BC0528 a été extrait à 777 m d'altitude, à l'est de Cerro Prieto dans la localité de Jaraguay-Chapala (Figure 2.3). Cette roche andésitique (56,65 % en silice) à phénocristaux d'olivine provient d'une coulée « malpais », qui a été datée à $5,77 \pm 0,28$ Ma.

Dans la même localité, mais un peu plus au nord-est du Cerro Prieto, nous avons prélevé à 749 m d'altitude un échantillon (BC0531) à composition d'andésite basaltique (53,60 % en silice), de couleur grise, qui provient d'une coulée visqueuse débitée en lauzes, probablement de Cerro Coyote ou aux alentours. L'âge résultant de la mesure isotopique K-Ar est de $5,54 \pm 0,22$ Ma.

A moins d'un kilomètre à l'est de l'échantillon précédent, nous avons déjà prélevé BC0529 dans le lit d'un petit ruisseau, à 756 m d'altitude. Cette andésite basaltique (53,3 % en silice) constitue une coulée très visqueuse à pyroxènes millimétriques, mais frais. La roche a été datée à $5,34 \pm 0,14$ Ma.

Enfin dans la localité de El Crucero, nous avons prélevé à quelques mètres de BC0519, l'échantillon BC0520 (Figure 2.5C). Cette roche à composition d'andésite basaltique (52,60 % en silice), à phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et d'amphiboles, a été prise à 671 m d'altitude et datée à $5,32 \pm 0,24$ Ma.

Les bajaites prélevées dans la région de Jaraguay et rapportées au Pliocène inférieur (période comprise de 5,3 Ma à 3,6 Ma) sont les plus nombreuses (23 échantillons) ; cependant, ce phénomène n'est pas le reflet d'un échantillonnage fait dans un seul endroit, mais plutôt le reflet de l'activité volcanique étalée sur toute la région à cette époque (Figure 2.3 et 2.4).

D'après nos résultats, tout paraît indiquer que l'activité du Pliocène inférieur a eu lieu avec la mise en place des laves ($5,21 \pm 0,21$ Ma) du plateau de la Mesa La Zorra. C'est en tout cas ce que révèle l'échantillon BC0607, pris à 600 m d'altitude sur la piste menant à Punta Blanco, dans la localité El Crucero. Cette andésite basaltique (52,10 % en silice) montre des phénocristaux de plagioclase d'environ 1 mm et des amphiboles, et provient d'une coulée de type aa qui exhibe des vacuoles allongées et parallèles au flux de la coulée.

Contemporain de l'échantillon précédent, mais séparé par plus ou moins 75 km de distance, nous avons prélevé BC0514 ($5,16 \pm 0,35$ Ma) à 450 m d'altitude dans la localité de La Bocana, à 5 km au sud du village du même nom (Figure 2.3). Ce basalte (50,20 % en silice) à phénocristaux d'amphibole constitue une coulée de lave (Figure 2.3) qui recouvre des brèches pyroclastiques contenant des bombes volcaniques.

A l'ouest du prélèvement précédent, nous avons échantillonné BC0515 à 442 m d'altitude, entre les ruisseaux La Bocana et Lazaro. Ce basalte (49,65 % en silice) à phénocristaux d'olivine, de pyroxène, appartient à une coulée de lave qui semble venir d'un possible point d'émission. La coulée couvre des dépôts de brèche pyroclastique de même nature. Nos résultats chronologiques donnent un âge de $5,08 \pm 0,23$ Ma pour cet échantillon.

La suite a continué avec la mise en place de BC0601 dans la localité de Jaraguay-Chapala, à quelques km au nord-ouest de Cerro Prieto (Figure 2.3), à composition d'andésite basaltique (53,60 % en silice) qui montre des phénocristaux d'amphibole et de pyroxène. Il a été trouvé à côté du seul dyke d'adakite rapporté dans nos travaux. Au début, nous avons imaginé que cet échantillon faisait partie du dyke lui-même ; pourtant, la chimie des éléments majeurs et en trace, ainsi que la chronologie ($4,99 \pm 0,13$ Ma), ont fourni des résultats très différents. De ce fait, il a été interprété comme une bajaite émise postérieurement au dyke.

Un des endroits les plus échantillonnés (6 échantillons) a été la zone d'émission sommitale des coulées de la Mesa El Gato (Figure 2.3), un plateau qui a été mis en place pendant le Pliocène inférieur (de $4,90 \pm 0,22$ Ma à $3,78 \pm 0,32$ Ma), comme le révèlent les échantillons datés (Tableau 2.11). Les roches du plateau El Gato varient de basaltes (50,75 % en silice pour l'échantillon le plus basique : BC0533) à des andésites basaltiques (55,90 % en silice pour l'échantillon le moins basique : BC0534). Ces roches présentent des phénocristaux d'olivine (parfois légèrement iddingsitisée), de pyroxène, de plagioclase. Quatre échantillons

(BC0532, BC0534, BC0535 et BC0537) ont été prélevés sur des coulées visqueuses débitées en lauzes intercalées avec des brèches stromboliennes. Par contre, les deux dernières (BC0533 et BC0536) ont été prises sur des dykes qui coupent ces coulées. Les altitudes auxquelles ont été prélevées ces roches sont comprises entre 948 m et 1003 m.

L'échantillon BC0523, âgé de $4,84 \pm 0,17$ Ma, a été pris à 650 m d'altitude, sur une coulée de lave débitée en lauzes de Mesa Las Lagunitas, qui coule vers l'est, dans la localité El Crucero, sur la piste en direction de Punta Blanco (Figure 2.4). Cette roche à composition d'andésite basaltique (55,60 % en silice) de couleur grise, montre des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase.

Dans la localité Jaraguay-Chapala à l'est de Cerro Prieto (Figure 2.3), nous avons prélevé un basalte (50,10 % en silice) à 804 m d'altitude. Ce basalte à olivine et pyroxènes est issu d'une coulée de lave très fraîche débitée en lauzes. La datation K-Ar de cet échantillon (BC0526) a débouché sur le résultat suivant : $4,76 \pm 0,17$ Ma.

Un des endroits les plus visités a été la zone voisine de Cerro Prieto, où nous avons trouvé une grande diversité de roches (en âge et chimie). De ce fait, lorsque nous y sommes retournés pour la troisième fois, nous avons prélevé BC0614 à 755 m d'altitude, et nous attendions à trouver une autre adakite, mais cette roche de composition basaltique (51,85 % en silice) a donné un âge de $4,67 \pm 0,14$ Ma, nettement plus jeune que celui de l'adakite, et une chimie qui nous a fait la classer dans les bajaites.

Sur la Mesa Las Lagunitas, dans la localité El Crucero (Figure 2.4), nous avons aussi trouvé une activité volcanique datée du Pliocène inférieur ($4,65 \pm 0,15$ Ma). Cette activité a été enregistrée par l'échantillon BC0609, une roche à composition d'andésite basaltique (52,90 % en silice), aphanitique, avec quelques phénocristaux isolés d'olivine et d'amphibole. Il a été prélevé sur la piste vers Punta Blanco, à 810 m d'altitude.

Dans la même zone, mais à 6,3 km au Sud-Est du lieu de prélèvement de l'échantillon précédent (Figure 2.4), nous avons pris BC0522, à 516 m d'altitude. Cet échantillon de Mesa El Carrizo est clair à olivine abondante, clinopyroxène et plagioclase. Il provient d'une coulée basaltique (50,70 % en silice) débitée en grosses lauzes. Trois analyses indépendantes de cet échantillon donnent les résultats suivants : $4,83 \pm 0,16$ Ma ; $4,49 \pm 0,15$ Ma et $4,62 \pm 0,15$ Ma, mais nous avons considéré la moyenne des trois comme l'âge le plus probable ($4,64 \pm 0,20$ Ma).

Au bord de la route 1, au sud-est de Jaraguay (Figure 2.3), nous avons prélevé BC0524 à 846 m d'altitude. Cet échantillon de composition basaltique (50, 25 % en silice) provient de l'extrémité d'une des coulées (direction d'écoulement : nord-est) de Mesa el Gato. La coulée

est débitée en lauzes presque verticales, ce qui nous laisse penser qu'il agit du front de la coulée. Cette roche montre des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, mais aussi des vacuoles remplies de minéraux secondaires de couleur blanche. L'analyse chronologique de cette roche donne un âge de $4,62 \pm 0,17$ Ma.

Dans la localité d'El Escondido, nous avons aussi décelé de l'activité pendant le Pliocène inférieur. Ainsi, sur le plateau situé au nord-ouest de Mesa San Ignacito, localement nommé « Jaraguaycito » ou « Lomo de Coche » nous avons déjà trouvé une émission d'âge messinien, dont la mise en place correspond au centre d'émission de ce plateau (BC0509). Cependant les laves analysées en périphérie du plateau nous donnent des relations concernant le Pliocène inférieur (BC0508 : $4,61 \pm 0,23$ Ma et BC0510 : $4,16 \pm 0,17$ Ma). La lave la plus ancienne des deux est située du côté Nord du plateau ; elle montre une texture porphyrique à phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, d'amphibole et de plagioclase en moindre quantité. Par contre, BC0510 situé au Nord-Est pourrait avoir un lien avec le centre d'émission (BC0509), car il y a moins d'un km de distance entre les deux et la direction du flux (N-NE) semble coïncider avec le centre d'émission. De plus, il s'agit de la seule source possible que nous ayons trouvée pour cet échantillon BC0510. Ce dernier présente des phénocristaux d'olivine un peu altérés, d'amphibole, de clinopyroxène. Ces roches basiques contiennent entre 49,90 et 51,00 % en silice.

La lave BC0504 provient d'un petit plateau isolé, bordé par un conglomérat, situé au sud de Cataviña et à l'ouest de Mesa La Mision (Figure 2.3). Cette roche massive à structure fluidale et à composition d'andésite basaltique (53,00 % en silice) a été prise à 800 m d'altitude. Elle montre des phénocristaux d'olivine un peu altérés, de clinopyroxène et d'amphibole et a été datée à $4,40 \pm 0,11$ Ma.

L'échantillon BC0516 fait partie de la brèche qui se trouve à côté de BC0515 ; cependant, il n'est pas évident, sur le terrain, de voir si BC0516 est la brèche basale de BC0515, car nous n'avons pas trouvé d'affleurement où ces deux échantillons soient superposés. Cette brèche est datée à $4,02 \pm 0,13$ Ma et présente une composition basaltique (50,50 % en silice), une quantité très importante de vacuoles remplies par des minéraux secondaires (peut-être des argiles), et a été prise à 415 m d'altitude.

Dans la localité de Chapala, au sud de Cerro Los Enjambres, nous avons échantillonné le front d'une coulée provenant d'un plateau situé au nord de Mesa Las Lagunitas. Cet échantillon (BC0527) vacuolaire a une composition basaltique (50,00 % en silice) et montre des cristaux d'olivine iddingsitisés. Il a été pris à 670 m d'altitude et sa datation donne un âge de $4,01 \pm 0,23$ Ma.

Enfin, d'après nos résultats, les émissions les plus récentes des andésites magnésiennes datent du Pliocène supérieur, dans la région de Jaraguay ont été mises en place à l'ouest du village de Jaraguay. Ces émissions ont engendré la création d'un immense plateau nommé Mesa San Ignacito, dont nous avons prélevé deux échantillons à composition d'andésite basaltique (55,20 et 55,0 % en silice) entre 803 et 805 m d'altitude : BC0505, daté à $3,90 \pm 0,13$ Ma, appartient à un dyke qui alimente visiblement le point d'émission de Mesa San Ignacito ; il montre des phénocristaux d'amphibole et de clinopyroxène. Par contre, BC0506, daté à $3,78 \pm 0,28$ Ma, est une brèche pyroclastique située au niveau du point d'émission. La similitude des âges incite à supposer que ces événements se sont produits simultanément ou presque, car ces deux résultats se recouvrent dans la limite des incertitudes.

2.4. Les échantillons prélevés des adakites

Après avoir échantillonné la lave BC0529 dans la localité Jaraguay-Chapala au nord-est de Cerro Prieto (Figure 2.3), nous avons pu découvrir BC0529A par hasard, dans le lit d'un ruisseau à 766 m d'altitude. Il s'agissait d'un bloc d'une cinquantaine de centimètres de diamètre d'une andésite (62,80 % en silice) à beaux phénocristaux d'amphibole. D'après les résultats de nos analyses des éléments majeurs et en trace, cet échantillon est une adakite âgée de $9,40 \pm 0,33$ Ma.

Au cours d'une deuxième visite sur place, nous avons prélevé en place l'échantillon dacitique BC0604 (63,80 % en silice). Cet échantillon appartient à un dyke d'environ 5 m d'épaisseur et de direction N 40° E. Il montre des phénocristaux d'amphibole de couleur saumon-grise. Il a été pris à 750 m d'altitude, à environ 30 m de distance de l'endroit où nous avons prélevé le bloc. La chronologie a donné un âge de $9,68 \pm 0,40$ Ma et a confirmé l'âge de l'échantillon BC0529A.

3. SAN BORJA (SB)

Tout comme Jaraguay, la région de San Borja renferme une vaste portion du territoire de Basse Californie. Il existe à cet endroit une grande diversité d'affleurements de roches, de sédiments et de sols. Je ne prendrai pourtant en compte ici que les émissions volcaniques du Néogène, c'est-à-dire le volcanisme calco-alcalin de l'arc de Comondu et les andésites magnésiennes.

3.1. Géologie et chronologie de San Borja

En observant l'extension de la région de San Borja et de Jaraguay, il est impossible de déterminer la frontière entre ces deux secteurs, et à vrai dire, il n'existe pas de limite géologique qui permette de constater s'il s'agit de deux régions séparées ou isolées. Je pense au contraire qu'il y a une transition entre les deux. Ainsi, il se pourrait bien que cette transition (géographique et géologique) se fasse au niveau de Mesa La Pinta (Figure 2.4). La région de San Borja proprement dite est située au Sud-Est de l'état de Basse Californie (Figures 1.1 et 1.2), entre les parallèles 28° 00' et 28°50' N, et nous estimons sa surface à environ 6500 km². La diversité des roches qui affleurent à l'intérieur de San Borja est semblable à celle de Jaraguay.

A San Borja nous trouvons aussi le groupe granite-granodiorite dans lequel j'ai rassemblé les tonalites, les granodiorites, les monzonites, les diorites et les granites (Figures 2.3, 2.4 et 2.6). Les batholites et les dykes de ce groupe sont fréquents dans toute la région, et leurs caractéristiques sont identiques à celles déjà mentionnées à propos de Jaraguay.

Les affleurements de schistes sont plus nombreux à San Borja qu'à Jaraguay. Ces schistes sont situés au Nord et au Nord-Ouest de la région, surtout : (a) dans les Sierras La Cantera et San Borja, (b) dans les Cerros El Saucito, El Cardonal, Colorado del Placer (en périphérie) et Los Tordillos (à côté), (c) aux environs des Mesas La Mezcalosa, Las Tinajitas, La Borreguera. Leurs caractéristiques sont identiques à celles déjà mentionnées à propos de Jaraguay.

Nous trouvons aussi des affleurements de gneiss crétacés dans le centre et la partie Nord de la région, principalement dans les Sierras El Principio, La Cantera, La Libertad (à l'est, dans la vallée Valle Las Flores) et le Cerro Santa Ana (à côté de la baie de Bahia de Los Angeles). Leurs caractéristiques sont elles aussi identiques à celles déjà mentionnées à propos des gneiss de Jaraguay.

A la différence de celles de Jaraguay, les bajaites de San Borja se sont mises en place dans des endroits plus dispersés. Elles forment des plateaux et montagnes à topographie plus accidentée que celles de Jaraguay. Les affleurements des andésites magnésiennes sont visibles dans le Cerro Colorado de San Borja, Cerro Cardonal, Mesa Las Tinajitas, La Mezcalosa, Mesa El Mezquital, Mesa La Pelada, Sierra El Escondido, Sierra El Alambrado et Sierra La Libertad (Figure 2.6). Sur le terrain, la série des andésites magnésiennes forme des coulées de

laves généralement visqueuses dont les caractéristiques sont identiques à celles déjà mentionnées pour les bajaites de Jaraguay, ainsi que des brèches stromboliennes au voisinage des points d'émission. Les andésites magnésiennes reposent en discordance sur les unités sous-jacentes, qui comprennent assez souvent à leur sommet des dépôts de coulées pyroclastiques, alors que ce cas est nettement moins courant à Jaraguay. Ces coulées pyroclastiques sont de composition rhyolitique, et sont constituées par des tufs lithiques à fragments de ponce et des tufs ignimbritiques.

La présence de sols et de sédiments non consolidés, ainsi que de roches sédimentaires, est très importante dans la région ; nous pouvons notamment l'observer dans les grandes vallées comme Valle San Julian, Valle Las Flores, Valle La Bocana, Valle Las Animas, Valle San Rafael, Llano el Berrendo, Llano Mesa Prieta, Llano La Laguna. On dénote la présence de conglomérats, d'alluvions et de dépôts récents dans divers endroits de la zone étudiée.

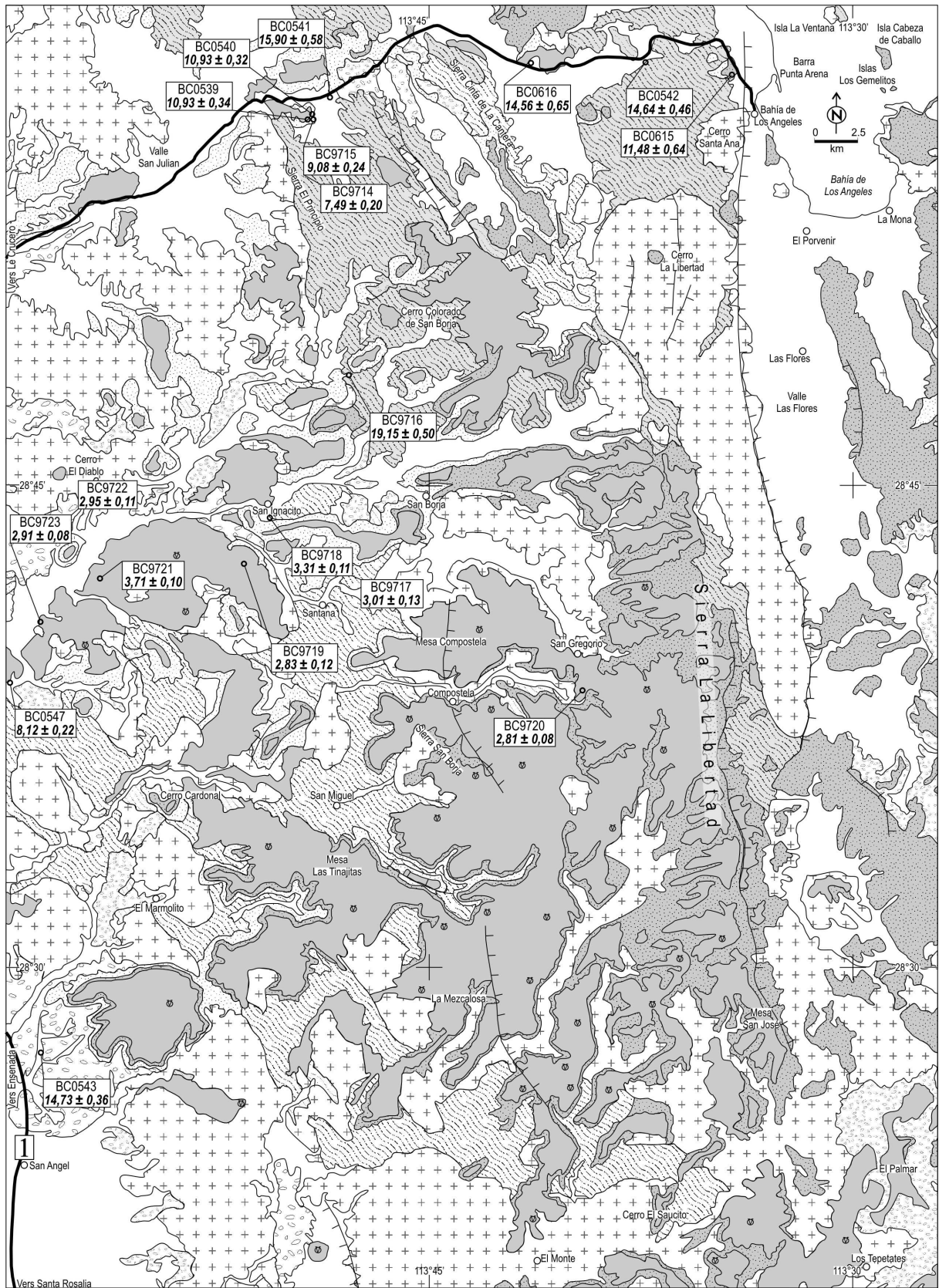
3.2. Les échantillons prélevés des laves calco-alkalines

L'échantillonnage des laves calco-alkalines de la région de San Borja se compose de six échantillons prélevés en 2005 et 2006 dans le cadre de ce travail, et trois prélevés en 1997 et rapportés par Aguillón-Robles (2002).

La plus ancienne lave calco-alkaline de composition basaltique (50,20% en silice) est BC9716 ($19,15 \pm 0,50$ Ma), prélevée au nord du village de San Borja à 5 km au sud-ouest du Cerro Colorado de San Borja (Figure 2.6). Cet échantillon a été daté deux fois par Aguillón-Robles (2002), qui a rapporté les âges de $19,40 \pm 0,50$ Ma et $18,90 \pm 0,50$ Ma dont nous avons fait la moyenne pour obtenir l'âge considéré dans cette étude.

Sur la route reliant El Crucero à Bahia de Los Angeles, aux alentours de Sierra El Principio (Figure 2.6), nous avons échantillonné une coulée de composition andésitique (60,70 % en silice), au sommet d'une petite colline à 352 m d'altitude. Cette roche (BC0541) à amphibole a été datée à $15,90 \pm 0,58$ Ma.

Entre El Marmolito et San Angel (Figure 2.6), nous avons prélevé la lave BC0543, à 42 m d'altitude à moins de 2 km de la route, au niveau de la déviation vers Rosarito. Cette andésite basaltique (52,90 % en silice) à phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase a été datée à $14,73 \pm 0,36$ Ma. Ce résultat est la moyenne de deux mesures isotopiques K-Ar, qui nous ont fourni deux âges possibles ($15,12 \pm 0,40$ Ma et $14,35 \pm 0,36$ Ma).





Worldwind://goto/world=Earth&lat=28.69656&lon=-113.79352&alt=74907&dir=0.8&tilt=0.9

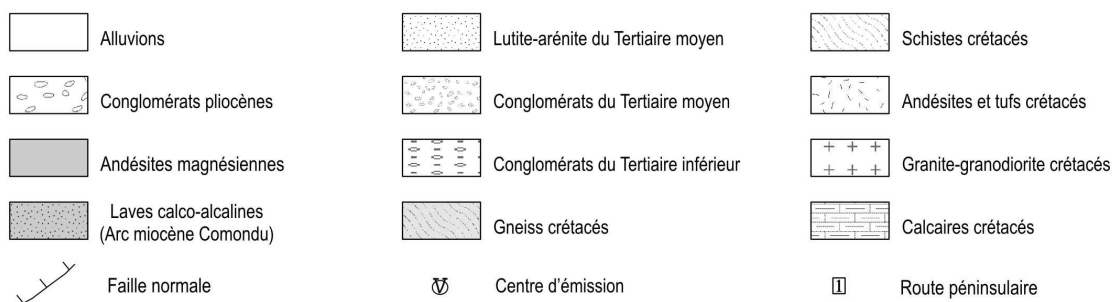


Figure 2.6. Carte géologique schématique et image satellite de la région de San Borja. Modifié d'après Pallares et al. (Soumis LITHOS).

Au nord-ouest de Sierra Cinta de la Cantera (Figure 2.6), toujours en bordure de route (El Crucero-Bahia de Los Angeles), nous avons collecté à 85 m d'altitude une roche à composition d'andésite basaltique (54,50 % en silice), BC0542, qui montre d'abondants phénocristaux d'olivine et des minéraux blancs d'altération. Cet échantillon a été daté deux fois, en conséquence de quoi nous avons obtenu deux âges possibles ($14,56 \pm 0,46$ Ma et $14,73 \pm 0,45$ Ma) ; pourtant, nous avons considéré une fois de plus la moyenne ($14,64 \pm 0,46$ Ma) de ces datations comme l'âge le plus probable.

Toujours dans la même zone que celle de BC0542, mais à une distance d'environ 5 km, nous avons extrait l'échantillon BC0616, à 378 m d'altitude (Figure 2.7A). Cette roche (andésite :

56,50 % en silice) de couleur gris sombre à rouge et de matrice aphanitique avec quelques phénocristaux isolés d'amphibole et de plagioclase, a été datée à $14,56 \pm 0,65$ Ma.

L'andésite basaltique BC0615 (54,65 % en silice) a été prélevée à 162 m d'altitude à Bahia de Los Angeles, sur le flanc de la petite colline au nord de Cerro Santa Ana. Elle présente des phénocristaux d'olivine (peu altérés) et d'amphibole. Nous avons associé les affleurements de cette roche à une possible mise en place des premières bajaites en Basse Californie, mais son analyse chimique a montré une composition calco-alkaline, et son âge ($11,48 \pm 0,64$ Ma) a confirmé une relation avec les dernières émissions calco-alkalines.

Entre les Sierra El Principio et Cinta de La Cantera (Figure 2.6), nous avons prélevé BC0540 à 405 m d'altitude dans les laves du sommet d'une colline. Les laves basaltiques (50,50 % en silice) de cette colline sont débitées en prismes de refroidissement, et montrent des phénocristaux d'olivine. Nous avons fait deux datations de cette roche : $10,71 \pm 0,31$ Ma et $11,15 \pm 0,32$ Ma, que nous considérons comme des âges possibles, et la moyenne entre les deux ($10,93 \pm 0,32$ Ma), comme l'âge probable.

BC9715 et BC9714 ont été rapportés par Aguillón-Robles (2002), et datés respectivement à $9,08 \pm 0,24$ Ma et $7,49 \pm 0,20$ Ma. Ils ont été pris entre Sierra El Principio et Cerro Colorado de San Borja (Figure 2.6). Ces roches sont de composition basaltique (50,10 % et 48,50 % en silice, respectivement).

3.3. Les échantillons prélevés de la séquence des andésites magnésiennes ou « bajaites »

Un total de 8 échantillons a été prélevé (en 2005 et 2006) et identifié comme bajaites dans la région de San Borja. Je vais par ailleurs prendre en compte 7 échantillons supplémentaires rapportés par Aguillón-Robles (2002), mais prélevés en 1997. La chronologie nous permet ici de distinguer 4 échantillons tortoniens et 11 du Pliocène supérieur-Pléistocène.

L'échantillon BC0539 est le plus ancien des laves de la série tortonienne (période comprise entre 11,2 Ma et 7,1 Ma), et a été prélevé à 369 m d'altitude, entre la Sierra El Principio et la Sierra Cinta de La Cantera (Agua de Higuera). Ce basalte (48,20 % en silice) à olivine, et clinopyroxène a été extrait d'une coulée débitée en lauzes. L'analyse chronologique donne un âge de $10,93 \pm 0,34$ Ma.

L'échantillon (BC0538) est également situé dans la zone de transition entre Jaraguay et San Borja, mais je l'ai classé dans le groupe des roches de San Borja. Il a été prélevé à 660 m d'altitude sur une colline en bord de route aux environs d'El Crucero. Cette andésite basaltique (55,60 % en silice) à olivine et amphibole provient de la base d'une coulée débitée en lauzes. Elle a été datée à $10,80 \pm 0,29$ Ma.

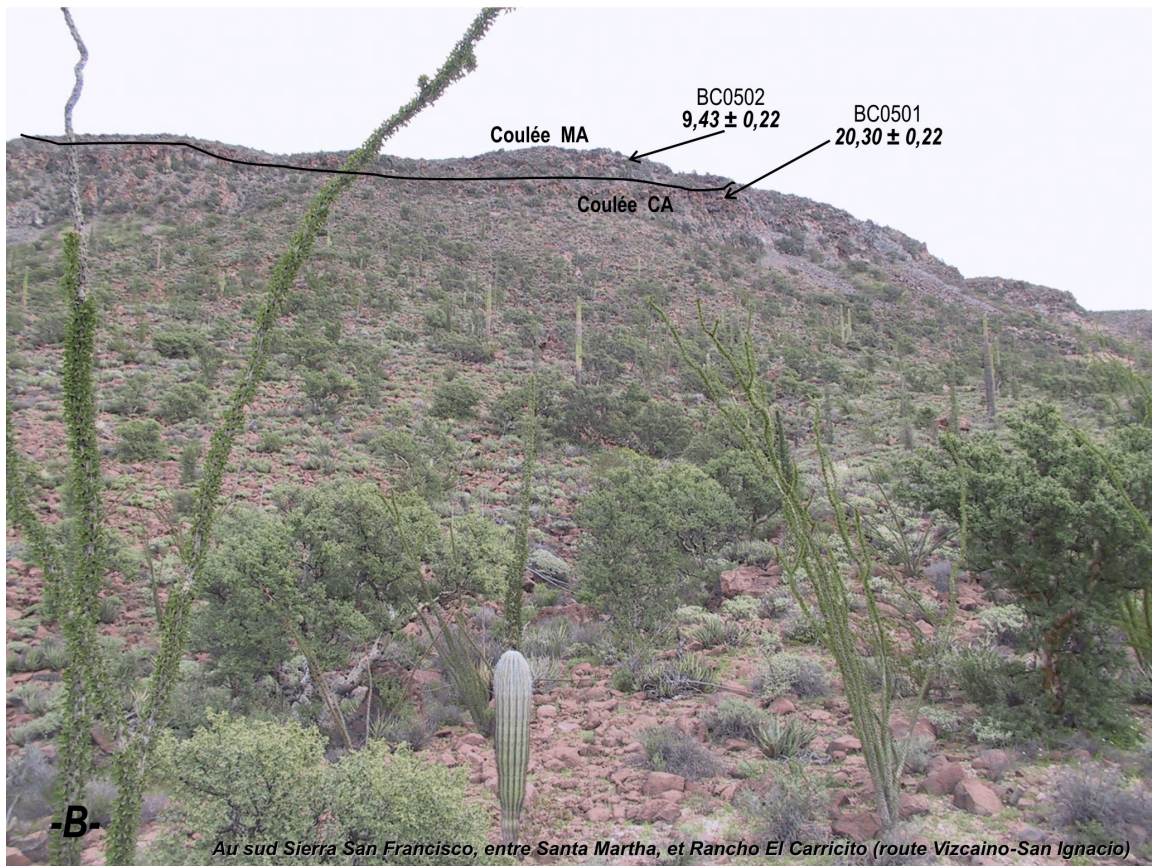


Figure 2.7. Photos des affleurements des échantillons étudiés en Basse Californie.

Au nord de Rosarito, nous avons prélevé l'échantillon BC0546, à 158 m d'altitude, dans l'épaisse coulée d'un grand plateau. Cette andésite basaltique (53,5 % en silice) à olivine, pyroxène et amphibole a été datée deux fois. Les deux analyses chronologiques donnent : $10,80 \pm 0,26$ Ma et $10,77 \pm 0,26$ Ma, que nous avons considéré comme des âges possibles et la moyenne ($10,78 \pm 0,26$ Ma) entre les deux comme l'âge probable.

BC0547 a été prélevé à 180 m d'altitude sur la piste qui part de la piste vers Mision San Borja. Cet échantillon provient d'une coulée épaisse débitée en lauzes. Cette andésite basaltique (53,20 % en silice) datée à $8,12 \pm 0,22$ Ma est une roche porphyrique à phénocristaux d'olivine et de plagioclase.

Contrairement à ce que nous avons observé dans la région de Jaraguay, nous n'avons pas trouvé de bajaites messiniennes dans la région de San Borja. Le reste de nos bajaites se rapportent donc au Pliocène supérieur-Pléistocène. La seule bajaita (BC9721) rapportée par Aguillón-Robles (2002), donne un âge du Pliocène inférieur ($3,71 \pm 0,10$ Ma). Cet échantillon a été prélevé en 1997 au sud de Cerro Diablo près de Mision San Borja. Ce basalte (51,00 % en silice) a été daté en deux occasions par cet auteur, qui a obtenu : $3,73 \pm 0,09$ Ma et $3,70 \pm 0,10$ Ma comme des âges possibles et $3,71 \pm 0,10$ Ma comme l'âge moyen le plus probable.

BC0549 est l'échantillon le plus ancien du Pliocène supérieur-Pléistocène ; il a été pris à 135 m d'altitude sur une petite colline à 500 m à l'ouest de Rosarito. Ce basalte (50,90 % en silice) à olivine a été daté à $3,46 \pm 0,10$ Ma.

Sur la piste qui part de la route 1 vers Mision San Borja, nous avons échantillonné BC0548, un basalte (50,70 % en silice) riche en olivine iddingsitisée, prélevé à 130 m d'altitude et daté à $3,36 \pm 0,12$ Ma.

Six échantillons rapportés par Aguillón-Robles (2002), et prélevés sur la même piste menant vers la Mission San Borja, le village de San Borja même et San Gregorio, viennent compléter une certaine gamme d'âges qui nous manquait. Ces échantillons basaltiques BC9718 ($3,31 \pm 0,11$ Ma), BC9717 ($3,01 \pm 0,13$ Ma), BC9722 ($2,95 \pm 0,11$ Ma), BC0523 ($2,91 \pm 0,08$ Ma), BC9719 ($2,83 \pm 0,12$ Ma) et BC9720 ($2,81 \pm 0,08$ Ma) varient en teneur de silice de 45,00 % à 51,30 %.

Enfin, deux coulées visqueuses à surface de type « malpais » ont été prélevées non loin du Rancho Garcia : BC0544 et BC0545. Ces deux bajaites à composition d'andésite et d'andésite basaltique (56,50 % et 55,00 % en silice respectivement) présentent de rares phénocristaux d'olivine, et par contre le plagioclase y est courant. Ces roches ont été prélevées respectivement à 42 m et 92 m d'altitude. L'échantillon BC0544 fait l'objet de deux datations

indépendantes qui ont donné des âges de $1,98 \pm 0,21$ Ma et $1,99 \pm 0,25$ Ma. Quant à l'échantillon BC0545, il a été daté à $1,67 \pm 0,80$ Ma.

4. VIZCAINO (VIZ)

Pour la réalisation de ce travail, nous avons convenu de considérer cet endroit séparément et de s'y référer comme au champ volcanique de Vizcaino. Cela est né de la nécessité d'élargir notre zone d'échantillonnage, puisque nous n'y avons prélevé que quatre échantillons : deux dans la Sierra San Francisco (BC0501, BC0502), un aux environs du village de Vizcaino (BC0550) et un autre au km 98 de la route 1 de Guerrero Negro à Santa Rosalia (BC0551). Ainsi, dans la région de Vizcaino, il y a des champs volcaniques bien délimités (San Ignacio, Santa Rosalia, Tres Virgenes) et déjà analysés tant par la géochimie que l'âge K-Ar par Benoit et al. (2002), Aguillón-Robles (2002) et Conly et al. (2005), mais aucun d'entre eux ne fait en particulier l'objet de ce travail.

4.1. Géologie et chronologie de Vizcaino

La région de Vizcaino est située entre les parallèles $27^{\circ}15'$ et $28^{\circ}00'$ dans la portion centrale de la péninsule de Basse Californie (Figure 1.1). Nous avons évalué une surface d'à peu près 15000 km^2 . Elle est limitée au nord par la région de San Borja, au sud par le champ volcanique de Santa Clara, au sud-est par la séquence tholéiitique de San Ignacio-San Juanico-La Purisima, tout comme par une partie de l'arc de Comondu, à l'ouest par l'océan Pacifique (l'île Cedros, la baie de Sebastian Vizcaino et la baie d'Asunción), et à l'est par le Golfe de Californie (l'île San Marcos et l'île Tortuga). Du point de vue géologique nous trouvons dans la région de Vizcaino quelques zones bien étudiées telles que la péninsule de Vizcaino (Ortlieb, 1979 ; Rangin et al., 1983 ; Kimbrough et Moore, 2003), le champ volcanique de San Ignacio (Rojas-Beltran, 1999 ; Aguillón-Robles, 2002 ; Benoit et al., 2002), le complexe volcanique La Reforma-El Aguajito-Tres Virgenes (Demant, 1984 ; Garduño Monroy et al., 1993) et le champ volcanique de Santa Rosalia (Conly et al., 2005).

Les travaux des auteurs mentionnés ci-dessus démontrent que les roches qui affleurent dans cette région se sont mises en place du Mésozoïque (pour les plus anciennes) au Quaternaire. Le Mésozoïque est entièrement dominé par une séquence de roches volcaniques de type arc insulaire (Gastil et al., 1975) et par des roches carbonatées. La séquence de roches volcaniques et les calcaires ont été métamorphisés lors de la mise en place de roches plutoniques pendant le Crétacé. Ce phénomène a hydrothermalisé différents secteurs, comme les schistes aurifères de la mine Columbia (Gastil et al., 1975). Les roches sédimentaires du

Cénozoïque sont à la base de type clastique (d'origine marine et continentale), contrairement à ces roches sédimentaires de la fin du Tertiaire, qui sont chimiques, clastiques et même volcano-sédimentaires. Le Quaternaire est représenté par les roches volcaniques et par les dépôts non consolidés.

Les roches crétacées de Vizcaino ressemblent à celles de Jaraguay et de San Borja ; de ce fait, le groupe granite-granodiorite affleure aussi dans cette région. Les principaux affleurements sont visibles dans la péninsule de Vizcaino où ils se manifestent sous forme de batholites et de dykes. Contrairement aux régions de Jaraguay et de San Borja, nous trouvons dans celle de Vizcaino des gabbros à olivine. Ces gabbros présentent des textures holocristallines et équi-granulaires. Sur le terrain, les gabbros sont de couleur grise et noire, sous-jacents aux sédiments paléocènes qui les recouvrent en discordance.

Dans la Sierra de Vizcaino, nous pouvons observer une série volcanique en alternance avec quelques roches volcano-sédimentaires crétacées. Ce complexe montre un métamorphisme de bas degré, à faciès de schistes verts à chlorite. Les andésites de cette série volcanique montrent des textures holocristallines porphyriques. Les tufs et les roches volcano-sédimentaires montrent des textures qui pourraient indiquer un dépôt subaérien.

Les affleurements des bajaites semblent très dispersés dans la région, notamment entre Guerrero Negro et San Ignacio, contrairement à ce que nous pouvons observer dans la de Sierra San Francisco où la grande majorité de la chaîne de montagnes est constituée de ces roches. Les affleurements de Sierra San Francisco montrent des bajaites de composition basaltique, andésitique basaltique et andésitique. Les coulées de lave de la série bajaitique montrent des textures holocristallines, en général porphyriques. Normalement, la série bajaitique recouvre en discordance toutes les unités sous-jacentes. Dans la Sierra San Francisco les bajaites forment une topographie très accidentée, mais en périphérie de la sierra, elles constituent de petits plateaux, qui sont couronnés par des cônes ou centres d'émission. Cependant, une majorité de la région étudiée est occupée par le désert de Vizcaino. Ce désert est constitué de matériaux sédimentaires, de conglomérats, d'arénites, de sols (matériaux alluviaux, et dépôts littoraux), de dépôts lacustres (notamment à la périphérie de la Lagune Ojo de Liebre), enfin de dépôts éoliens et de dépôts récents.

4.2. Les échantillons prélevés des laves calco-alkalines

Au cours de ce travail nous n'avons réussi à prélever qu'un seul échantillon (BC0501) de composition calco-alkaline dans la région de Vizcaino, dans la partie Sud de Sierra San Francisco, entre le village de Santa Martha et Rancho El Carricito. Cette roche andésitique (57,80 % en silice) à amphiboles et plagioclases est sous-jacente à l'andésite magnésienne BC0502 (Figure 2.7). L'analyse isotopique K-Ar révèle un âge de $20,30 \pm 0,52$ Ma, lui octroyant ainsi le statut de l'échantillon le plus ancien de composition calco-alkaline trouvé au cours de cette étude.

4.3. Les échantillons prélevés de la séquence des andésites magnésiennes ou « bajaites »

Même si Vizcaino est une vaste région, nous n'y avons prélevé que trois roches bajaitiques, dont deux (BC0551 et BC0502) appartiennent à l'étage Tortonien (période comprise entre 11,2 Ma et 7,1 Ma) et une seule (BC0550) à l'étage Messinien (période comprise entre 7,1 Ma et 5,3 Ma).

Au niveau du km 98 de la route 1, en allant de Guerrero Negro à Santa Rosalia nous avons prélevé BC0551 à 144 m d'altitude, sur un plateau, précisément au carrefour entre cette route et la piste vers Punta Abreojos. Cette andésite (56,20 % en silice) de couleur grise à phénocristaux d'olivine a été datée à $11,13 \pm 0,36$ Ma. Cependant cet âge est la moyenne entre deux mesures ($11,10 \pm 0,36$ Ma et $11,16 \pm 0,34$ Ma).

En ce qui concerne BC0502, il a été prélevé dans la partie Sud de Sierra San Francisco, entre le village de Santa Martha et Rancho El Carricito. Cette roche à composition d'andésite basaltique (55,50 % en silice) montre de beaux phénocristaux d'amphibole et occasionnellement de plagioclase. Sur le terrain, cet échantillon repose directement sur les coulées de lave calco-alkalines (Figure 2.7B). Son âge estimé est de $9,43 \pm 0,22$ Ma, même si nous avons fait deux datations, et avons considéré la moyenne (entre $9,37 \pm 0,22$ Ma et $9,50 \pm 0,23$ Ma) comme l'âge le plus probable. C'est là un des très rares endroits où nous avons vu les bajaites reposer directement sur les laves de l'arc de Comondu (Figure 2.7B).

Aux alentours du village de Vizcaino nous avons pris BC0550 à 126 m d'altitude, sur un plateau situé à environ 5 km au nord du village. Cette roche à composition d'andésite basaltique (54,80 % en silice) de couleur grise à phénocristaux d'olivine et de plagioclase a été datée à $6,79 \pm 0,22$ Ma. Pourtant deux datations ont été effectuées ($6,92 \pm 0,21$ Ma et $6,66 \pm 0,22$ Ma) desquelles la moyenne est conservée comme l'âge le plus probable.

5. LE GOLFE DE CALIFORNIE (GDC) : L'ÎLE SAN ESTEBAN

Le Golfe de Californie est une région très étendue (Figure 1.1), c'est pourquoi il serait impossible de suivre la même procédure que pour les autres régions, étant donné que chaque île présente des caractéristiques très particulières. En conséquence, nous allons nous concentrer ici sur l'île de San Esteban, une toute petite île de 43 km², située dans la partie centrale du golfe de Californie (28° 41' 50'' N et 112° 34' 2'' W), sur la marge Sud-Est du bassin « pull-apart » fossile Sud-Tiburón (Figures 1.1 et 1.2). Mais j'aborderai, développerai et détaillerai ce sujet dans le chapitre 5.

5.1 Topolobampo

Durant notre mission de 2006, nous avons pris le bateau dans une ville appelée Topolobampo, afin de traverser le Golfe de Californie en direction de La Paz (Figure 1.1), contrairement à l'année 2005, pendant laquelle nous l'avions traversé à partir de la ville de Guaymas. Nous en avons donc profité pour prélever deux échantillons non loin de Topolobampo, lesquels ont donné une signature calco-alcaline similaire à celle des laves de l'arc de Comodu. J'ai classé ces deux échantillons dans la région du Golfe de Californie, et j'en ferai par la suite une brève description.

Ces deux échantillons ont été prélevés au même endroit, au km 5 de la route Los Mochis-Topolobampo, dans des coulées superposées. BC0600 est une roche de composition dacitique (63,40 % de silice) à phénocristaux d'amphibole et de plagioclase. Cet échantillon provient de la coulée sommitale d'une colline, et sa datation K-Ar révèle un âge de $12,80 \pm 0,30$ Ma.

Par contre BC0600A provient d'une coulée vitreuse sous-jacente à la précédente. Sa composition est à la limite andésite-dacite (63,00 % en silice). Elle a été datée en $11,59 \pm 0,37$ Ma. De ce fait, si l'on observe la composition chimique de ces deux roches et les résultats chronologiques, il est très probable que ces roches fassent partie de l'arc de Comodu (Figure 2.6), comme à cette époque il était en pleine activité et la Basse Californie était rattachée au continent.

6. RELATION SPATIO-TEMPORELLE ET GEOCHIMIQUE DES LAVES ETUDIÉES

6.1. Les trachybasaltes alcalins

En suivant les observations de terrain et les résultats obtenus à partir des datations, on peut montrer les relations entre les laves mises en place dans la région de San Carlos.

Ces laves ont été mises en place dans une paléodépression, que l'on peut observer du côté nord-ouest du plateau San Carlos, ainsi que du côté nord-ouest de La Mesa (Figure 2.2B). Cependant, les coulées de La Mesa reposent sur les blocs déjà basculés, contrairement au côté ouest de la Mesa San Carlos (Figures 2.2A et B) où l'on ne constate pas de témoins de ces laves sur les plateaux inférieurs, ni de basculement. Ce phénomène peut être relié à l'emplacement des centres d'émission et à la direction de l'écoulement des laves. Même si nous n'avons pas réalisé de travaux de géologie structurale détaillés des directions d'écoulement, les images satellitaires et les observations de terrain nous laissent penser que la direction préférentielle du flux de ces laves était le nord et le nord-est, ce qui peut expliquer l'absence de ces coulées de lave sur les petits plateaux du côté Ouest du plateau San Carlos, à moins qu'il ne s'agisse de glissements de terrain sur les sédiments tertiaires.

Il est certain que la première mise en place de trachybasaltes alcalins a eu lieu sur le plateau Santa Catarina, il y a près de 9,38 Ma, (la géochimie et la nature des sources des trachybasaltes alcalins seront traitées plus en détail dans le chapitre 4) lors de l'arrivée de laves contenant environ 48,60 % de silice, plus enrichies en TiO_2 (3,86 %) que les laves des plateaux San Carlos et La Mesa (Figure 2.2C). Elles sont aussi les plus pauvres en MgO (5,62 %), en K_2O (1,33 %) et Nb (48 ppm) (Tableau 2.7). Il est probable que cette éruption ait été très abondante car il existe un grand nombre de centres d'émission ; de plus, ce plateau est le plus étendu de tous ceux de la zone. Remarquons ici l'existence des deux datations sur cet échantillon, dont résulte la suivante : $9,38 \pm 0,31$ Ma issue de la moyenne entre $9,60 \pm 0,31$ Ma et $9,15 \pm 0,31$ Ma. On considère donc 9,60 Ma et 9,15 Ma comme des âges possibles, et la moyenne comme l'âge probable.

Vers 8,7 Ma, la deuxième mise en place des trachybasaltes alcalins s'est déroulée cette fois-ci sur le plateau San Carlos, mettant en place des laves ayant des teneurs semblables à celles de Santa Catarina en silice (48,20 %), mais distinctes en MgO, K_2O , et Nb (teneurs supérieures, Tableau 2.7), et inférieures en TiO_2 , et CaO. Cet échantillon a été daté deux fois ($8,92 \pm 0,36$ Ma et $8,54 \pm 0,36$ Ma ; Tableau 2.11), nous considérons de nouveau que l'âge le plus probable est la moyenne entre les deux datations.

Puis, entre 7,8 Ma et 7,5 Ma, s'est produite la troisième éruption, non seulement sur le plateau San Carlos, mais également sur La Mesa. A l'exception de l'échantillon BC0606 qui est le plus pauvre en silice, la géochimie des laves de ces deux endroits coïncide (Tableau 2.7). Dans ce groupe, on trouve l'échantillon BC0517 qui a été daté deux fois ($7,58 \pm 0,22$ Ma et $7,48 \pm 0,21$ Ma) et on retiendra la moyenne ($7,53 \pm 0,22$ Ma) comme l'âge probable. Finalement, une quatrième éruption apparaît vers 7,0 Ma, à nouveau sur le plateau San Carlos,

et donne lieu à la plus basique des laves des trachybasaltes alcalins (45,40 % en silice) mises en place dans cette région.

Si nous considérons les incertitudes des âges mesurés (Figure 2.2C), les deux premières émissions de lave ont eu lieu l'une après l'autre avec un intervalle de temps très court, il y a 9 Ma. Puis, la troisième et quatrième émission ont été exprimées dans une période de temps comprise entre 7,8 Ma et 7,0 Ma. Donc, la seule véritable interruption des éruptions volcaniques du Miocène supérieur en San Carlos s'est passée (d'après nos travaux) entre 8,7 Ma et 7,8 Ma pendant plus ou moins un million d'années.

Après avoir repéré pour la première fois ces affleurements, nous avons cru que les plateaux de San Carlos étaient des coulées tholéitiques étant donné leur ressemblance avec les laves de basalte-andésite tholéitiques de la Formation Esperanza (Sawlan et Smith, 1984 ; Rojas-Beltrán, 1999 ; Benoit et al., 2002). Cependant les résultats géochimiques ont réfuté cette hypothèse. En dépit de ce contraste, nous avons établi par la suite une association spatio-temporelle entre les trachybasaltes alcalins et les coulées tholéitiques. Pour proposer cette association nous sommes partis du principe que la diversité du volcanisme en Basse Californie est la conséquence de la contribution de différentes sources (Benoit et al., 2002). Ainsi les trachybasaltes alcalins et les laves tholéitiques sont isochrones (Miocène supérieur), les premiers concernant la région Nord de Basse Californie, et les deuxièmes la portion Centre-Sud de la péninsule. On a déduit qu'ils étaient le résultat de la remontée d'un flux de chaleur, en provenance des profondeurs du manteau asthénosphérique. Cette remontée est attribuée à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique (Benoit et al., 2002) ou à un processus de déchirure dans la plaque plongeante (Pallares et., al 2007).

6.2. Les laves calco-alcalines

La chronologie des laves calco-alcalines de Jaraguay, effectuée lors de ce travail, montre une diversité d'émissions volcaniques de cette nature, au moins durant une période de 13 Ma. Cela vient corroborer une fois de plus le concept de l'existence d'un volcanisme calco-alcalin attribué à l'arc de Comondu (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Thorkelson et Taylor, 1989 ; Martin et al., 2000 ; Umhofer et al., 2001). Cependant, nous considérons que l'arc de Comondu s'est arrêté de fonctionner il y a 12,5 Ma (Stock and Hodges, 1989; Martín et al., 2000), en raison de la fin de la subduction. Malgré cela, l'activité calco-alcaline a persisté jusqu'à la fin du Miocène (BC0530 : $7,30 \pm 0,40$ Ma), et s'est poursuivie jusqu'au Pliocène en divers lieux de la péninsule (Caldeira La Reforma, Demant, 1984 ; Cerro

Mencenares, Bigioggero et al., 1995 ;Volcan Tres Virgenes, Capra et al., 1998) et du Golfe de Californie (l'île San Esteban, Desonie, 1992; Calmus et al., soumis au BGSF).

Le volcanisme calco-alcalin (de basaltique à rhyolitique) dans la région Jaraguay a été étudié par Rogers et al. (1985), Saunders et al. (1989), Rogers et Saunders (1997), il a été interprété comme la conséquence de l'activité liée à la subduction de la plaque Farallon. Cette subduction a été aussi considérée éteinte par ces auteurs vers 12,5 Ma. Cependant d'après nos résultats, nous pouvons considérer que cette activité se manifestée jusqu'à 7,3 Ma (Pallares et al., 2007). Cette dernière activité recensée ne peut pas être reliée à la subduction de la plaque Farallon.

Les plus anciennes laves calco-alkalines ($20,06 \pm 0,51$ Ma et $18,35 \pm 0,47$ Ma), prélevées dans la localité de Cataviña, appartiennent à un premier épisode qui s'est manifesté à Jaraguay (Figure 2.8). Même si ces deux roches sont un basalte (BC0503) et une andésite basaltique (BC05105), le comportement des éléments majeurs et en trace est presque homogène, sauf la silice qui change légèrement (Tableau 2.4). L'âge de ces roches est rapporté au Burdigalien (période comprise entre 20,5 Ma et 16,4 Ma, ou Miocène inférieur). Elles appartiennent incontestablement à l'arc de Comodu et traduisent son plein dynamisme.

Le deuxième épisode, au cours du Miocène moyen (entre 16,3 Ma et 14,0 Ma ; Figure 2.8), a donné lieu à une émission plus potassique (K_2O de 1,6 à 1,8 %) qui fait son apparition dans le Cerro Aguantozo, au nord de Cataviña (Aguillón-Robles, 2002). Plus tard, à la fin du Miocène moyen (Serravallien, période compris entre 14,8 Ma et 11.2 Ma), dans la localité de Jaraguay-Chapala, deux émissions contrastées apparaissent : l'une, fortement potassique (4,5 %), vers 12,5 Ma, et l'autre, moins potassique (0,88 %), autour de 12, 2 Ma. Ces deux données coïncident avec la fin de la subduction, estimée il y a 12,5 Ma (Stock and Hodges, 1989; Martín et al., 2000). Ces arguments sont cohérents avec la figure 1 d'Umhofer et al. (2001), où la région de Jaraguay est affectée par le volcanisme calco-alcalin, essentiellement dans la partie Nord-Est, parce que nous ne sommes pas parvenus à en trouver des échantillons dans le Sud-Ouest.

Enfin, au début du Miocène supérieur (Tortonien, période compris entre 11,2 Ma et 7,1 Ma ; Figure 2.8), la localité de Jaraguay-Chapala, à côté de Cerro Prieto (Figure 2.3), est encore le siège de la mise en place du volcanisme calco-alcalin, le plus récent que nous avons trouvé. Cependant, il me semble préférable de considérer cette émission du Tortonien comme un cas quelque peu isolé, étant donnée la taille de la région de Jaraguay ; qui plus est, nous avons prélevé ces échantillons à 2,5 et 3 km de distance l'un de l'autre ; et surtout, je n'ai pas les

arguments nécessaires pour lier directement cette émission à l'arc de Comondu, comme dans le cas des émissions du Burdigalien, et du Miocène moyen, où c'est plus évident.

Si l'on tient compte les résultats des datations des échantillons rapportées par Aguillón-Robles (2002), un épisode volcanique calco-alcalin a eu lieu pendant le Burdigalien (période comprise entre 20,5 Ma et 16,4 Ma, ou Miocène inférieur) à San Borja tout autant qu'à Jaraguay et Vizcaino. Cela nous amène à constater une fois de plus l'activité de l'arc de Comondu à cette période. Contrairement à ce qui s'est passé à Jaraguay, le volcanisme calco-alcalin de l'arc de Comondu a été plus actif pendant le Miocène moyen dans la région de San Borja. A cette même époque, on observe la mise en place d'un volcanisme similaire dans la région de Topolobampo (GDC), sur l'actuel territoire mexicain qui n'était pas séparé de la péninsule à cette période. Nous pouvons constater d'autre part qu'il existe aussi une activité calco-alcaline tortonienne isochrone à celle de Jaraguay, et qui s'arrête autour de 7,50 Ma (Figure 2.8).

Le seul échantillon de composition calco-alcaline de la région de Vizcaino rend compte et réaffirme la présence de l'activité volcanique de l'arc de Comondu entre 28,00 Ma et 12,00 Ma (Figure 2.8).

6.3. Les andesites magnésiennes et les adakites

Les résultats chronologiques acquis lors de ce travail permettent de distinguer trois périodes majeurs d'activité bajaitique (Tortonien, Messinien et Pliocène inférieur ; Figure 2.6) dispersées en Jaraguay. Le Tortonien est surtout plus marqué dans le Sud et le Sud-Est, et constituent les Plateaux Agua Amarga, Las Lagunitas et La Pinta, tandis que les bajaites du Messinien et du Pliocène supérieur n'ont pas montré d'endroit géographique précis pour leur mise en place. En ce qui concerne le dyke d'adakite retrouvé à Jaraguay (rapporté pour première fois dans nos travaux), il est mis en place à proximité de Cerro Coyote. L'âge de sa mise en place (entre $9,68 \pm 0,40$ Ma et $9,40 \pm 0,33$ Ma) se rapporte au Tortonien. Cet indice montre que ce dyke d'adakite est apparu à Jaraguay lors de la transition entre la fin de la mise en place du volcanisme calco-alcalin et le début de la mise en place de la séquence bajaitique. La mise en place de l'adakite de Jaraguay est synchrone de celles de Santa Clara et Santa Rosalia (mises en place entre 12,50 Ma et 8,20 Ma ; Aguillón-Robles et al., 2001 ; Conly et al., 2005). Lors de ce travail, l'échantillonnage mené à Jaraguay ne nous a pas permis

d'identifier d'autres affleurements d'adakites, ni des basaltes enrichis en Nb (en nul autre lieu qu'à Santa Clara).

Les bajaites de la région de San Borja offrent une grande ressemblance, dans leurs compositions chimiques, avec celles de Jaraguay, et les âges de certaines périodes d'émission coïncident (Figure 2.8). Nous avons utilisé un classement géochronologique identique à Jaraguay. Cependant, nous avons repéré dans ce secteur des émissions volcaniques du Tortonien et du Pliocène supérieur-Pléistocène, tout en remarquant l'absence d'émissions messiniennes et du Pliocène inférieur à Jaraguay (Figure 2.8).

L'activité tortonienne, plutôt dispersée, n'a pas été observée dans un seul secteur géographique à l'intérieur du champ volcanique de San Borja. De ce fait, une série de mises en place de coulées a eu lieu entre Sierra El Principio et Sierra Cinta de La Cantera (Agua de Higuera), à El Crucero (zone de transition entre Jaraguay et San Borja) et au nord de Rosarito autour de 11 Ma. Il n'existe pas non plus d'arguments spatiaux permettant d'associer les événements tortoniens entre Jaraguay et San Borja. Par contre, le volcanisme du Pliocène supérieur-Pléistocène a été repéré dans deux endroits : aux environs de Rosarito (partie Sud-Ouest de la région) et sur la piste vers la Mision San Borja à côté de San Borja, Santa Ana et San Ignacito. Il existe également un cas isolé au sud de San Gregorio. Les émissions des andésites magnésiennes de cette période (Pliocène supérieur-Pléistocène) peuvent être corrélées avec les andésites magnésiennes récentes à 1,80 Ma de La Purisima (Bellon et al., 2006). Ce dernier point peut donc permettre de postuler une possible évolution spatio-temporelle en direction NW-SE, mais plus au nord (Jaraguay) nous n'avons pas trouvé d'indices de la mise en place de bajaites de cet âge. Pourtant, cela ne veut pas dire que ce volcanisme ait été absent dans cette région.

Le cas de Vizcaino est un peu particulier, puisque nous avons collecté trois échantillons de signature bajaitique. Ces trois roches montrent deux périodes d'émissions (tortonienne et messinienne ; Figure 2.8) selon la classification utilisée et adaptée dans ce travail. Ainsi, la plus ancienne andésite magnésienne trouvée lors de ce travail a été mise en place dans cette région vers 11,00 Ma. Une deuxième mise en place a eu lieu vers 9,50 Ma dans la Sierra San Francisco (Figure 2.7B). Enfin l'émission messinienne s'est produite autour de 6,80 Ma (Figure 2.8). Le fait d'expliquer certaines choses en suivant une logique n'est pas applicable à cent pour cent, puisque si une telle évolution se poursuivait vers le sud, le plus logique serait d'y trouver des andésites magnésiennes du Pliocène supérieur-Pléistocène tout comme à San

Borja et La Purisima. Ce n'est cependant pas le cas, ou en tout cas, notre échantillonnage ne nous permet pas de confirmer cette hypothèse.

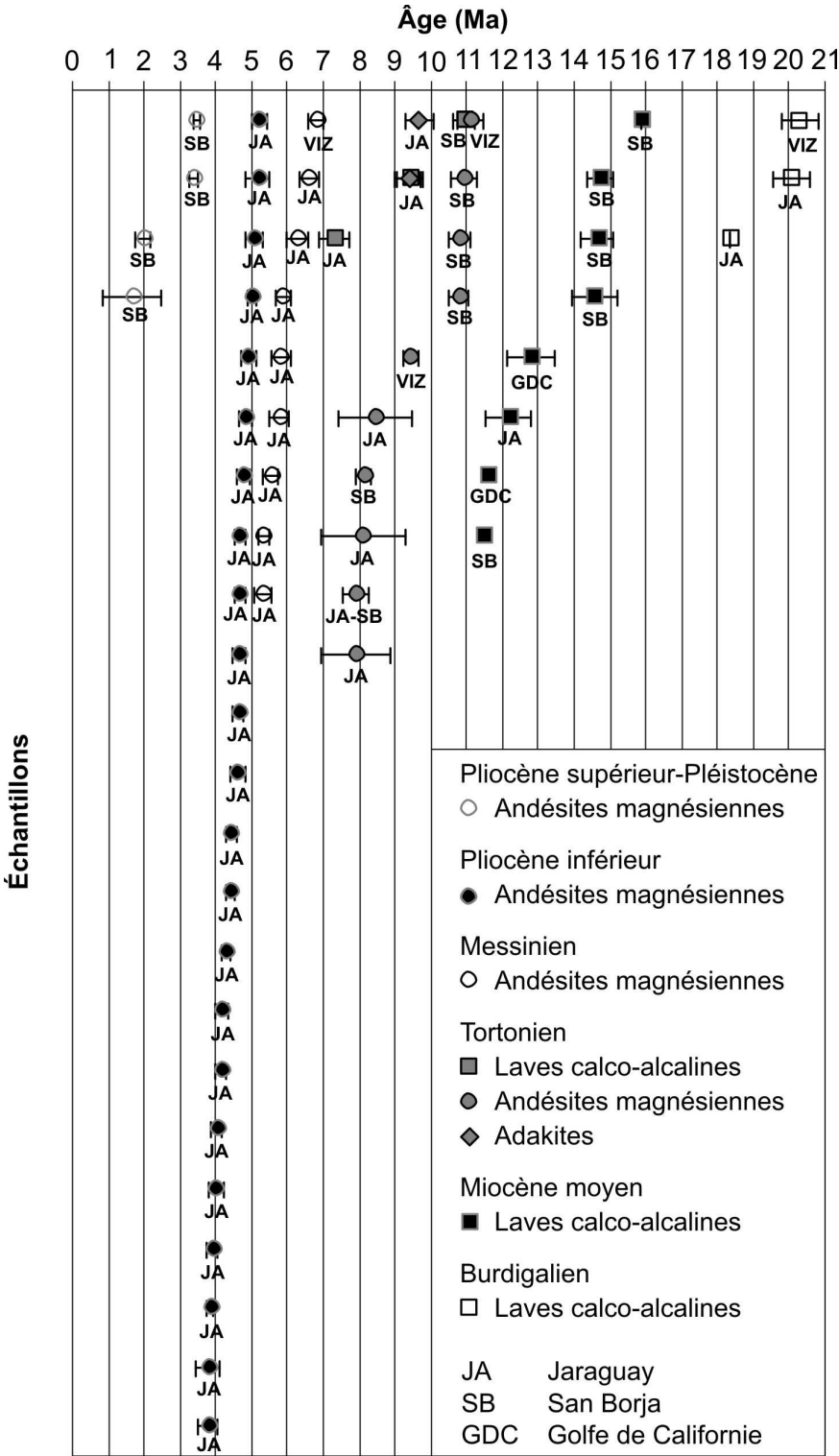


Figure 2.8. Représentation spatio-temporelle des laves de Basse Californie.

7. QUELQUES ASPECTS GEOCHIMIQUES DES ANDESITES MAGNESIENNES, DES ADAKITES ET LAVES ASSOCIEES ET DES LAVES CALCO-ALCALINES

La présence des andésites magnésiennes a été signalée pour la première fois en Basse Californie par Rogers et al., (1985), puis par Saunders et al., (1987). Pour les auteurs précédents, ces roches constituaient la "suite alcaline", proposée par Sawlan et Smith (1984), et qui aurait, pour ces auteurs, accompagné l'évolution du rift et l'ouverture du Golfe. Rogers et al., (1985) et Saunders et al., (1987) ont décidé de nommer ces andésites magnésiennes "bajaites", et ont interprété la fusion de péridotites du manteau métasomaté par des liquides provenant de la fusion de la croûte océanique jeune subductée ou d'une dorsale active subductée, comme le phénomène responsable de la géochimie inhabituelle de ces roches. Ensuite, ces mêmes auteurs (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1989; Rogers et Saunders, 1997) ont déterminé une composition chimique particulière pour caractériser ces bajaites : $\text{SiO}_2 < 57\%$; MgO autour de 8%, faible rapport Fe/Mg et rapport Na/K élevé, Sr > 1000 ppm, faible teneur en Rb et rapport K/Rb élevé. Cependant, Calmus et al. (2003) ont élargi les paramètres des auteurs précédents ($\text{SiO}_2 = 50\%$ à 58% , hautes teneurs en MgO, des rapports FeO^*/MgO inférieurs à 1,5, fort fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères, appauvrissement en terres rares lourdes et Y, teneurs en Sr entre 1000 et 3000 ppm et teneurs en Ba très élevées pouvant atteindre 2300 ppm. Malgré cela, l'origine des andésites magnésiennes continue, aujourd'hui encore, de susciter le débat. De ce fait, nous allons proposer au cours de ce travail de nouvelles hypothèses sur l'origine de ces roches, étudiées dans le chapitre 5. La séquence des andésites magnésiennes représente un groupe volcanique largement répandu dans toute la péninsule. Leurs âges vont du Miocène supérieur à l'Holocène (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987; Aguillón-Robles, 2002; Bellon et al., 2006).

Les adakites ont été signalées pour la première fois en Basse Californie par Aguillón-Robles et al. (2001), dans le champ volcanique de Santa Clara. Ce sont des roches magmatiques avec un pourcentage en SiO_2 compris entre 56 et 70% et une faible concentration en Y et en terres rares lourdes : Y < 10 ppm et Yb < 1 ppm (Defant et Drummond, 1990). Cependant, une classification plus récente proposée par Martin et al. (2005) considère deux types d'adakites, en fonction de la teneur en silice : les « *low silica adakites* » ($\text{SiO}_2 < 60,00\%$) et les « *high silica adakites* » ($\text{SiO}_2 > 60,00\%$). Ces roches se rencontrent dans les arcs volcaniques, et sont souvent considérées comme dérivant de la fusion d'une croûte océanique subductée (encore chaude). Cette croûte est métamorphosée dans le faciès éclogite ou amphibolite à grenat. Le grenat concentre les terres rares lourdes et l'Y. La composition isotopique de Nd

des adakites indique une signature de type MORB. Souvent, les roches adakitiques sont associées à des basaltes enrichis en Nb (tel est le cas à Santa Clara en Basse Californie ; Aguillón-Robles et al., 2001). Ces basaltes sont probablement le résultat de la fusion des péridotites métasomatisées par les liquides adakitiques, dans le coin mantellique, à une profondeur qui varie entre 70 et 100 km (Sajona et al., 1996). Les associations entre les roches adakitiques et les NEB ont été rapportées par divers auteurs dans plusieurs zones de subduction active (Defant et Drummond, 1990 ; Defant et al., 1992 ; Sajona et al., 1996 ; Kepezhinskis et al., 1996). Suite aux analyses géochimiques réalisées par Aguillón-Robles et al. (2001), ces auteurs concluent que les dacites de Basse Californie ont des caractéristiques adakitiques, selon la terminologie établie par Defant et Drummond en 1990. Les spectres dans les diagrammes multiélémentaires d'Aguillón-Robles et al. (2001), montrent un fort fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères ainsi que des anomalies négatives en Nb et positives en Sr, par rapport aux éléments voisins. De la même façon, les basaltes associés sont sursaturés en silice et sodiques, différents des basaltes d'arc par leurs fortes teneurs en Nb et TiO_2 (Basaltes enrichis en Nb ou NEB). Dans les diagrammes multiélémentaires, ces NEB présentent également de légères anomalies positives en Ti et Sr. Leurs caractéristiques géochimiques sont proches de celles des basaltes enrichis en Nb de Philippines, présentées par Sajona et al. (1996).

A différence des andésites magnésiennes de Basse Californie, les laves calco-alkalines et les adakites sont plus pauvres en K_2O et Na_2O , et souvent en TiO_2 . De plus elles sont sursaturées en silice et dans les diagrammes K_2O en fonction de SiO_2 (non exposés dans ce chapitre) elles sont rapportées dans le champ ou près du champ des séries calco-alkalines modérément potassiques.

Quant aux éléments incompatibles, les laves calco-alkalines montrent certaines similitudes avec les andésites magnésiennes, tels que leurs enrichissements en LILE (large ion lithophile elements) et HFSE (high field strength elements), leurs anomalies négatives en Nb (observées dans les diagrammes multiéléments). Le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif, où nous avons utilisé les données obtenues par ICP-AES et les données obtenues par ICP-MS (Figure 2.9), en plus des caractéristiques typiques des bajaites discutées ci-dessus, les andésites magnésiennes étudiées montrent des enrichissements (anomalies positives) en U, K, Pb et Nd et des anomalies négatives en Rb. Toutes ces caractéristiques géochimiques ne sont pas spécifiques d'un type de roche ni d'un seul endroit géographique car on les observe pour les échantillons des diverses régions étudiées, d'âge différent et de teneurs variables en SiO_2 . Nous tenterons de déterminer leur(s) origine(s) en Chapitre 4.

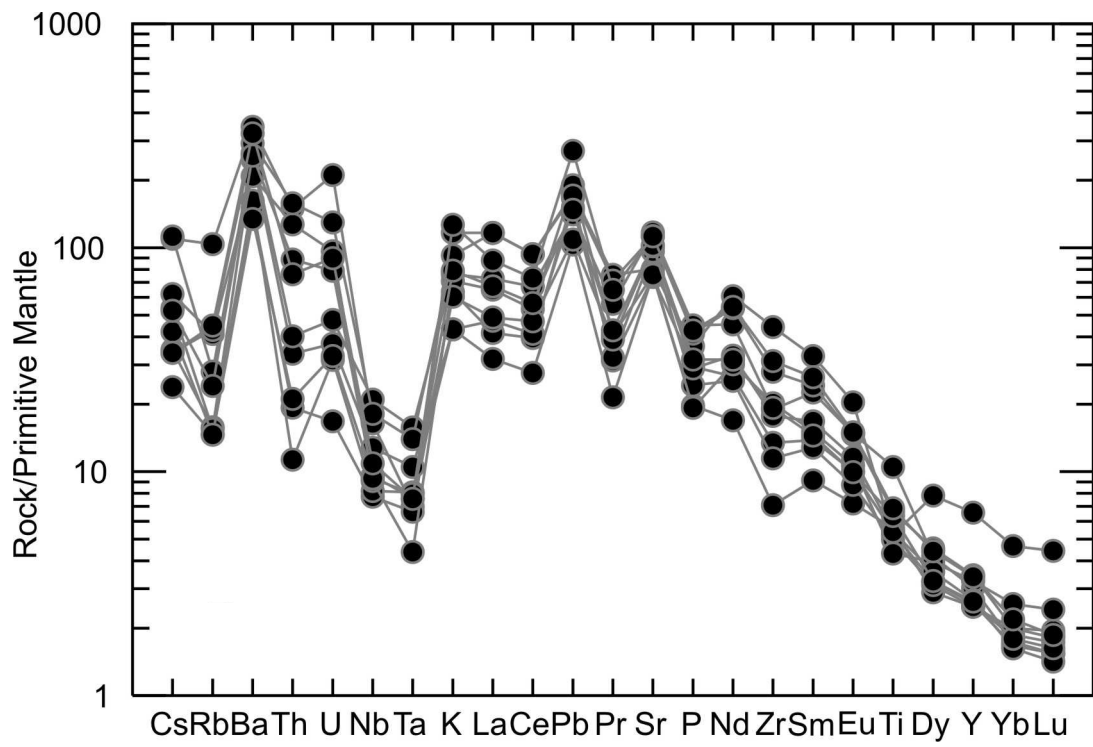


Figure 2.9. Diagrammes multiélémentaires normalisés (d'après Sun et McDonough, 1989) de laves de Basse Californie.

Tableau 2.1 Echantillons de la mission 2005

Echantillon	Région	Localité	Emplacement	Coordonnées		Altitude mètres	Lame mince	Analyse		Type chimique de roche	Datation ⁴⁰ K- ⁴⁰ Ar
				Géographiques et UTM	ICP-AES			ICP-MS			
BC0501	VIZ	SierraSan Francisco	Au Sud, entre Santa Martha et Rancho El Carricito	27°30'29,6" N ; 112°49'46,7" W	3043935 ; 0319215		X	X	CA	RT	
BC0502	VIZ						X	X	AM	RT	
BC0503	JA	Cataviña	Entre Mesa La Mision et Santa Ines	29°43'10,0" N ; 114°35'59,0" W	3289972 ; 0726352	666	X	X	CA	RT	
BC0504	JA	Cataviña	Entre Mesa La Mision et Santa Ines	29°43'09,4" N ; 114°39'36,0" W	3286199 ; 0722745	800	X	X	MA	RT	
BC0505	JA	Jaraguay	Mesa San Ignacio	29°38'18,0" N ; 114°39'48,5" W	3280994 ; 0726198	803	X	X	MA	RT	
BC0506	JA	Jaraguay	Point d'émission de Mesa San Ignacio			805	X	X	MA	RT	
BC0507	JA	Jaraguay	Coulée de Mesa San Ignacio	29°39'08,9" N ; 114°40'47,2" W	3282527 ; 0724507	801	X	X	MA	RT	
BC0508	JA	El Escondido	Mesa Lomo de Coche	29°38'43,8" N ; 114°44'55,8" W	3281625 ; 0717918	593	X	X	MA	RT	
BC0509	JA	El Escondido	Mesa Jaraguaycito	29°37'44,6" N ; 114°43'41,9" W	3279839 ; 0719939	775	X	X	MA	RT	
BC0510	JA	El Escondido	Mesa Jaraguaycito	29°38'16,7" N ; 114°43'37,8" W	3280831 ; 0720029	700	X	X	MA	RT	
BC0511	JA	La Bocana	Entre Mesa La Bocana et Mesa Jaraguaycito	29°38'39,8" N ; 114°51'33,3" W	3281299 ; 0707227		X	X		RT	
BC0512	JA	La Bocana	Entre Mesa La Bocana et Mesa Jaraguaycito				X	X		RT	
BC0513	JA	La Bocana	Entre Mesa La Bocana et Mesa Jaraguaycito				X	X		RT	
BC0514	JA	La Bocana	Au Sud de La Bocana	29°38'01,1" N ; 114°53'15,1" W	3280056 ; 0704511	450	X	X	MA	RT	
BC0515	JA	La Bocana	Entre les ruisseaux La Bocana et Lazaro	29°35'13,3" N ; 114°55'10,3" W	3274834 ; 0701505	442	X	X	MA	RT	
BC0516	JA	La Bocana	Entre les ruisseaux La Bocana et Lazaro	29°35'19,5" N ; 114°55'08,9" W	3275025 ; 0701619	415	X	X	MA	RT	
BC0517	MSC	Punta Camacho	Mesa La Mesa	29°31'55,6" N ; 115°32'03,3" W	3268303 ; 0675175	160	X	X	ATB	RT	
BC0518	MSC	Punta Camacho	Mesa Santa Catarina	29°31'41,6" N ; 115°16'17,2" W	3267755 ; 0667509	80	X	X	ATB	RT	
BC0519	JA	El Crucero	Au Nord de Mesa La Zorra, sur la piste vers Punta Blanco	29°15'57,5" N ; 114°15'06,0" W	3240411 ; 0767058	605	X	X	MA	RT	
BC0520	JA	El Crucero	Au Nord de Mesa La Zorra, sur la piste vers Punta Blanco	29°15'58,6" N ; 114°14'59,4" W	3240448 ; 0767235	671	X	X	MA	RT	
BC0521	JA	El Crucero	Mesa Las Lagunitas, sur la piste vers Punta Blanco	29°11'41,5" N ; 114°18'17,0" W	3232408 ; 0762083	518	X	X	MA	RT	
BC0522	JA	El Crucero	Mesa El Carrizo, sur la piste vers Punta Blanco	29°11'18,0" N ; 114°17'95,0" W	3231648 ; 0762639	516	X	X	MA	RT	
BC0523	JA	El Crucero	Entre Mesa Las Lagunitas et Mesa El Carrizo, petit rancho	29°12'26,5" N ; 114°16'13,4" W	3233869 ; 0765390	650	X	X	MA	RT	
BC0524	JA	Jaraguay	Mesa El Gato	29°36'19,1" N ; 114°34'37,5" W	3277502 ; 0734641	846	X	X	MA	RT	
BC0525	JA	Jaraguay	Entre Mesa El Gato et Cerro Tomas	29°34'51,5" N ; 114°33'32,5" W	3274843 ; 0736446	843	X	X	MA	RT	
BC0526	JA	Jaraguay-Chapala	En face de Cerro Coyote	29°29'54,9" N ; 114°29'17,9" W	3265855 ; 0743497	804	X	X	MA	RT	
BC0527	JA	Chapala	En face de Cerro Los Enjambres	29°22'23,0" N ; 114°22'35,3" W	3252179 ; 0754655	670	X	X	MA	RT	
BC0528	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto	29°28'50,8" N ; 114°27'46,5" W	3263936 ; 0746002	777	X	X	MA	RT	
BC0529	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala	29°31'08,6" N ; 114°29'48,7" W	3268108 ; 0742618	756	X	X	MA	RT	
BC0529A	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala			766	X	X	AD	RT	
BC0530	JA	Jaraguay-Chapala	Km 212 en direction vers Cataviña	29°32'07,0" N ; 114°30'24,2" W	3269884 ; 0741622	795	X	X	CA	RT	

Région, MSC:San Carlos; JA: Jaraguay; SB:San Borja; VIZ:Vizcaino; GDC:Golfe de Californie; CA:Calico-alcalin; MA: Andésites magnésiennes; AD:Adakites; ATB:Trachybasaltes alcalins

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES et ICP-MS. Datation ⁴⁰K-⁴⁰Ar: RT, roche totale. Coordonnées UTM prises en NAD-83

Tableau 2.1 (suite) Echantillons de la mission 2005

Echantillon	Région	Localité	Emplacement		Coordonnées		Altitude mètres	Lame mince	Analyse ICP-AES	Analyse ICP-MS	Type chimique de roche	Datation ⁴⁰ K- ⁴⁰ Ar
					Géographiques et UTM							
BC0531	JA	Jaraguay-Chapala	Entre Mesa El Gato et Cerro el Coyote		29°30'81,2" N ; 114°30'06,9" W	3267383 ; 0742143	749	X	X	IMA	RT	
BC0532	JA	Jaraguay-Chapala	Coulee de Mesa El Gato		29°34'29,2" N ; 114°34'75,2" W	3273937 ; 0734508	880	X		IMA	RT	
BC0533	JA	Jaraguay-Chapala	Mesa El Gato		29°34'45,6" N ; 114°35'25,0" W	3274419 ; 0733426	938	X	X	IMA	RT	
BC0534	JA	Jaraguay-Chapala	Mesa El Gato		29°34'52,0" N ; 114°35'28,5" W	3274614 ; 0733328	954	X		IMA	RT	
BC0535	JA	Jaraguay-Chapala	Mesa El Gato		29°34'57,6" N ; 114°35'33,0" W	3274784 ; 0733203	1003	X	X	IMA	RT	
BC0536	JA	Jaraguay-Chapala	Mesa El Gato		29°34'77,6" N ; 114°35'15,3" W	3274486 ; 0733686	960	X		IMA	RT	
BC0537	JA	Jaraguay-Chapala	Mesa El Gato		29°34'91,6" N ; 114°35'15,2" W	3274486 ; 0733686	948	X		IMA	RT	
BC0538	SB	El Crucero	El Crucero-Bahia de Los Angeles, à 600 m de BC9713		29°14'32,9" N ; 114°09'60,7" W	3237795 ; 0776029	660	X	X	MA	RT	
BC0539	SB	Agua de Higuera	Sur la route El Crucero-Bahia de Los Angeles		28°56'32,3" N ; 113°49'08,6" W	3204690 ; 0225206	369	X		MA	RT	
BC0540	SB	Agua de Higuera	Sierra El Principio-Agua de Higuera, à 5 m de BC9715		28°56'32,1" N ; 113°49'11,8" W	3204686 ; 0225121	405	X	X	CA	RT	
BC0541	SB	Agua de Higuera	Entre Sierra El Principio et Agua de Higuera		28°57'23,6" N ; 113°48'34,0" W	3206248 ; 0226181	352	X	X	CA	RT	
BC0542	SB	Bahia de Los Angeles	Sur la route El Crucero-Bahia de Los Angeles		28°57'93,2" N ; 113°34'23,8" W	3206636 ; 0249228	85	X	X	CA	RT	
BC0543	SB	Rosarito	Au Sud de San German		28°28'86,5" N ; 113°58'96,7" W	3154091 ; 0207999	87	X	X	CA	RT	
BC0544	SB	Rosarito	A l'Ouest de Cerro San Javier		28°31'15,1" N ; 114°01'03,5" W	3158358 ; 0791889	42	X	X	MA	RT	
BC0545	SB	Rosarito	km 65 à l'Est du rancho Garcia		28°33'00,7" N ; 114°00'23,9" W	3161637 ; 0792885	92	X		MA	RT	
BC0546	SB	Rosarito-San Borja	Mesa au Nord de Rosarito		28°40'25,7" N ; 114°01'84,6" W	3175280 ; 0790078	158	X	X	MA	RT	
BC0547	SB	Rosarito-San Borja	Aux environs de Mision San Borja		28°38'58,2" N ; 114°00'30,0" W	3172644 ; 0792443	180	X	X	MA	RT	
BC0548	SB	Rosarito-San Borja	Rosarito		28°38'80,8" N ; 114°00'78,4" W	3175280 ; 0790078	130	X	X	MA	RT	
BC0549	SB	Rosarito-San Borja	A l'Ouest de Rosarito		28°38'24,2" N ; 114°01'59,6" W	3171535 ; 0790036	135	X		MA	RT	
BC0550	VIZ	Vizcaino	Vizcaino		27°34'12,3" N ; 113°20'0,0" W	3051582 ; 0269617	126	X	X	MA	RT	
BC0551	VIZ	Vizcaino	km 98 de Guerrero Negro à Santa Rosalia		27°30'49,2" N ; 113°07'26,8" W	3044957 ; 0290189	144	X	X	MA	RT	
BC05101	MSC	San Carlos	Mesa San Carlos		29°43'71,3" N ; 115°30'36,7" W	3289720 ; 0644086	150	X		ATB	RT	
BC05102	MSC	San Carlos	Mesa San Carlos					X		ATB	RT	
BC05103	MSC	San Carlos	Mesa San Carlos					X		ATB	RT	
BC05104	MSC	San Carlos	Mesa San Carlos					X		ATB	RT	
BC05105	JA	Cataviña	A l'Est de Cataviña		29°44'42,0" N ; 114°41'11,0" W	3292772 ; 0723743	712	X		CA	RT	

Région, MSC: San Carlos; JA: Jaraguay; SB: San Borja; VIZ: Vizcaino; GDC: Golfe de Californie; CA: Calico-alcalin; MA: Andésites magnésiennes; AD: Adakites; ATB: Trachybasaltes alcalins
Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES et ICP-MS. Datation 40K-40Ar: RT, roche totale. Coordonnées UTM prises en NAD-83

Tableau 2.2 Echantillons de la mission 2006

Echantillon	Région	Localité	Emplacement		Coordonnées		Altitude mètres	Lame mince	Analyse		Type chimique de roche	Datation ⁴⁰ K- ⁴⁰ Ar
					Géographiques	et UTM			ICP-AES	ICP-MS		
BC0600	GDC	Sinaloa, Topolobampo	Sur le km 5 de la route Los Mochis-Topolobampo	25°37'16,6" N ; 109°03'19,9" W	2835177 ; 0695240			X	X	CA	RT	
BC0600A	GDC	Sinaloa, Topolobampo	Sur le km 5 de la route Los Mochis-Topolobampo					X	X	CA	RT	
BC0601	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala	29°31'10,8" N ; 114°29'46,8" W	3268174 ; 0742666	756		X	X	MA	RT	
BC0602	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala	29°31'08,6" N ; 114°29'48,7" W	3268108 ; 0742618	755		X	X	CA	RT	
BC0603	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala	29°31'09,3" N ; 114°29'47,5" W	3268103 ; 0742615	750		X	X	AD	RT	
BC0604	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala	29°37'43,4" N ; 115°28'22,2" W	3278614 ; 0647849	36		X	X	ATB	RT	
BC0605	MSC	San Carlos	Mesa San Carlos					X	X	ATB	RT	
BC0606	MSC	San Carlos	Mesa San Carlos					X	X	MA	RT	
BC0607	JA	El Crucero	Mesa La Zorra	29°12'46,6" N ; 114°15'09,8" W	3234705 ; 0767090	600		X	X	MA	RT	
BC0608A	JA	El Crucero	En face de Mesa El Sauce, sur la piste vers Punta Blanco	29°12'52,8" N ; 114°20'32,5" W	3234695 ; 0758365	775		X	X	MA	RT	
BC0608B	JA	El Crucero	En face de Mesa El Sauce, sur la piste vers Punta Blanco					X	X	MA	RT	
BC0609	JA	El Crucero-Punta Blanco	En face de Mesa El Sauce, sur la piste vers Punta Blanco	29°13'20,1" N ; 114°20'32,5" W	3235529 ; 0758073	810		X	X	MA	RT	
BC0610	JA	El Crucero-Punta Blanco	Mesa Agua Amarga	29°07'27,3" N ; 114°21'00,0" W	3224630 ; 0756740	389		X	X	MA	RT	
BC0611	JA	El Crucero-Punta Blanco	Mesa Agua Amarga					X	X	MA	RT	
BC0612A	JA	El Crucero	Reéchantillonnage de BC0520	29°15'58,6" N ; 114°14'59,4" W	3240448 ; 0767235	671		X	X	MA		
BC0612B	JA	El Crucero	Reéchantillonnage de BC0520					X	X	MA		
BC0613	JA	El Crucero	Reéchantillonnage de BC0519	29°15'57,5" N ; 114°15'06,0" W	3240411 ; 0767058	605		X	X	MA		
BC0614	JA	Jaraguay-Chapala	Près du Cerro Prieto, au nord de Laguna de Chapala	29°31'14,1" N ; 114°29'43,3" W	3268280 ; 0742758	755		X	X	MA	RT	
BC0615	SB	Bahia de Los Angeles	Bahia de Los Angeles	28°57'56,17" N ; 113°34'27,4" W	3206922 ; 0249136	162		X	X	CA	RT	
BC0616	SB	Bahia de Los Angeles	Sur la route El Crucero-Bahia de Los Angeles	28°58'09,0" N ; 113°41'38,7" W	3207558 ; 0237467	378		X	X	CA	RT	
BC0617	JA-SB	El Crucero	Mesa La Pinta dans la vallée Santa Ana	29°00'39,5" N ; 114°07'15,3" W	3212620 ; 0780454	378		X	X	MA	RT	
BC0618		La Purísima	Route Loreto-Cd Constitución	25°50'54,7" N ; 111°19'56,3" W	2858953 ; 0466702			X	X	MA		

Région, MSC:San Carlos; JA: Jaraguay; SB:San Borja; VIZ:Vizcaino; GDC:Golfe de Californie. CA:Calco-alcalin; MA: Andésites magnésiennes; AD:Adakites; ATB:Trachybasaltes alcalins

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES et ICP-MS. Datation 40K-40Ar: RT, roche totale. Coordonnées UTM prises en NAD-83

Tableau 2.3 Echantillons de la mission 1996 (modifié d'après Aguillón-Robles, 2002)

Echantillon	Emplacement		Coordonnées		Altitude mètres mince	Analyse		Type chimique de roche	Datation ⁴⁰ K- ⁴⁰ Ar
	Région	Localité	Géographiques et UTM	Lame		ICP-AES	ICP-MS		
SE 9601	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île	L'île est située entre 28°30' et 28°45'N, le point central de l'île est placé 28° 41' 50" N et 112° 34' 2" W	X	X		AD	RT
SE 9602	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		X	X		AD	RT
SE 9603	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		X	X		AD	RT
SE 9604	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île		X	X		CA	RT
SE 9605	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île		X	X		AD	RT
SE 9608	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île		X	X		CA	RT
SE 9609	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île		X	X		CA	RT
SE 9610	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île		X	X		CA	RT
SE 9611	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9612	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9613	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9614	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9615	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9616	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9617	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		AD	RT
SE 9618	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		X	X		CA	RT
SE 9619	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		X	X		AD	RT
SE 9620	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		X	X		AD	RT
SE 9621	GDC	Île San Esteban	Côté est de l'île		X	X		CA	RT
SE 9627	GDC	Île San Esteban	Côté est de l'île		X	X		AD	RT
SE 9628	GDC	Île San Esteban	Coin nord-est de l'île		X	X		AD	RT
SE 9629	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		X	X		AD	RT
SE 9630	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		X	X		AD	RT
SE 9631	GDC	Île San Esteban	Côté est de l'île		X	X		CA	RT
SE 9632	GDC	Île San Esteban	Coin sud-ouest est de l'île		X	X		AD	RT

Région, MSC:San Carlos; JA: Jaraquay; SB:San Borja; VIZ:Vizcaino; GDC:Golfe de Californie. CA:Calco-alcalin; MA: Andésites magnésiennes; AD:Adakites; ATB:Trachybasaltes alcalins

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES et ICP-MS. Datation ⁴⁰K-⁴⁰Ar: RT, roche totale. Coordonnées UTM prises en NAD-83

Tableau 2.4 Analyses chimiques des laves calco-alkalines

ECH.	BC0511	BC0512	BC0513	BC0501	BC0503	BC05105	BC0541	BC0543	BC0542	BC0616	BC0600	BC0602	BC0600A	BC0615	BC0540
Région	JA	JA	JA	VIZ	JA	JA	SB	SB	SB	SB	GDC	JA	GDC	SB	SB
Type de Roche	JA	JA	JA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA
Âge (Ma)	92,10 ± 2,12	84,96 ± 1,95	80,42 ± 1,86	20,30 ± 0,52	20,06 ± 0,51	18,35 ± 0,47	15,90 ± 0,58	14,73 ± 0,36	14,64 ± 0,46	14,56 ± 0,65	12,80 ± 0,30	12,18 ± 0,68	11,59 ± 0,37	11,48 ± 0,64	10,93 ± 0,32
SiO ₂	66,70	52,00	59,00	57,80	50,00	54,60	60,70	52,90	54,50	56,50	63,40	57,70	63,00	54,65	50,50
TiO ₂	0,70	1,08	1,09	0,66	1,01	0,71	0,77	1,10	0,84	0,78	0,58	0,87	0,59	0,88	1,53
Al ₂ O ₃	13,40	14,70	13,50	17,05	16,60	15,25	14,20	16,40	15,20	16,18	16,30	17,00	15,90	15,38	14,90
Fe ₂ O ₃	5,90	7,85	9,00	6,47	8,50	7,10	5,30	8,30	7,22	6,75	4,71	6,18	4,89	7,18	9,65
MnO	0,26	0,19	0,16	0,12	0,14	0,12	0,09	0,14	0,12	0,10	0,08	0,09	0,08	0,12	0,15
MgO	1,60	0,48	0,57	4,60	6,55	8,25	5,16	6,75	6,64	5,26	2,23	4,55	2,69	6,50	7,76
CaO	0,98	5,95	2,85	7,20	11,00	7,80	6,82	8,15	8,62	7,55	5,00	7,50	5,54	8,40	9,75
Na ₂ O	2,80	1,48	1,22	4,06	3,00	3,20	3,13	3,70	3,37	3,28	4,35	4,08	3,88	3,48	3,28
K ₂ O	5,80	10,30	9,40	0,94	1,20	1,32	2,22	1,35	1,38	1,94	1,78	0,88	1,77	1,37	1,21
P ₂ O ₅	0,18	0,37	0,28	0,18	0,24	0,18	0,30	0,45	0,26	0,27	0,13	0,19	0,13	0,26	0,44
LOI	1,19	4,45	2,11	1,06	2,19	0,63	0,91	0,22	1,40	0,64	1,34	0,55	1,62	1,25	0,71
Total	99,51	98,85	99,18	100,14	99,61	99,16	99,60	99,46	99,55	99,25	99,90	99,59	100,09	99,47	99,88
Rb	101,0	192,0	155,0	12,2	14,5	21,5	38,0	24,8	21,3	31,0	34,5	13,0	33,2	22,0	14,5
Ba	1450	2545	1800	324	690	900	990	1310	770	895	890	415	900	740	688
Th	2,40	2,20	1,75	1,40	2,25	4,00	6,80	4,90	2,75	5,05	2,90	2,35	2,55	2,85	4,85
Nb	8,0	8,7	5,7	3,0	5,0	3,7	5,1	7,1	7,0	5,2	4,8	2,3	4,6	7,5	9,7
La	13,9	18,0	7,4	9,5	16,2	19,5	29,0	33,5	19,5	22,5	14,6	11,2	14,0	19,7	26,0
Ce	34,0	43,0	24,0	19,5	35,0	41,0	61,0	68,0	41,0	48,0	26,0	25,0	26,0	40,5	58,0
Sr	57	37	34	467	780	740	1150	672	570	920	490	825	486	605	670
Nd	26,0	31,0	20,5	12,3	22,0	21,5	34,0	34,0	20,5	28,0	13,0	15,0	13,7	21,5	32,0
Sm	7,10	7,65	5,50	2,90	4,60	4,30	6,20	6,40	4,20	5,70	2,85	3,20	2,80	4,45	6,40
Zr	165	94	64	109	130	114	192	167	160	149	123	119	117	170	181
Eu	1,90	2,31	1,76	0,93	1,40	1,21	1,64	1,78	1,25	1,56	0,83	1,05	0,82	1,30	1,80
Gd	8,30	9,20	6,90	3,00	4,50	3,70	4,80	5,80	4,10	4,55	2,90	3,20	2,70	3,95	5,70
Dy	8,40	9,30	7,00	2,80	4,00	2,90	2,85	4,55	3,45	3,15	2,45	2,65	2,40	3,55	4,85
Y	47,0	54,5	43,0	17,5	24,0	16,8	16,0	27,0	21,0	17,8	14,0	15,0	14,4	22,0	28,0
Er	3,80	4,70	4,00	1,75	2,30	1,70	1,40	2,50	2,00	1,60	1,35	1,50	1,35	2,10	2,60
Yb	3,40	3,90	3,90	1,69	2,18	1,60	1,32	2,46	1,93	1,46	1,31	1,40	1,32	1,95	2,52
Sc	14,0	23,0	23,5	18,0	28,5	22,0	13,7	22,0	20,0	18,5	12,7	17,4	13,6	20,0	27,0
V	60	780	86	137	235	145	124	190	138	157	112	127	118	141	238
Cr	6	4	15	155	170	285	242	275	160	212	41	87	58	170	274
Co	5,0	3,0	7,0	22,5	31,5	33,0	23,0	32,0	33,5	27,0	14,0	25,0	15,0	32,5	40,0
Ni	2	2	3	70	50	190	154	133	162	140	22	52	27	153	154

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. CA : Calco-alkalin.

Tableau 2.4 (suite) Analyses chimiques des laves calco-alkalines

ECH.	BC0603		BC0650		SE9604		SE9610		SE9618		SE9631		SE9608		SE9609		SE9621	
	Région	Type de Roche	JA	CA	GDC	CA	GDC	CA	GDC	CA	GDC	CA	GDC	CA	GDC	CA	GDC	CA
Âge (Ma)	9,39 ± 0,40	7,30 ± 0,40	5,20 ± 0,38	4,01 ± 0,18	3,70 ± 0,25	3,41 ± 0,25	3,40 ± 0,18											
SiO ₂	56,90	55,75	59,40	52,90	71,75	60,65	67,00	69,00										
TiO ₂	0,86	0,42	1,23	1,38	0,30	1,12	0,70	0,28										
Al ₂ O ₃	17,30	15,80	16,25	17,45	14,60	16,45	15,30	14,25										
Fe ₂ O ₃	6,48	5,86	7,03	7,44	1,63	6,47	4,00	2,65										
MnO	0,10	0,10	0,09	0,13	0,02	0,10	0,06	0,05										
MgO	4,73	8,57	2,88	4,60	0,27	2,30	0,93	0,43										
CaO	7,35	7,70	5,35	8,60	1,70	5,25	2,75	1,68										
Na ₂ O	4,16	3,82	4,50	4,24	5,02	4,44	4,86	4,76										
K ₂ O	0,94	0,84	1,41	0,68	3,30	1,60	2,62	2,90										
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,23	0,26	0,05	0,22	0,18	0,05										
LOI	0,74	0,34	1,37	2,33	1,23	1,36	1,12	2,85										
Total	99,73	99,33	99,74	100,01	99,87	99,96	99,52	98,90										
Rb	12,6	9,0	27,0	5,4	90,0	40,0	67,5	84,0										
Ba	432	555	540	316	1050	615	865	985										
Th	2,05	1,20	3,50	1,80	8,10	3,80	6,70	7,30										
Nb	2,4	1,4	6,8	5,6	8,2	7,1	10,0	7,7										
La	10,8	9,0	16,3	14,8	24,0	17,2	26,0	25,0										
Ce	24,0	18,5	36,0	35,0	49,5	37,5	52,0	50,0										
Sr	795	690	370	565	171	339	312	165										
Nd	15,0	8,9	18,0	20,0	22,0	20,5	28,0	22,5										
Sm	3,25	1,80	5,00	4,75	4,25	4,60	5,70	4,70										
Zr	115	69	176	147	250	210	290	290										
Eu	1,03	0,55	1,30	1,50	0,85	1,26	1,42	0,96										
Gd	3,05	1,80	4,40	4,80	4,20	4,85	6,60	4,30										
Dy	2,65	1,65	4,40	4,40	3,90	4,45	5,45	4,35										
Y	15,5	10,2	27,5	27,0	26,0	27,0	32,0	29,0										
Er	1,50	1,05	2,50	2,50	2,50	2,50	3,20	2,80										
Yb	1,43	1,04	2,45	2,48	2,55	2,51	3,10	2,90										
Sc	18,0	19,5	17,8	28,0	4,0	14,5	10,3	5,0										
V	133	143	174	217	13	140	153	6										
Cr	91	295	6	90	4	6	3	3										
Co	24,5	30,0	16,0	24,0	2,0	16,0	5,0	2,0										
Ni	60	235	7	37	2	6	2	3										

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. CA : Calco-alkalin.

Tableau 2.5 Analyses chimiques des andésites magnésiennes

ECH.	BC0551	BC0539	BC0538	BC0546	BC0502	BC0610	BC0547	BC0611	BC0617	BC0608A	BC0550	BC0525	BC0519	BC0509	BC0521
Région	VIZ	SB	SB	SB	VIZ	JA	SB	JA	JA-SB	JA	VIZ	JA	JA	JA	JA
Type de Roche	MA	MA	MA	MA	AM	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Âge (Ma)	11,13 ± 0,36	10,93 ± 0,34	10,80 ± 0,29	10,78 ± 0,26	9,43 ± 0,22	8,46 ± 1,03	8,12 ± 0,22	8,11 ± 1,20	7,90 ± 0,37	7,89 ± 0,96	6,79 ± 0,22	6,60 ± 0,27	6,30 ± 0,30	5,88 ± 0,20	5,82 ± 0,29
SiO ₂	56,20	48,20	55,60	53,50	55,50	51,20	53,20	53,00	45,20	49,60	54,80	53,00	52,00	50,65	54,60
TiO ₂	0,96	1,70	0,95	1,55	1,20	0,70	1,62	0,63	0,86	1,95	1,52	2,17	0,67	1,31	1,10
Al ₂ O ₃	15,10	14,50	15,25	14,30	15,65	14,80	14,40	15,05	13,35	13,80	15,80	15,60	16,85	15,55	16,55
Fe ₂ O ₃	6,10	9,13	5,90	6,43	7,55	5,87	6,92	5,80	9,05	6,65	6,55	9,20	6,83	8,02	6,92
MnO	0,10	0,14	0,09	0,09	0,12	0,10	0,10	0,09	0,16	0,08	0,08	0,12	0,12	0,11	0,10
MgO	5,20	8,55	7,20	6,92	3,36	5,20	7,81	7,17	12,05	4,17	5,47	5,40	7,80	6,70	5,78
CaO	7,70	9,20	6,90	8,05	6,65	10,94	7,45	8,55	11,05	12,20	7,80	8,10	9,10	9,60	8,05
Na ₂ O	3,90	3,97	4,12	3,93	4,39	4,18	4,03	4,50	2,97	4,00	4,56	4,21	3,70	4,50	4,65
K ₂ O	2,42	1,36	2,14	2,78	3,51	1,57	2,38	1,29	1,17	2,51	1,81	1,08	1,03	1,30	0,88
P ₂ O ₅	0,53	0,75	0,42	0,90	0,79	0,41	0,69	0,32	0,65	0,81	0,66	0,52	0,30	0,43	0,34
LOI	1,23	1,65	0,47	0,62	0,69	4,77	0,37	2,80	2,70	3,93	0,65	0,51	1,02	1,22	0,68
Total	99,44	99,15	99,04	99,07	99,41	99,74	98,97	99,20	99,21	99,70	99,70	99,91	99,42	99,39	99,65
Rb	26,7	20,0	26,5	28,8	67,5	11,3	16,0	11,4	32,5	17,5	7,3	7,6	7,4	9,5	5,4
Ba	2600	1150	1450	2150	2625	1500	1800	1030	3050	1600	815	840	1035	1125	720
Th	5,35	9,90	10,70	13,00	13,30	3,25	7,50	2,60	6,30	6,70	1,55	2,05	1,65	1,20	1,20
Nb	4,7	11,6	7,3	16,0	13,8	6,3	10,9	6,6	5,1	12,0	8,0	8,2	3,9	6,0	4,2
La	45,0	53,0	44,5	77,0	79,5	29,0	45,0	22,5	39,5	49,0	27,0	23,0	18,0	22,0	14,6
Ce	96,0	120,0	94,0	160,0	157,0	62,0	98,0	48,0	79,0	113,0	62,0	53,5	37,5	46,0	31,0
Sr	20,10	11,70	15,00	22,00	16,70	13,10	19,30	12,10	14,15	20,85	21,40	14,50	8,40	15,05	12,70
Nd	54,0	60,0	42,0	76,0	85,0	29,0	44,0	22,0	43,0	57,0	34,0	30,0	19,0	22,0	17,0
Sm	9,55	10,70	6,70	11,40	14,30	4,65	6,70	3,55	8,30	8,60	5,65	5,70	3,55	4,00	3,20
Zr	200	246	212	310	476	170	224	138	148	250	145	133	97	98	77
Eu	2,50	2,80	1,64	2,62	3,26	1,22	1,66	1,02	2,14	2,20	1,58	1,71	1,02	1,23	1,04
Gd	6,70	8,30	4,70	6,80	10,00	3,10	4,15	2,75	6,00	5,10	3,70	4,30	3,05	3,00	2,50
Dy	3,60	5,30	2,70	3,25	5,60	2,20	2,30	2,05	4,25	2,80	1,90	2,85	2,40	2,05	1,80
Y	17,7	28,5	15,0	15,8	31,5	12,0	11,5	11,4	24,2	13,5	8,8	14,6	14,6	11,0	9,4
Er	1,50	2,50	1,30	1,30	3,00	1,20	1,00	1,10	2,20	1,20	0,70	1,30	1,45	1,10	0,85
Yb	1,26	2,25	1,21	1,02	2,20	1,07	0,84	1,05	1,89	0,91	0,59	1,08	1,40	0,94	0,77
Sc	15,0	24,0	13,3	14,0	19,0	14,5	14,0	14,0	29,5	14,0	12,7	18,6	22,5	19,0	16,8
V	152	222	128	162	222	101	187	128	232	149	180	250	194	210	169
Cr	140	274	250	300	14	245	300	286	695	189	185	182	250	174	140
Co	24,0	37,0	26,0	25,0	21,0	27,0	33,0	27,0	48,0	25,5	26,0	28,0	30,0	31,0	24,5
Ni	150	186	227	210	27	264	275	264	258	130	140	95	162	122	111

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes.

Tableau 2.5 (suite) Analyses chimiques des andésites magnésiennes

ECH.	BC0528		BC0531		BC0529		BC0520		BC0607		BC0514		BC0515		BC0601		BC0536		BC0523		BC0526		BC06014		BC0609		BC0522		BC0524	
	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA
Type de Roche	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA
Âge (Ma)	5,77 ± 0,28		5,54 ± 0,22		5,34 ± 0,14		5,32 ± 0,24		5,21 ± 0,21		5,16 ± 0,35		5,08 ± 0,23		4,99 ± 0,13		4,90 ± 0,22		4,84 ± 0,17		4,76 ± 0,17		4,67 ± 0,14		4,65 ± 0,15		4,64 ± 0,20		4,62 ± 0,17	
SiO ₂	56,65	53,60	53,30	52,60	52,10	50,20	49,65	53,60	51,30	55,60	50,10	51,85	52,90	50,70	50,25															
TiO ₂	0,58	1,99	1,92	0,68	2,50	0,96	1,21	2,01	1,26	0,52	1,52	1,96	1,73	0,85	2,44															
Al ₂ O ₃	15,75	15,35	15,32	17,25	14,92	14,97	14,75	15,25	14,75	15,10	14,35	14,94	15,34	15,05	13,68															
Fe ₂ O ₃	5,62	6,78	6,76	6,92	8,06	7,71	7,89	6,55	7,25	5,10	8,24	6,57	6,66	6,62	7,92															
MnO	0,09	0,09	0,09	0,12	0,09	0,12	0,11	0,09	0,10	0,10	0,11	0,08	0,09	0,10	0,09															
MgO	7,74	5,66	6,14	7,08	4,61	9,60	8,35	5,68	8,34	8,30	8,55	5,79	5,20	7,35	7,10															
CaO	7,04	8,40	8,33	9,15	9,37	8,53	8,90	8,55	8,35	7,50	8,60	9,36	8,44	10,10	8,90															
Na ₂ O	3,87	4,20	4,38	3,90	4,35	4,44	4,30	4,32	4,52	4,45	4,31	4,18	4,81	4,45	3,80															
K ₂ O	1,16	2,18	2,10	1,04	1,93	1,57	1,30	2,23	1,84	1,33	1,38	2,12	1,87	1,54	2,26															
P ₂ O ₅	0,18	0,82	0,73	0,30	0,97	0,60	0,53	0,79	0,68	0,34	0,49	0,79	0,75	0,37	1,10															
LOI	0,38	0,49	0,27	0,57	0,42	0,70	2,25	0,48	0,56	0,64	1,52	1,49	1,55	2,47	1,67															
Total	99,04	99,56	99,34	99,61	99,32	99,40	99,24	99,55	98,95	98,98	99,17	99,13	99,34	99,60	99,21															
Rb	10,6	18,8	15,7	7,4	12,5	6,9	10,0	17,0	13,5	8,5	9,3	16,2	10,3	12,6	15,7															
Ba	650	1350	1310	705	855	1130	1780	1430	1060	870	1175	1440	1575	920	1215															
Th	2,15	5,95	5,65	1,70	4,00	3,25	3,50	5,75	5,60	2,50	2,70	5,60	3,50	4,20	4,20															
Nb	2,5	11,0	9,6	3,8	13,0	7,0	9,8	10,7	7,1	4,7	6,7	10,7	11,4	4,5	16,5															
La	14,0	49,0	45,5	18,0	45,5	37,5	34,0	46,5	50,0	23,5	31,0	44,5	40,0	26,0	51,5															
Ce	31,0	111,0	103,0	36,5	103,0	80,0	75,0	109,0	113,0	48,5	69,5	102,0	91,0	57,0	120,0															
Sr	905	2200	2210	872	2315	1575	1960	2270	1880	1270	1650	2210	2400	1415	2300															
Nd	15,0	54,5	52,0	19,0	54,0	38,0	36,5	57,0	56,0	22,0	35,0	54,0	46,5	28,0	65,0															
Sm	2,90	9,05	8,20	3,45	9,00	6,05	6,00	9,20	9,20	3,80	6,00	8,90	7,20	4,90	10,30															
Zr	99	272	229	100	210	125	148	252	176	115	130	260	160	133	219															
Eu	0,78	2,32	2,08	1,03	2,35	1,54	1,56	2,30	2,20	1,10	1,57	2,22	1,86	1,30	2,54															
Gd	2,20	5,50	5,00	3,20	5,40	4,10	3,80	5,25	5,85	3,00	4,20	4,90	3,90	3,65	6,00															
Dy	1,55	2,85	2,50	2,50	2,90	2,50	2,25	2,85	2,90	2,05	2,55	2,75	2,30	2,35	2,90															
Y	9,0	14,2	12,7	15,4	14,0	13,9	11,9	14,5	14,5	12,0	13,6	13,7	11,0	12,8	13,5															
Er	0,90	1,30	1,20	1,50	1,20	1,30	1,10	1,20	1,30	1,10	1,30	1,10	0,90	1,20	1,15															
Yb	0,82	0,95	0,87	1,44	0,90	1,15	0,94	0,92	1,10	1,04	1,08	0,92	0,76	1,08	0,85															
Sc	17,4	15,5	15,3	23,0	15,5	19,0	20,5	15,0	17,0	14,7	18,4	15,0	13,5	17,0	16,3															
V	135	187	185	195	248	170	205	205	195	95	214	197	197	175	278															
Cr	230	197	198	246	140	334	285	180	270	228	250	204	148	220	274															
Co	27,5	23,0	23,5	30,0	24,0	36,0	36,0	22,0	32,0	29,0	37,0	23,0	22,0	32,0	28,0															
Ni	222	134	144	152	58	300	192	130	230	282	235	139	120	236	157															

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.

MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes.

Tableau 2.5 (suite) Analyses chimiques des andésites magnésiennes

ECH.	BC0508		BC0535		BC0504		BC0533		BC0510		BC0537		BC0516		BC0527		BC0505		BC0532		BC0534		BC0506		BC0549		BC0548		BC0544				
	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	SB	MA	SB	MA	SB	MA			
Région																																	
Type de Roche																																	
Âge (Ma)	4,61 ± 0,23	4,43 ± 0,13	4,40 ± 0,11	4,28 ± 0,12	4,16 ± 0,17	4,16 ± 0,15	4,02 ± 0,13	4,01 ± 0,23	3,90 ± 0,13	3,84 ± 0,11	3,78 ± 0,32	3,78 ± 0,28	3,46 ± 0,10	3,36 ± 0,12	1,98 ± 0,21																		
SiO ₂	51,00	50,90	53,00	50,75	49,90	51,85	50,50	50,00	55,20	52,10	55,90	55,00	50,90	50,70	56,50																		
TiO ₂	1,15	2,40	1,47	2,42	1,75	1,58	1,12	1,83	1,31	1,25	0,98	1,89	1,75	1,56	1,35																		
Al ₂ O ₃	16,00	14,08	15,20	14,02	15,40	14,35	15,10	14,75	16,90	15,86	16,55	15,35	13,80	13,40	15,50																		
Fe ₂ O ₃	7,65	8,08	6,30	8,10	9,05	7,72	7,50	7,92	6,00	6,92	6,10	6,90	7,19	6,95	5,22																		
MnO	0,10	0,10	0,08	0,10	0,12	0,10	0,11	0,11	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,07																		
MgO	7,55	7,00	5,95	6,95	7,10	6,61	8,10	5,50	4,68	4,70	5,60	5,00	7,49	8,35	5,96																		
CaO	9,40	8,70	7,90	8,80	9,50	8,60	9,10	9,40	6,90	9,25	7,30	7,35	8,95	8,75	7,00																		
Na ₂ O	4,45	3,95	4,43	4,02	4,18	4,70	3,76	4,08	5,03	4,94	4,80	4,12	2,85	2,77	4,65																		
K ₂ O	1,08	2,29	2,53	2,29	1,50	2,20	2,00	2,01	1,91	2,26	1,76	2,84	3,29	3,81	1,82																		
P ₂ O ₅	0,38	0,96	0,65	0,98	0,53	0,75	0,46	0,71	0,64	0,74	0,40	0,84	0,85	0,93	0,63																		
LOI	1,00	0,87	1,37	0,77	0,86	0,65	1,50	2,83	0,51	1,37	0,08	-0,02	1,86	1,53	0,70																		
Total	99,76	99,33	99,70	99,20	99,89	99,11	99,25	99,14	99,16	99,48	99,56	99,36	99,03	98,95	99,40																		
Rb	6,1	19,2	18,6	18,4	11,6	13,0	13,8	12,7	9,3	18,6	11,1	13,3	42,0	28,5	10,1																		
Ba	620	1800	1250	1820	1425	1000	1660	1770	1060	1640	930	1420	2440	2350	990																		
Th	1,75	3,95	6,40	4,05	1,25	4,00	3,75	3,80	2,60	3,35	3,40	3,10	6,90	7,65	2,25																		
Nb	10,3	14,7	8,4	15,5	8,8	10,0	7,9	10,8	6,0	8,1	5,9	8,2	9,3	8,0	7,3																		
La	20,0	49,0	45,0	50,0	27,0	45,0	31,5	38,0	29,0	47,0	27,5	42,0	56,0	56,0	33,5																		
Ce	40,0	118,0	99,0	119,0	57,0	100,0	68,0	85,0	66,0	104,0	60,0	96,0	133,0	135,0	82,0																		
Sr	1720	2330	2010	2370	1600	2250	1825	2010	1490	2140	1680	2075	2320	2150	2000																		
Nd	21,0	62,0	54,0	62,0	30,0	51,0	33,0	42,0	38,0	54,0	29,5	55,0	69,0	72,0	46,0																		
Sm	3,70	10,00	8,20	10,00	4,95	8,20	5,20	6,80	6,45	9,20	5,00	8,90	10,40	11,50	7,80																		
Zr	84	223	215	232	120	173	150	167	195	173	141	265	365	346	225																		
Eu	1,15	2,52	1,32	2,51	1,43	2,01	1,45	1,83	1,66	2,30	1,34	2,17	2,56	2,77	2,01																		
Gd	3,00	5,85	5,00	5,95	3,60	5,20	3,70	4,60	4,60	5,60	3,50	5,50	6,10	6,70	5,00																		
Dy	1,64	2,85	2,35	2,85	2,25	2,45	2,20	2,50	2,35	2,65	1,95	2,85	3,05	3,20	2,60																		
Y	8,5	13,0	11,7	13,8	12,0	11,2	11,5	12,9	11,8	13,4	10,5	13,4	15,5	15,5	12,5																		
Er	0,80	1,20	1,10	1,10	1,10	1,00	1,10	1,25	1,10	1,10	1,00	1,20	1,30	1,30	1,00																		
Yb	0,69	0,88	0,82	0,89	1,01	0,85	0,98	0,92	0,82	0,91	0,85	0,91	1,08	1,04	0,80																		
Sc	15,6	16,5	13,4	17,5	19,5	13,0	20,0	17,0	13,0	15,0	13,5	14,5	21,0	19,0	11,4																		
V	175	230	170	235	245	175	195	215	90	175	150	180	205	194	129																		
Cr	226	255	170	260	212	226	183	175	150	115	145	132	315	320	230																		
Co	36,0	28,0	24,0	29,0	35,0	30,0	33,0	28,5	22,5	26,0	24,0	25,0	32,5	32,5	22,0																		
Ni	240	154	100	155	120	210	182	144	90	91	144	98	248	252	158																		

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.

MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes.

Tableau 2.5 (suite) Analyses chimiques des andésites magnésiennes

ECH.	BC0545	BC0507	BC0608B	BC0612A	BC0612B	BC0613	BC0618
Région	SB	JA	JA	JA	JA	JA	La Purisima
Type de Roch.	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Âge (Ma)	1,67 ± 0,80						
SiO ₂	55,00	52,40	48,00	52,60	52,90	50,90	58,10
TiO ₂	1,85	1,46	1,90	0,67	0,69	0,64	0,84
Al ₂ O ₃	15,30	14,75	13,10	17,10	17,10	16,80	17,25
Fe ₂ O ₃	6,06	6,30	6,57	6,80	6,94	6,80	5,70
MnO	0,08	0,08	0,08	0,12	0,11	0,12	0,11
MgO	5,27	5,10	4,10	8,10	6,30	6,30	3,15
CaO	7,90	9,10	13,44	9,06	9,55	10,75	6,40
Na ₂ O	4,50	4,41	3,76	3,90	3,81	3,62	4,42
K ₂ O	1,98	2,60	2,43	1,05	1,05	0,92	1,64
P ₂ O ₅	0,79	0,71	0,80	0,27	0,31	0,30	0,33
LOI	0,44	2,96	5,02	0,36	0,83	2,54	1,50
Total	99,17	99,87	99,20	100,03	99,59	99,69	99,44
Rb	11,6	19,1	17,7	8,3	8,3	7,2	20,5
Ba	1020	1800	5900	705	760	870	830
Th	2,35	7,00	6,40	1,40	1,80	1,45	2,60
Nb	8,6	9,0	12,0	4,0	4,1	4,1	6,7
La	40,5	50,0	48,0	16,6	18,2	16,8	27,5
Ce	96,0	107,0	110,0	35,0	37,0	36,0	58,5
Sr	2100	1965	2190	875	880	882	1390
Nd	55,0	58,0	55,0	18,7	20,0	19,0	29,5
Sm	9,20	8,90	8,60	3,38	3,70	3,50	5,45
Zr	230	222	245	99	105	99	150
Eu	2,47	2,02	2,15	1,04	1,12	1,03	1,55
Gd	6,50	5,30	5,00	2,80	3,45	2,70	3,90
Dy	3,25	2,50	2,70	2,45	2,65	2,50	2,50
Y	15,6	12,1	13,2	14,8	17,0	15,0	14,0
Er	1,30	1,10	1,20	1,45	1,60	1,50	1,25
Yb	0,98	0,80	0,89	1,38	1,51	1,39	1,11
Sc	13,0	13,3	13,0	22,0	23,0	22,5	11,3
V	172	169	177	186	199	152	122
Cr	180	168	197	228	265	247	44
Co	22,0	24,5	25,0	31,0	33,0	31,0	18,0
Ni	112	91	112	155	153	167	41

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes

Tableau 2.6 Analyses chimiques des adakites

ECH.	BC0604		BC0529A		SE9612		SE9605		SE9628		SE9602		SE9619		SE9611		SE9617		SE9629		SE9620		SE9601		SE9603		SE9632		SE9616	
Région	JA	AD	JA	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	
Type de Roche	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	AD	
Âge (Ma)	9,68 ± 0,40		9,40 ± 0,33		4,66 ± 0,26		4,49 ± 0,18		4,38 ± 0,20		4,21 ± 0,16		3,96 ± 0,11		3,82 ± 0,19		3,70 ± 0,12		3,55 ± 0,35		3,53 ± 0,10		3,44 ± 0,19		3,38 ± 0,18		3,24 ± 0,26		3,00 ± 0,15	
SiO ₂	63,80	62,80	64,25	54,40	65,55	60,70	61,60	64,20	63,75	65,90	64,50	61,50	66,60	65,35	64,40															
TiO ₂	0,50	0,52	0,65	1,02	0,51	0,83	0,78	0,65	0,64	0,52	0,55	0,85	0,41	0,57	0,66															
Al ₂ O ₃	16,20	16,00	16,45	17,15	16,75	16,58	16,70	16,46	16,35	16,10	16,15	16,70	15,89	16,40	16,50															
Fe ₂ O ₃	3,44	3,50	4,20	5,75	3,88	5,02	4,81	4,22	4,06	3,56	4,00	5,07	3,32	3,86	3,91															
MnO	0,05	0,05	0,07	0,04	0,07	0,08	0,07	0,07	0,03	0,06	0,07	0,10	0,07	0,06	0,04															
MgO	3,28	3,48	1,92	5,28	1,87	2,52	2,19	1,94	1,98	1,48	1,92	2,50	1,34	1,96	1,64															
CaO	5,00	5,17	4,42	5,51	4,67	5,46	5,21	4,45	4,32	4,08	4,48	5,46	3,86	4,46	4,18															
Na ₂ O	4,37	4,21	4,75	3,89	4,49	4,50	4,47	4,68	4,60	4,30	4,24	4,50	4,35	4,60	4,86															
K ₂ O	1,50	1,68	1,52	1,16	1,40	1,88	2,11	1,48	1,70	1,79	1,77	2,16	1,70	1,53	1,82															
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,16	0,20	0,14	0,38	0,33	0,16	0,16	0,17	0,16	0,37	0,12	0,15	0,16															
LOI	1,40	1,78	1,36	5,26	0,61	1,54	1,23	1,26	1,81	1,91	1,98	1,05	1,88	1,02	1,64															
Total	99,69	99,35	99,75	99,66	99,94	99,49	99,50	99,57	99,40	99,87	99,82	100,26	99,54	99,96	99,81															
Rb	21,5	22,0	44,0	21,7	28,5	23,0	27,0	40,0	37,0	31,0	39,0	23,0	36,5	33,0	40,5															
Ba	840	770	650	435	661	1110	1100	640	650	786	723	1150	740	645	650															
Th	3,35	4,15	4,00	2,80	3,10	3,15	3,80	3,85	4,00	3,00	3,60	3,45	3,05	3,25	4,10															
Nb	2,3	2,1	5,2	5,2	4,2	4,8	4,8	5,1	5,2	4,8	4,5	4,9	3,5	4,4	5,4															
La	11,6	13,8	18,5	18,0	13,2	24,5	24,5	18,5	16,4	17,0	17,5	24,5	14,0	15,0	18,0															
Ce	23,5	29,0	41,0	28,0	26,0	55,0	49,5	38,5	35,0	37,0	37,5	55,0	31,0	32,5	39,0															
Sr	962	982	580	502	475	1150	1070	580	570	597	553	1153	453	595	567															
Nd	13,0	15,0	19,0	17,0	15,0	26,5	26,5	19,0	17,0	17,5	18,0	27,0	14,2	16,0	19,0															
Sm	2,45	2,85	3,90	3,60	2,95	5,20	4,70	3,80	3,45	3,35	3,45	5,35	2,80	3,15	3,60															
Zr	115	124	186	137	122	167	160	174	172	95	90	156	48	150	180															
Eu	0,75	0,83	1,02	1,17	0,77	1,27	1,23	1,00	0,95	0,84	0,84	1,31	0,78	0,84	0,97															
Gd	2,30	2,40	3,65	3,90	2,45	3,40	3,25	3,75	3,20	2,45	2,85	3,50	2,50	2,45	3,40															
Dy	1,40	1,30	3,05	3,45	2,35	2,40	2,55	3,10	2,90	2,10	2,60	2,45	2,10	2,50	3,00															
Y	7,4	7,4	19,0	18,4	13,8	14,6	14,5	18,7	17,5	12,0	15,0	14,2	13,0	14,7	18,5															
Er	0,70	0,70	1,90	1,90	1,35	1,30	1,30	1,75	1,70	1,10	1,50	1,30	1,25	1,40	1,75															
Yb	0,58	0,59	1,92	1,76	1,31	1,27	1,28	1,72	1,65	1,03	1,45	1,24	1,08	1,31	1,70															
Sc	8,3	8,4	9,2	20,0	8,6	10,8	10,0	8,7	8,7	7,1	9,4	10,6	7,4	8,5	8,8															
V	68	71	84	175	66	121	131	80	84	70	86	132	64	80	94															
Cr	113	120	15	52	19	31	32	15	18	13	24	30	11	22	16															
Co	14,0	14,0	10,0	19,0	7,0	12,0	11,0	9,0	9,0	7,0	7,0	13,0	6,0	9,0	10,0															
Ni	95	98	14	25	7	17	15	15	17	5	9	17	3	17	14															

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.

MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie; AD : Adakites.

Tableau 2.6 (suite) Analyses chimiques des adakites

ECH.	SE9627		SE9614		SE9613		SE9615		SE9630	
	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD	GDC	AD
Région										
Type de Roche										
Âge (Ma)	2,70 ± 0,14		2,69 ± 0,10		2,58 ± 0,20					
SiO ₂	64,70		64,00		63,65		64,00		63,40	
TiO ₂	0,58		0,65		0,66		0,65		0,61	
Al ₂ O ₃	16,50		16,50		16,32		16,40		16,20	
Fe ₂ O ₃	4,11		4,15		4,23		3,95		4,06	
MnO	0,07		0,07		0,07		0,04		0,06	
MgO	1,82		1,92		1,97		1,67		2,12	
CaO	4,85		4,34		4,36		4,12		4,64	
Na ₂ O	4,57		4,35		4,72		4,78		5,00	
K ₂ O	1,67		1,72		1,56		1,86		1,73	
P ₂ O ₅	0,20		0,16		0,16		0,16		0,20	
LOI	0,64		2,19		1,38		1,71		2,06	
Total	99,71		100,05		99,28		99,34		100,08	
Rb	22,3		47,0		42,0		38,5		26,5	
Ba	716		615		640		640		750	
Th	2,90		4,00		3,85		3,90		2,90	
Nb	4,4		5,3		5,4		5,1		4,4	
La	16,5		18,5		18,5		17,5		17,6	
Ce	33,0		36,5		35,5		34,5		38,0	
Sr	640		584		577		556		740	
Nd	18,5		19,3		19,0		19,0		17,5	
Sm	3,15		3,75		3,90		3,70		3,20	
Zr	132		183		183		168		118	
Eu	0,88		1,02		1,00		0,94		0,81	
Gd	2,50		3,55		3,30		3,50		2,35	
Dy	2,30		3,10		2,80		3,05		2,00	
Y	13,0		19,5		19,0		18,0		11,2	
Er	1,25		1,80		1,80		1,75		1,10	
Yb	1,22		1,78		1,75		1,68		1,01	
Sc	8,5		8,9		9,3		8,5		8,1	
V	80		86		84		82		94	
Cr	13		15		18		14		15	
Co	9,0		10,0		10,0		9,0		10,0	
Ni	7		14		15		13		10	

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. AD : Adakites.

Tableau 2.7 Analyses chimiques des trachybasaltes alcalins

ECH.	BC05101		BC0606		BC05103		BC05102		BC0517		BC0605		BC05104	
	MSC	ATB	MSC	ATB	MSC	ATB	MSC	ATB	MSC	ATB	MSC	ATB	MSC	ATB
Région														
Type de Roche														
Âge (Ma)	9,38 ± 0,31	8,68 ± 0,36	7,77 ± 0,22	7,63 ± 0,19	7,60 ± 0,24	7,53 ± 0,22	7,05 ± 0,17							
SiO ₂	48,60	48,20	46,10	49,10	48,20	48,50	45,40	49,85						
TiO ₂	3,86	2,80	3,38	2,74	2,80	2,53	3,15	2,62						
Al ₂ O ₃	14,40	14,70	14,00	14,90	14,50	14,65	13,90	15,00						
Fe ₂ O ₃	11,65	10,40	11,25	10,35	10,30	10,75	10,80	10,20						
MnO	0,13	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,14						
MgO	5,62	7,52	7,70	6,92	7,09	6,93	7,48	7,00						
CaO	8,45	7,00	8,70	7,75	8,20	7,55	8,86	7,45						
Na ₂ O	3,80	3,78	3,80	4,17	4,05	3,64	3,48	4,25						
K ₂ O	1,33	2,00	2,12	2,01	1,96	1,58	2,10	2,03						
P ₂ O ₅	0,82	1,02	1,24	1,03	1,03	0,77	1,14	1,00						
LOI	0,84	1,93	0,46	0,25	1,36	2,40	2,90	-0,04						
Total	99,50	99,49	98,90	99,36	99,63	99,45	99,36	99,50						
Rb	18,8	29,0	30,0	28,5	26,0	22,8	29,5	28,8						
Ba	325	380	420	480	390	281	400	650						
Th	2,85	3,70	4,35	3,80	3,75	2,95	4,40	3,60						
Nb	48,0	57,0	84,0	56,0	56,0	45,0	77,0	54,0						
La	36,0	44,0	54,0	43,0	43,0	34,5	53,0	43,0						
Ce	83,0	102,0	125,0	100,0	100,0	77,0	120,0	100,0						
Sr	694	850	1000	865	850	620	984	870						
Nd	55,0	62,0	76,0	61,0	59,0	46,0	73,0	59,0						
Sm	12,20	13,00	14,90	12,70	13,00	10,30	14,60	12,50						
Zr	403	450	565	460	460	375	550	470						
Eu	3,75	4,00	4,30	3,90	4,00	3,10	4,20	3,80						
Gd	10,70	10,60	11,60	10,40	11,20	8,80	11,40	10,70						
Dy	7,35	7,10	7,90	6,95	7,10	6,40	7,75	6,80						
Y	34,8	34,0	38,0	32,5	33,0	31,0	36,0	31,0						
Er	2,80	2,70	3,10	2,60	2,70	2,65	3,10	2,60						
Yb	2,06	2,08	2,23	2,06	2,08	2,06	2,22	2,01						
Sc	16,5	17,5	19,0	17,5	17,0	19,0	19,0	17,0						
V	240	195	240	195	195	202	226	190						
Cr	120	215	237	230	210	210	218	225						
Co	41,0	40,0	46,0	39,0	40,0	41,0	40,0	38,0						
Ni	135	200	215	210	200	184	202	205						

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-AES. Les éléments majeurs sont exprimés en % pondéraux d'oxydes; les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). LOI (loss on ignition) - perte au feu à 1050°C.
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. ATB : Trachybasaltes alcalins.

Tableau 2.8 Analyses chimiques des éléments en trace des laves calco-alkalines par ICP-MS

ECH.	BC0501	BC0503	BC0541	BC0543	BC0542	BC0616	BC0600	BC0602	BC0600A	BC0615	BC0540	BC0043	BC0603	BC0530
Région	VIZ	JA	SB	SB	SB	SB	GDC	JA	GDC	SB	SB	Santa Rosalia	JA	JA
Type de Roche	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA
Âge (Ma)	20,30 ± 0,52	20,06 ± 0,51	15,90 ± 0,58	14,73 ± 0,36	14,64 ± 0,46	14,56 ± 0,65	12,80 ± 0,30	12,18 ± 0,68	11,59 ± 0,37	11,48 ± 0,64	10,93 ± 0,32	9,55 ± 0,87	9,39 ± 0,40	7,30 ± 0,40
Cs	0,53	0,43	1,35	0,72	0,44	1,62	0,73	0,22	1,25	0,57	0,26	0,55	0,18	0,38
Rb	12,3	14,0	37,9	26,2	20,4	31,3	36,9	15,3	34,7	21,6	14,0	21,7	14,1	9,0
Ba	296	665	916	1243	694	781	898	464	860	658	620	382	493	530
W	1,29	3,27	4,90	5,58	1,78	0,16	0,42	0,50	0,21	0,37	1,39	6,29	0,20	1,79
Th	1,11	1,97	5,18	4,16	2,71	5,13	2,75	2,74	2,58	2,69	4,79	2,18	2,42	0,83
U	0,56	0,85	1,69	1,44	0,71	1,63	0,93	0,71	0,90	0,71	1,14	0,75	0,67	0,36
Nb	3,1	4,7	4,9	7,1	7,0	5,3	6,9	4,3	6,1	9,3	4,1	6,5	3,7	1,2
Ta	0,17	0,29	0,27	0,36	0,21	0,16	0,37	0,15	0,35	0,36	0,11	0,41	0,13	0,06
La	8,4	15,6	28,8	34,1	19,1	21,2	14,5	12,8	13,9	18,6	25,7	12,7	11,7	9,0
Ce	19,0	35,8	63,4	70,6	40,9	46,8	28,5	29,4	27,3	39,7	58,1	28,6	26,9	18,2
Pb	3,41	5,27	6,98	6,14	5,14	9,39	7,74	7,21	8,10	6,06	3,58	4,33	5,63	16,41
Pr	2,5	4,6	8,0	8,6	4,9	6,2	3,4	3,9	3,2	4,9	7,4	3,9	3,6	2,2
Sr	464	781	1219	709	586	890	518	959	499	547	707	410	893	729
Nd	11,1	20,2	32,8	34,0	20,1	26,5	13,5	16,8	13,0	20,1	30,3	17,0	15,6	8,7
Sm	2,70	4,56	6,33	6,61	4,25	5,57	2,93	3,74	2,81	4,32	6,21	4,46	3,54	1,84
Zr	102	100	159	151	155	142	124	135	119	157	178	184	128	51
Hf	2,57	2,72	3,94	3,37	3,46	3,73	3,22	3,31	3,04	3,65	3,91	4,17	3,14	1,40
Eu	0,86	1,34	1,61	1,73	1,21	1,53	0,89	1,24	0,86	1,26	1,78	1,46	1,19	0,57
Ti	3914	5610	4048	6280	5078	4565	3772	6113	3685	5120	8038	7128	5853	2173
Gd	2,91	4,64	4,87	6,07	4,20	4,63	2,89	3,62	2,79	4,25	5,88	4,62	3,49	1,80
Tb	0,46	0,70	0,60	0,86	0,62	0,60	0,44	0,55	0,43	0,62	0,88	0,74	0,52	0,27
Dy	2,70	3,99	3,03	4,59	3,59	3,11	2,55	3,10	2,45	3,54	4,92	4,50	3,08	1,69
Y	16,3	23,0	16,1	27,2	20,6	16,5	14,6	17,5	14,3	20,3	27,7	25,3	17,0	10,0
Ho	0,56	0,80	0,54	0,93	0,69	0,58	0,51	0,63	0,50	0,71	0,94	0,89	0,61	0,35
Er	1,61	2,30	1,47	2,64	2,01	1,59	1,48	1,78	1,41	2,03	2,70	2,68	1,75	1,01
Yb	1,63	2,14	1,28	2,52	1,91	1,41	1,38	1,61	1,35	1,90	2,52	2,55	1,61	1,00
Lu	0,24	0,31	0,19	0,37	0,28	0,20	0,20	0,23	0,19	0,27	0,35	0,38	0,23	0,15
Sc	18,0	29,4	13,3	23,6	21,0	18,5	13,7	21,9	14,2	20,1	27,7	21,1	21,8	17,8
V	132	193	108	181	126	148	116	141	116	131	216	180	153	126
Cr	161	201	200	337	249	197	42	104	54	180	318	41	113	303
Co	23,0	32,4	21,8	34,1	32,7	23,3	12,8	25,9	13,3	28,0	36,8	25,8	26,0	30,6
Ni	152,8	51,0	141,4	131,9	155,1	119,4	10,9	47,4	13,6	134,3	143,4	20,0	78,5	221,3
Mn	920	1142	662	1184	912	789	615	836	621	863	1151	831	848	782
Cu	34,7	36,1	35,7	32,0	32,5	33,7	14,0	33,4	14,9	26,6	15,0	36,4	51,0	39,7
Zn	95,9	157,9	88,6	92,2	88,6	53,3	94,3	102,9	36,2	38,0	234,5	94,5	33,5	260,9
Ga	18,1	18,2	18,2	15,8	16,9	20,6	19,5	23,1	18,2	16,7	19,2	19,6	22,2	14,9
Li	9,72	10,40	8,04	12,67	11,16	8,87	20,99	8,87	8,77	13,57	11,97	22,00	9,97	9,45
Be	0,85	1,07	1,44	1,37	1,29	1,30	1,02	0,93	0,95	1,16	1,47	1,21	0,91	0,65

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-MS. Les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). Plus de renseignements sur les échantillons BC97, BC99 et BC00 dans Aguilón-Robles (2002).
MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. CA : Calco-alkalin.

Tableau 2.9 Analyses chimiques des éléments en trace des andésites magnésiennes par ICP-MS

ECH.	BC99-68	BC0551	BC0538	BC0546	BC0502	BC9734	BC0610	BC0547	BC0611	BC0617	BC0608A	BC0046	BC0550	BC0519	BC0509
Région	La Purísima	MA	SB	MA	VIZ	La Purísima	JA	SB	JA	JA-SB	JA	Santa Rosalia	VIZ	JA	JA
Type de Roche	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Âge (Ma)	14,70 ± 0,30	11,13 ± 0,36	10,80 ± 0,29	10,78 ± 0,26	9,43 ± 0,22	8,79 ± 0,25	8,46 ± 1,03	8,12 ± 0,22	8,11 ± 1,20	7,90 ± 0,37	7,89 ± 0,96	7,80 ± 0,20	6,79 ± 0,22	6,30 ± 0,30	5,88 ± 0,20
Cs	1,41	0,58	0,49	0,27	0,87	0,18	0,49	0,41	0,01	1,40	0,06	0,23	0,34	0,18	0,28
Rb	81,0	27,6	26,2	27,3	65,9	28,2	11,4	15,3	9,6	31,3	16,5	10,6	6,1	8,8	10,0
Ba	1904	2473	1457	2046	2422	1678	1581	1800	875	2886	1501	703	755	1048	1132
W	7,29	3,39	4,20	4,28	7,65	10,37	0,36	3,60	0,18	0,21	0,46	2,50	2,87	1,59	3,81
Th	8,00	4,38	10,80	13,43	12,77	4,54	3,37	7,53	2,27	6,18	6,69	1,74	1,21	1,27	0,96
U	3,28	1,94	2,02	2,73	4,43	1,84	0,73	1,65	0,65	1,98	1,30	0,59	0,51	0,46	0,66
Nb	10,8	4,1	6,5	12,9	11,7	23,1	7,8	6,7	7,2	5,5	9,8	6,6	7,6	3,6	5,8
Ta	0,53	0,21	0,18	0,57	0,28	1,02	0,24	0,32	0,24	0,19	0,28	0,30	0,34	0,18	0,33
La	51,7	44,5	44,7	80,0	80,0	65,0	29,3	46,1	19,5	37,6	47,2	22,5	28,4	16,8	21,9
Ce	112,5	102,4	94,5	166,2	166,0	157,8	63,5	100,5	40,9	77,9	110,3	49,4	64,6	37,2	49,0
Pb	13,36	8,81	13,50	12,14	12,50	11,04	15,62	10,49	9,71	13,34	12,15	4,87	6,43	4,73	7,34
Pr	14,3	12,8	11,2	19,7	20,9	19,8	7,6	11,8	4,9	9,8	13,9	6,2	8,3	4,7	5,9
Sr	1339	2146	1596	2373	1695	1836	1394	2162	1067	1365	2103	1043	2399	888	1592
Nd	60,0	52,5	40,8	72,8	82,3	79,3	29,1	42,9	18,7	39,8	54,2	23,7	34,3	18,2	22,9
Sm	11,71	9,51	6,72	10,77	14,58	13,73	4,72	6,44	3,18	7,96	8,54	3,74	5,77	3,49	4,06
Zr	379	171	226	313	496	516	178	216	118	141	241	115	125	77	79
Hf	10,05	4,25	5,00	6,62	12,49	10,72	4,44	4,62	2,98	3,58	5,64	2,67	2,96	1,95	2,09
Eu	3,06	2,51	1,79	2,46	3,42	3,52	1,32	1,67	0,95	2,15	2,22	0,94	1,61	0,99	1,21
Ti	6436	5207	5602	8605	6780	13166	4184	8246	3135	4782	10093	4122	8562	3635	7269
Gd	9,19	6,86	4,84	7,52	10,78	10,17	3,75	4,61	2,60	6,77	6,11	2,64	4,19	3,19	3,27
Tb	1,04	0,82	0,59	0,81	1,26	1,20	0,46	0,54	0,33	0,86	0,66	0,31	0,44	0,43	0,42
Dy	4,77	3,82	2,91	3,35	5,76	5,26	2,26	2,39	1,76	4,33	2,83	1,40	1,97	2,52	2,13
Y	22,8	18,8	14,8	15,7	29,8	24,3	12,4	12,0	9,8	22,5	12,9	7,2	8,8	14,5	11,3
Ho	0,79	0,62	0,50	0,53	1,00	0,87	0,43	0,40	0,34	0,79	0,47	0,24	0,33	0,50	0,40
Er	1,99	1,64	1,42	1,30	2,64	2,17	1,19	1,05	0,98	2,08	1,12	0,64	0,75	1,48	1,11
Yb	1,65	1,25	1,26	0,98	2,29	1,77	1,13	0,88	0,92	1,79	0,89	0,55	0,58	1,39	0,98
Lu	0,22	0,18	0,18	0,13	0,33	0,23	0,16	0,12	0,13	0,25	0,12	0,08	0,07	0,21	0,14
Sc	17,2	15,3	14,4	14,3	18,9	20,8	15,8	15,1	12,6	29,9	14,4	6,8	12,6	23,2	19,5
V	161	132	129	149	221	208	102	174	108	207	142	79	160	182	194
Cr	103	130	307	276	34	262	296	364	263	631	185	23	174	277	185
Co	21,7	24,7	27,6	24,9	22,0	33,1	27,3	33,9	21,6	38,5	22,4	10,4	27,2	31,3	33,0
Ni	66,8	139,7	221,5	202,3	38,4	160,5	281,6	276,0	228,8	221,7	115,4	22,0	131,2	160,8	128,6
Mn	806	763	714	660	979	890	820	805	605	1140	627	357	665	934	884
Cu	64,6	64,9	19,8	24,1	89,0	89,1	49,3	54,1	31,9	46,1	31,9	30,2	72,0	47,6	62,7
Zn	99,8	99,8	12,6	12,6	73,7	136,6	73,7	136,6	26,6	33,9	62,4	115,9	115,9	62,8	252,1
Ga	20,9	19,2	21,0	22,8	21,7	19,5	19,3	21,2	15,9	13,1	20,6	10,6	20,1	15,4	19,2
Li	13,05	24,85	12,05	13,76	12,31	10,29	10,00	10,50	10,79	5,71	8,13	7,30	7,55	8,20	10,88
Be	2,54	1,94	1,69	2,50	2,98	2,47	1,64	1,91	1,03	2,55	1,73	0,98	1,52	0,70	1,15

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-MS. Les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). Plus de renseignements sur les échantillons BC97, BC99 et BC00 dans Aguilón-Robles (2002).
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes.

Tableau 2.9 (suite) Analyses chimiques des éléments en trace des andésites magnésiennes par ICP-MS

ECH.	BC0528	BC0531	BC0520	BC0607	BC0514	BC0515	BC0601	BC0523	BC0614	BC0609	BC0522	BC0524	BC0535	BC0504	BC0533
Région	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Type de Roche	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Âge (Ma)	5,77 ± 0,28	5,54 ± 0,22	5,32 ± 0,24	5,21 ± 0,21	5,16 ± 0,35	5,08 ± 0,23	4,99 ± 0,13	4,84 ± 0,17	4,67 ± 0,14	4,65 ± 0,15	4,64 ± 0,20	4,62 ± 0,17	4,43 ± 0,13	4,40 ± 0,11	4,28 ± 0,12
Cs	0,40	0,32	0,23	0,23	0,19	0,43	17,3	0,12	14,7	7,5	0,18	0,29	0,79	0,32	0,89
Rb	10,0	17,9	8,8	15,1	7,3	9,8	1418	9,3	1272	157	13,7	14,8	17,5	17,4	17,8
Ba	611	1292	718	1032	1124	1729	1418	865	1272	1557	913	1154	1723	1185	1847
W	2,46	4,40	2,42	0,19	3,60	2,64	0,14	1,70	0,14	0,20	2,04	5,64	3,99	2,00	4,85
Th	1,49	5,09	1,30	5,55	2,73	2,86	5,96	1,87	5,34	3,11	1,78	3,42	3,04	5,24	3,42
U	0,57	1,27	0,46	1,25	0,77	0,78	1,12	0,70	1,04	0,81	0,57	1,14	0,99	1,39	1,00
Nb	2,1	10,8	3,9	17,3	6,5	9,1	11,6	6,1	7,9	6,2	4,6	16,6	14,7	5,4	15,0
Ta	0,11	0,49	0,19	0,72	0,30	0,43	0,49	0,28	0,15	0,09	0,21	0,73	0,66	0,25	0,64
La	12,4	49,4	17,8	57,3	36,6	32,4	48,4	22,5	43,1	39,6	24,8	48,6	48,5	43,7	49,9
Ce	28,0	112,4	38,5	133,4	81,0	73,3	113,5	47,5	101,5	88,5	55,2	113,1	110,8	98,2	119,1
Pb	6,06	12,46	4,58	9,98	7,78	10,73	10,97	7,19	9,43	10,82	7,29	8,63	7,22	10,71	10,01
Pr	3,5	14,3	4,8	17,1	9,5	8,9	14,4	5,7	12,9	11,3	6,9	14,9	14,9	12,4	15,5
Sr	831	2295	941	3061	1687	2030	2360	1332	2112	2524	1533	2374	2364	2006	2468
Nd	13,5	55,3	19,4	68,3	37,6	34,5	56,2	21,7	50,5	44,6	27,0	60,3	59,3	49,0	61,5
Sm	2,58	8,88	3,67	11,17	6,00	5,69	8,82	3,75	7,93	6,96	4,68	9,65	9,62	7,61	10,01
Zr	72	245	85	260	103	128	260	104	234	145	115	204	199	185	212
Hf	1,85	5,52	2,10	5,90	2,62	3,18	6,03	2,64	5,18	3,40	2,76	4,74	4,64	4,17	4,79
Eu	0,73	2,31	1,08	3,06	1,50	1,47	2,39	1,06	2,14	1,89	1,26	2,37	2,33	1,87	2,48
Ti	2814	11529	4019	19171	5294	6469	11741	3823	9210	6852	4997	13593	12841	7040	13640
Gd	2,07	6,01	3,37	7,98	4,56	4,33	6,23	3,19	5,58	4,91	3,71	6,64	6,88	5,25	6,86
Tb	0,27	0,64	0,47	0,90	0,55	0,46	0,69	0,39	0,62	0,52	0,46	0,67	0,64	0,53	0,69
Dy	1,54	3,01	2,68	3,83	2,58	2,30	2,98	2,12	2,66	2,22	2,42	2,88	2,90	2,37	3,08
Y	8,3	14,1	15,8	17,5	13,9	11,4	13,7	11,6	12,3	10,4	12,8	12,8	12,7	11,0	13,8
Ho	0,28	0,50	0,54	0,64	0,48	0,42	0,50	0,41	0,44	0,38	0,45	0,47	0,47	0,38	0,48
Er	0,83	1,23	1,55	1,54	1,29	1,07	1,20	1,14	1,08	0,93	1,24	1,10	1,11	0,98	1,20
Yb	0,76	0,94	1,46	1,11	1,17	0,92	0,95	1,08	0,84	0,71	1,10	0,82	0,82	0,74	0,85
Lu	0,12	0,12	0,22	0,15	0,17	0,13	0,12	0,16	0,11	0,10	0,16	0,11	0,11	0,10	0,11
Sc	16,2	15,4	24,4	21,5	19,4	19,8	16,4	15,3	14,5	13,7	18,5	15,7	16,4	13,2	18,0
V	113	179	194	315	156	183	207	123	174	178	171	255	213	136	227
Cr	236	187	292	172	344	290	198	310	177	136	298	247	232	180	249
Co	25,7	24,1	34,3	28,5	38,3	36,5	21,2	33,2	19,2	18,6	35,4	29,6	28,6	24,8	31,1
Ni	199,2	131,8	163,7	59,7	302,7	194,7	124,9	305,6	116,3	94,0	239,8	150,0	143,1	94,7	158,1
Mn	660	680	1037	946	936	899	682	854	606	637	899	746	737	623	794
Cu	35,7	29,0	51,7	48,6	67,7	66,9	23,2	45,1	19,7	12,5	57,5	44,6	50,3	41,8	53,1
Zn	67,5	466,6	66,9	164,4	130,7	129,5	88,4	190,9	61,4	26,6	97,7	154,2	146,0	130,5	253,7
Ga	15,8	21,6	16,9	31,3	17,7	17,7	23,4	17,6	21,3	22,2	17,8	20,7	19,8	21,7	21,6
Li	7,04	8,57	8,07	9,81	11,48	11,38	9,90	10,30	7,88	8,42	8,97	9,43	8,01	11,05	9,54
Be	0,78	1,93	0,77	2,36	1,39	1,47	1,89	1,15	1,69	1,38	1,06	1,97	1,87	1,72	1,97

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-MS. Les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). Plus de renseignements sur les échantillons BC97, BC99 et BC00 dans Aguilon-Robles. (2002).
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes.

Tableau 2.9 (suite) Analyses chimiques des éléments en trace des andésites magnésiennes par ICP-MS

ECH.	BC0505		BC0506		BC0548		BC0544		BC0608B		BC0612A		BC0612B		BC0613		BC0618	
Région	JA	MA	JA	MA	SB	MA	SB	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA	JA	MA
Type de Roche	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Âge (Ma)	3,90 ± 0,13		3,78 ± 0,28		3,36 ± 0,12		1,98 ± 0,21											
Cs	0,19		0,34		0,27		0,33		0,10		7,0		7,5		6,8		0,35	
Rb	9,3		13,8		28,6		9,3		17,3		64,7		65,5		77,4		19,9	
Ba	1040		1413		2265		940		5377		7,0		7,5		77,4		752	
W	1,43		5,11		3,03		2,23		0,30		0,12		0,36		0,19		0,37	
Th	1,64		2,48		6,47		1,80		6,35		1,38		1,48		1,51		2,63	
U	0,35		0,98		1,89		0,69		1,83		0,39		0,43		0,36		0,76	
Nb	5,5		8,2		7,8		6,8		12,2		4,5		5,0		5,2		9,1	
Ta	0,27		0,39		0,31		0,31		0,47		0,19		0,16		0,19		0,28	
La	28,6		43,3		60,3		33,5		46,7		14,9		17,0		16,3		26,2	
Ce	70,1		101,6		130,0		83,3		108,7		32,7		36,2		36,2		56,6	
Pb	11,84		13,92		19,23		7,72		10,77		4,50		4,81		4,20		8,85	
Pr	8,7		13,0		17,9		10,7		13,8		4,1		4,6		4,5		7,2	
Sr	1563		2272		2374		2141		2180		786		840		876		1371	
Nd	36,1		54,1		73,6		44,6		54,1		16,6		18,7		18,2		28,9	
Sm	6,14		8,53		11,74		7,45		8,34		3,15		3,56		3,44		5,16	
Zr	151		244		349		199		217		88		92		93		144	
Hf	3,48		5,36		8,60		5,10		5,10		2,22		2,35		2,34		3,61	
Eu	1,68		2,25		2,52		1,95		2,41		0,96		1,06		1,03		1,54	
Ti	6976		11072		8922		7019		9899		3721		3857		3922		4973	
Gd	4,55		5,85		8,46		5,44		6,06		2,88		3,25		3,10		4,07	
Tb	0,52		0,66		0,76		0,59		0,64		0,41		0,46		0,44		0,51	
Dy	2,37		2,90		3,25		2,63		2,69		2,28		2,60		2,49		2,51	
Y	11,7		13,8		15,4		12,1		12,4		13,1		15,6		14,3		13,1	
Ho	0,40		0,49		0,57		0,44		0,45		0,47		0,53		0,51		0,46	
Er	1,06		1,23		1,30		1,07		1,07		1,34		1,53		1,45		1,22	
Yb	0,83		0,95		1,08		0,80		0,84		1,25		1,43		1,38		1,07	
Lu	0,11		0,12		0,14		0,10		0,11		0,18		0,21		0,20		0,15	
Sc	13,4		15,7		19,1		9,8		13,4		21,4		22,2		23,2		12,0	
V	77		169		182		110		160		172		183		146		116	
Cr	172		141		352		201		186		241		250		267		38	
Co	24,1		26,3		34,8		23,4		21,8		25,3		26,6		27,7		15,3	
Ni	91,1		98,1		261,1		156,8		91,6		141,3		127,2		150,4		30,3	
Mn	654		744		832		561		601		822		814		925		879	
Cu	49,5		46,6		62,2		36,7		26,7		36,0		41,2		16,2		24,0	
Zn	122,2		129,8		119,6		180,9		25,5		14,5		27,2		54,1		57,1	
Ga	18,8		20,3		18,5		16,9		21,1		15,8		16,5		16,7		21,5	
Li	8,28		8,15		9,22		7,72		8,25		6,70		6,74		6,43		10,97	
Be	1,50		2,16		2,82		1,43		1,64		0,63		0,73		0,68		1,14	

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-MS. Les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). Plus de renseignements sur les échantillons BC97, BC99 et BC00 dans Aguilón-Robles (2002).
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. MA : Andésites magnésiennes.

Tableau 2.10 Analyses chimiques des éléments en trace des adakites, trachybasaltes alcalins, basaltes enrichis en Nb et tholéïtes par ICP-MS

ECH.	BC0604	BC0529A	BC0518	BC05101	BC0606	BC05103	BC0517	BC0605	BC0008	BC99143	BC0005	BC0035	BC0044
Région	JA	JA	MSC	MSC	MSC	MSC	MSC	MSC	MSC	Santa Clara	Santa Clara	Santa Clara	Santa Clara
Type de Roche	AD	AD	ATB	ATB	ATB	ATB	ATB	ATB	NEB	NEB	NEB	Tholéïte	Tholéïte
Âge (Ma)	9,68 ± 0,40	9,40 ± 0,33	9,38 ± 0,31	8,68 ± 0,36	7,77 ± 0,22	7,63 ± 0,19	7,53 ± 0,22	7,05 ± 0,17	10,60 ± 0,50	10,40 ± 0,50	7,39 ± 0,24	10,60 ± 0,50	9,75 ± 0,44
Cs	0,58	0,61	0,22	0,25		0,18	0,12		0,16	0,09	0,15	0,05	0,16
Rb	25,9	19,8	19,6	28,8	32,1	27,4	23,0	32,0	5,2	7,6	11,3	2,6	7,8
Ba	928	703	318	367	412	432	279	427	98	169	167	74	248
W	0,13	3,68	5,25	1,59	0,41	1,29	3,69	0,47	2,91	3,33	5,45	2,55	2,62
Th	3,92	3,69	2,66	3,66	4,92	3,64	2,99	4,88	0,92	0,99	1,81	0,32	1,12
U	0,94	0,89	1,19	1,34	1,73	0,94	0,77	1,93	0,33	0,39	0,51	0,19	0,39
Nb	2,9	3,2	39,9	19,1	104,1	10,5	38,1	13,1	10,2	9,5	20,5	4,4	7,9
Ta	0,11	0,16	0,92	0,27	5,92	0,24	0,72	0,32	0,55	0,65	0,94	0,27	0,31
La	12,9	12,4	34,4	44,2	58,6	43,6	33,5	57,3	6,5	7,3	14,4	3,5	12,6
Ce	27,6	27,1	83,6	101,9	136,6	99,5	78,1	133,3	14,3	16,3	29,8	8,9	30,7
Pb	6,44	4,15	0,63	1,58	3,39	1,61	1,05	3,07		10,97	7,89		7,41
Pr	3,5	3,3	11,2	13,4	18,1	13,0	10,2	17,6	1,9	2,2	3,8	1,4	4,3
Sr	1118	925	715	902	1077	908	642	1083	287	294	283	214	432
Nd	14,4	13,0	51,6	59,7	79,2	58,6	45,9	76,9	9,1	10,6	17,0	8,1	19,4
Sm	2,92	2,58	12,51	12,92	16,74	12,64	10,54	16,21	2,87	3,34	4,77	3,23	5,02
Zr	129	121	435	440	624	401	398	591	77	92	124	79	186
Hf	3,21	2,96	8,69	7,47	12,35	7,36	7,78	10,73	2,03	2,47	3,23	2,43	4,10
Eu	0,94	0,79	3,75	3,80	4,83	3,51	3,16	4,65	1,11	1,26	1,63	1,29	1,71
Ti	3332	3146	21846	11313	21518	10870	14161	9911	7826	8484	10312	8745	10110
Gd	2,41	2,12	11,08	11,38	14,32	10,88	9,51	13,88	3,24	4,04	5,32	4,25	5,36
Tb	0,31	0,26	1,54	1,53	1,87	1,43	1,29	1,80	0,52	0,63	0,82	0,70	0,89
Dy	1,62	1,31	7,47	7,35	8,98	7,03	6,45	8,66	3,04	3,58	4,78	4,07	5,33
Y	8,3	6,8	34,4	34,1	40,7	33,1	31,1	39,2	15,4	18,7	24,1	20,8	30,6
Ho	0,29	0,24	1,24	1,20	1,49	1,15	1,11	1,44	0,56	0,66	0,86	0,73	1,07
Er	0,78	0,64	2,97	2,91	3,58	2,70	2,70	3,47	1,58	1,81	2,38	2,00	3,19
Yb	0,69	0,58	2,04	2,04	2,48	2,00	2,07	2,44	1,30	1,53	1,97	1,64	3,06
Lu	0,10	0,08	0,25	0,26	0,31	0,26	0,27	0,32	0,18	0,20	0,28	0,21	0,44
Sc	9,9	8,2	17,8	18,5	22,0	18,5	20,4	21,6	20,8	22,8	25,8	21,9	33,9
V	73	69	249	179	242	176	204	225	161	160	191	137	262
Cr	126	113	114	213	232	216	208	230	349	372	354	225	117
Co	14,6	14,8	44,9	39,6	41,2	38,0	41,9	40,8	55,0	47,4	54,7	41,6	38,0
Ni	97,2	94,8	137,0	203,2	207,7	200,4	186,9	207,3	224,8	166,2	288,3	108,5	68,2
Mn	431	372	1091	1030	1260	1009	1193	1230	1193	1155	1356	1131	1592
Cu	12,7	16,4	94,2	62,6	58,8	92,8	77,3	64,9	64,9	68,0	82,9	58,9	175,7
Zn	11,7	18,2	39,2	39,2	116,5	42,9	114,3				401,2		12,8
Ga	23,1	18,9	23,0	23,4	24,8	22,8	21,7	24,1	18,7	18,8	18,5	19,9	20,8
Li	12,99	7,04	11,77	8,15	10,04	11,31	12,07	16,36	10,41	10,55	6,30	5,68	11,00
Be	1,08	1,01	1,97	2,75	3,05	2,63	1,69	2,97	0,68	0,66	0,78	0,47	1,06

Analyse chimique réalisée sur roche totale par ICP-MS. Les éléments en trace sont exprimés en ppm (partie par million). Plus de renseignements sur les échantillons BC97, BC99 et BC00 dans Aguilon-Robles. (2002).
 MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. AD : Adakites; ATB : Trachybasaltes alcalins; NEB : basaltes enrichis en Nb.

Tableau 2.11 Âges isotopiques ⁴⁰K-⁴⁰Ar des laves

Echantillon	Région	Localité	Coordonnées Géographiques	Âge calculé (Ma) ± 1 σ	Âge moyen (Ma) ± 1 σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Exp	³⁹ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar/Atm mm/10mV	⁴⁰ Ar _R (10 ⁻⁷ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _R (%)	³⁶ Ar Exp (10 ⁻⁹ cm ³)	K ₂ O AES	K ₂ O AES	Poid (g)	Ref. analyse	Fichier	
<i>Autres roches</i>																			
BC0511	JA	La Bocana	29°38'39,8" N ; 114°51'33,3" W	92,10 ± 2,12	4551,80	4481,30	66,696	12083	6828	6637	15,950	93,6	2,945	5,24	5,80	0,8036	B6890	05-151	
BC0512	JA	La Bocana		84,96 ± 1,95	2341,70	50,815	8560			12284	328,100	93,5	6,145	11,70	10,30	0,8016	B6891	05-152	
BC0513	JA	La Bocana		80,42 ± 1,86							283,400	87,6	10,93	10,69	9,40	0,8084	B6892	05-153	
<i>Laves calco-alcalines</i>																			
BC0501	VIZ	SierraSan Francisco	27°30'29,6" N ; 112°49'46,7" W	20,30 ± 0,52	554,60	110,437	6997	7382	6997	7382	6,385	50,8	1,685	0,97	0,94	0,8046	B6880	05-141	
BC0503	JA	Cataviña	29°43'10,0" N ; 114°35'59,0" W	20,06 ± 0,51	611,50	108,716	7946	8350	7946	8350	7,869	54,6	1,778	1,21	1,20	0,8039	B6882	05-143	
BC05105	JA	Cataviña	29°44'42,0" N ; 114°41'11,0" W	18,35 ± 0,47	584,66	101,909	4462	4966	4462	4966	7,850	52,8	1,108	1,42	1,32	0,5044	B7051	06-091	
BC0541	SB	Agua de Higuera	28°57'23,6" N ; 113°48'34,0" W	15,90 ± 0,58	380,15	97,053	19746	6835	6422	19134	1,143	27,4	8,214	2,29	2,22	0,8017	B6952	05-213	
BC0543	SB	Rosarito	28°28'86,5" N ; 113°58'96,7" W	15,12 ± 0,40	485,50	102,792	5493	5941	5493	5941	5,750	53,1	1,402	1,24	1,35	0,8008	B6851	05-112	
BC0542	SB	Bahia de Los Angeles	28°57'93,2" N ; 113°34'23,8" W	14,56 ± 0,46	400,90	106,625	10338	10052	10338	10052	6,597	34,0	3,509	1,40	1,38	0,8106	B6846	05-107	
BC0616	SB	Bahia de Los Angeles	28°58'09,0" N ; 113°41'38,7" W	14,73 ± 0,45	396,80	101,519	9051	9291	9051	9291	6,674	36,2	3,183	1,93	1,94	0,8011	B6850	05-111	
BC0600	GDC	Sinaloa, Topolobampo	25°37'16,6" N ; 109°03'19,9" W	12,80 ± 0,30	814,60	104,488	5595	3985	17756	32847	9,144	21,6	8,970	1,77	1,78	0,8031	B6992	06-032	
BC0602	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'10,8" N ; 114°29'46,8" W	12,18 ± 0,68	328,11	100,395	9461	12182	9461	12182	3,468	66,0	1,031	0,87	0,88	0,8016	B7007	06-047	
BC0600A	GDC	Sinaloa, Topolobampo	25°37'16,6" N ; 109°03'19,9" W	11,59 ± 0,37	419,80	100,574	9574	7723	9574	7723	6,754	34,0	3,556	1,76	1,77	0,8002	B6993	06-033	
BC0615	SB	Bahia de Los Angeles	28°57'56,1" N ; 113°34'27,4" W	11,48 ± 0,64	333,52	94,440	13266	12836	13266	12836	5,085	17,1	6,738	1,37	1,37	0,8078	B7026	06-066	
BC0540	SB	Agua de Higuera	28°56'32,1" N ; 113°49'11,8" W	10,71 ± 0,31	428,80	113,916	5954	6371	5954	6371	4,022	38,2	1,770	1,16	1,21	0,8040	B6842	05-103	
BC0603	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'08,6" N ; 114°29'48,7" W	11,15 ± 0,32	437,3	110,694	5817	6013	5817	6013	4,183	39,5	1,743	0,90	0,94	0,8042	B6995	06-035	
BC0530	JA	Jaraguay-Chapala	29°32'07,0" N ; 114°30'24,2" W	9,39 ± 0,40	357,66	103,920	6143	6619	6143	6619	2,853	23,1	2,582	0,77	0,84	0,8185	B6949	05-210	
SE9604	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île	7,65 ± 0,40	336,28	111,010	6285	6729	6285	6729	2,075	18,2	2,579	0,77	0,84	0,8037	B6959	05-220	
				6,96 ± 0,33	332,47	106,974	4865	6085	4865	6085	1,887	20,3	2,015	1,34	1,41	0,8020	B6601	04-119	
				5,66 ± 0,73	283,60	26025	13162	2,451	26025	2,451	2,451	7,4	8,290	0,66	0,68	0,8050	B6581	04-099	
				4,74 ± 0,38	297,30	3175	4281	2,050	13162	2,050	2,050	11,7	4,209	0,66	0,68	0,8005	B6569	04-087	
SE9610	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île	4,19 ± 0,18	344,40	337,80	4281	0,894	3175	0,894	0,894	22,0	0,856	1,0018	1,0018	1,0018	B6600	04-118	
				3,83 ± 0,18				0,816	4281	0,816	0,816	21,0	1,044						

Région, MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. Analyses chimiques réalisées sur roche totale par ICP-AES et AAS

Toutes les datations ⁴⁰K-⁴⁰Ar ont été faites sur roche totale (RT). San Esteban modifié d'après Aguilón-Robles, (2002).

Tableau 2.11 (suite) Âges isotopiques 40K-40Ar des laves

Echantillon	Région	Localité	Coordonnées	Âge calculé (Ma) ± 1 σ	Âge moyen (Ma) ± 1 σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Exp	³⁹ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Atm mm/10mV	⁴⁰ Ar _R (10 ⁻⁷ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _R (%) (10 ⁻⁹ cm ³)	³⁶ Ar Exp AAS	K ₂ O AES	K ₂ O AES	Poid (g)	Ref. analyse	Fichier	
<i>Laves calco-alkalines (continuation)</i>																		
SE9618	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île	3,79 ± 0,25 3,61 ± 0,22	3,70 ± 0,25	312,80 317,90	29768 26206			4,131 3,932	14,2 15,8	8,529 7,267	3,38 1,6	3,30	1,0073 1,0285	B6550 B6551	04-068 04-069	
SE9631	GDC	Île San Esteban	Côté est de l'île	3,41 ± 0,25						1,840	11,9	4,140			0,8595	B4863	04-180	
SE9608	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île	3,40 ± 0,18		322,00	10890			3,047	18,3	3,682	2,78	2,62	0,8017	B6624	04-142	
<i>Andésites magnésiennes</i>																		
BC0551	VIZ	Vizcaino	27°30'49,2" N ; 113°07'26,8" W	11,10 ± 0,36 11,16 ± 0,34	11,13 ± 0,36	412,22 444,22	13444 11965	14055 11910		8,685 8,733	32,9 36,7	4,811 4,081	2,30	2,42	0,8037 0,8023	B6955 B6962	05-216 06-002	
BC0539	SB	Agua de Higuera	28°56'32,3" N ; 113°49'08,6" W	10,93 ± 0,34		418,89	4184	4203		4,807	34,4	1,566	1,34	1,36	0,5037	B7048	06-088	
BC0538	SB	El Crucero	29°14'32,9" N ; 114°09'60,7" W	10,80 ± 0,29		477,30	9268	9471		7,650	44,3	2,644	2,19	2,14	0,8118	B6841	05-102	
BC0546	SB	Rosario-San Borja	28°40'25,7" N ; 114°01'84,6" W	10,80 ± 0,26 10,77 ± 0,26	10,78 ± 0,26	712,40 688,11	7623 8252	8080 8717		9,918 9,894	64,6 60,5	1,486 1,755	2,84	2,78	0,8064 0,8045	B6853 B6953-7	05-114 05-214	
BC0502	VIZ		27°30'29,6" N ; 112°49'46,7" W	9,37 ± 0,22 9,50 ± 0,23	9,43 ± 0,22	826,40 724,92	8893 9503	9198 10049		10,840 11,450	66,5 61,9	1,477 1,844	3,58	3,51	0,8009 0,8065	B6881 B6957	05-142 05-218	
BC0610	JA	El Crucero-Punta Blanco	29°07'27,3" N ; 114°21'00,0" W	8,46 ± 1,03		245,26	19804	21659		4,293	7,9	13,700	1,58	1,57	0,8039	B7023	06-063	
BC0547	SB	Rosario-San Borja	28°38'58,2" N ; 114°00'30,0" W	8,12 ± 0,22		499,40	7235			5,960	46,1	1,917	2,33	2,38	0,8153	B6858	05-119	
BC0611	JA	El Crucero-Punta Blanco	29°07'27,3" N ; 114°21'00,0" W	8,11 ± 1,20		288,12	20804	29822		3,381	6,5	13,250	1,30	1,29	0,8002	B7030	06-070	
BC0617	JA-SB	El Crucero	29°00'39,5" N ; 114°07'15,3" W	7,90 ± 0,37		346,26	6727	7071		2,984	20,6	3,135	1,18	1,17	0,8047	B7028	06-068	
BC0608A	JA	El Crucero	29°12'52,8" N ; 114°20'32,5" W	7,89 ± 0,96		299,54	31673	5941		6,395	7,9	20,400	2,39	2,51	0,8043	B7021	06-061	
BC0550	VIZ	Vizcaino	27°34'12,3" N ; 113°20'00,07" W	6,92 ± 0,21 6,66 ± 0,22	6,79 ± 0,22	392,10 382,90	6246 5920	6783		4,180 4,023	34,8 34,4	2,116 2,301	1,87	1,81	0,800	B6809 B6821	05-070 05-082	
BC0525	JA	Jaraguay	29°34'51,5" N ; 114°33'32,5" W	6,60 ± 0,27		359,70	2975	3630		2,300	23,5	1,269	1,05	1,08	0,5023	B7036	06-076	
BC0519	JA	El Crucero	29°15'57,5" N ; 114°15'06,0" W	6,30 ± 0,30		340,26	5598	6325		2,095	20,2	2,245	1,03	1,03	0,8022	B6948	05-209	
BC0509	JA	El Escondido	29°37'44,6" N ; 114°43'41,9" W	6,01 ± 0,18 5,76 ± 0,20	5,88 ± 0,20	432,60 366,20	3912 4642	4241 5172		2,523 2,418	37,8 28,7	1,124 1,639	1,30	1,30	0,8012 0,8075	B6884 B6907	05-145 05-168	
BC0521	JA	El Crucero	29°11'41,5" N ; 114°18'17,0" W	5,82 ± 0,29		335,53	2647	3020		1,654	18,9	1,204	0,91	0,88	0,5028	B7035	06-075	
BC0528	JA	Jaraguay-Chapala	29°28'50,8" N ; 114°27'46,5" W	5,77 ± 0,28		341,70	6142	7423		2,159	19,5	2,424	1,22	1,16	0,8048	B6905	05-166	
BC0531	JA	Jaraguay-Chapala	29°30'81,2" N ; 114°30'06,9" W	5,54 ± 0,22		365,00	8392	9248		3,899	24,9	3,182	2,27	2,18	0,8012	B6898	05-159	

Région, MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. Analyses chimiques réalisées sur roche totale par ICP-AES et AAS

Toutes les datations 40K-40Ar ont été faites sur roche totale (RT). San Esteban modifié d'après Aguillón-Robles, (2002)..

Tableau 2.11 (suite) Âges isotopiques 40K-40Ar des laves

Echantillon	Région	Localité	Coordonnées	Âge calculé (Ma)± 1 σ	Âge moyen (Ma) ± 1 σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Exp	³⁹ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar/Atm mm/10mV	⁴⁰ Ar _R (10 ⁻⁷ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _R (%)	³⁶ Ar Exp (10 ⁻⁹ cm ³)	K ₂ O AES	K ₂ O AES	Poid (g)	Ref. analyse	Fichier	
<i>Andésites magnésiennes (continuation)</i>																			
BC0529	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'08,6" N ; 114°29'48,7" W	5,34 ± 0,14		501,35	103,646	3885	5585	5585	3,619	45,0	1,195	2,00	2,10	0,8001	B7010	06-050	
BC0520	JA	El Crucero	29°15'58,6" N ; 114°14'59,4" W	5,32 ± 0,24		347,50	112,897	4721	5990	5990	1,769	21,3	1,777	1,03	1,04	0,8030	B6896	05-157	
BC0607	JA	El Crucero	29°12'46,6" N ; 114°15'09,8" W	5,21 ± 0,21		366,20	100,691	6395	6901	6901	3,243	23,9	2,803	1,80	1,93	0,8045	B7020	06-060	
BC0514	JA	La Bocana	29°38'01,1" N ; 114°53'15,1" W	5,16 ± 0,35		317,40	108,128	8978	9253	9253	2,281	13,8	3,862	1,37	1,57	0,8039	B6894	05-155	
BC0515	JA	La Bocana	29°35'13,3" N ; 114°55'10,3" W	5,08 ± 0,23		348,70	112,018	5546	6220	6220	2,131	21,7	2,094	1,30	1,30	0,8058	B6895	05-156	
BC0601	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'10,8" N ; 114°29'46,8" W	4,99 ± 0,13		568,57	106,460	3490	11267	11267	3,592	52,2	0,895	2,14	2,23	0,8036	B6994	06-034	
BC0536	JA	Jaraguay-Chapala	29°34'77,6" N ; 114°35'15,3" W	4,90 ± 0,22		345,64	103,047	4092	4184	4184	2,913	21,3	1,824	1,79	1,84	0,5012	B7046	06-086	
BC0523	JA	El Crucero	29°12'26,5" N ; 114°16'13,4" W	4,84 ± 0,17		377,30	113,420	3860	4209	4209	2,076	30,2	1,306	1,26	1,33	0,8028	B6903	05-164	
BC0526	JA	Jaraguay-Chapala	29°29'54,9" N ; 114°29'17,9" W	4,76 ± 0,17		380,67	104,274	2357	2834	2834	2,121	27,6	0,943	1,33	1,38	0,5023	B7037	06-077	
BC0614	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'14,1" N ; 114°29'43,3" W	4,67 ± 0,14		435,08	104,740	4438	5192	5192	3,228	35,9	1,567	2,02	2,14	0,8025	B7009	06-049	
BC0609	JA	El Crucero-Punta Blanco	29°13'20,1" N ; 114°20'32,5" W	4,65 ± 0,15		418,43	103,987	4061	5866	5866	2,808	33,6	1,507	1,74	1,87	0,8012	B7022	06-062	
BC0522	JA	El Crucero	29°11'18,0" N ; 114°17'95,0" W	4,83 ± 0,16	4,64 ± 0,20	386,20	104,204	3972	4241	4241	2,467	32,0	1,426	1,58	1,54	0,8055	B6828	05-089	
				4,49 ± 0,15		374,70	105,500	4969	5250	5250	2,289	29,9	1,816			1,0025	B6832	05-093	
				4,62 ± 0,15		396,50	105,946	4541	4270	4270	2,357	31,7	1,560			1,0049	B6833	05-094	
BC0524	JA	Jaraguay	29°36'19,1" N ; 114°34'37,5" W	4,62 ± 0,17		368,30	110,167	7041	7249	7249	3,463	27,0	2,540	2,32	2,26	0,8005	B6839	05-100	
BC0508	JA	El Escondido	29°38'43,8" N ; 114°44'55,8" W	4,61 ± 0,23		338,37	102,102	3921	4258	4258	1,607	19,6	1,792	1,01	1,08	0,8043	B7032	06-072	
BC0535	JA	Jaraguay-Chapala	29°34'57,6" N ; 114°35'33,0" W	4,43 ± 0,13		437,14	111,878	4858	6351	6351	3,278	37,2	1,520	2,36	2,29	0,8123	B6951	05-212	
BC0504	JA	Cataviña	29°43'09,4" N ; 114°39'36,0" W	4,40 ± 0,11		546,80	116,939	3956	4187	4187	3,494	51,4	0,899	2,46	2,53	0,8062	B6883	05-144	
BC0533	JA	Jaraguay-Chapala	29°34'45,6" N ; 114°35'25,0" W	4,28 ± 0,12		454,49	112,626	4448	6164	6164	3,166	39,3	1,334	2,12	2,29	0,8053	B6950	05-211	
BC0510	JA	El Escondido	29°38'16,7" N ; 114°43'37,8" W	4,16 ± 0,17		361,22	102,179	3894	4518	4518	2,014	24,7	1,666	1,41	1,50	0,8019	B7033	06-073	
BC0537	JA	Jaraguay-Chapala	29°34'91,6" N ; 114°35'15,2" W	4,16 ± 0,15		376,31	103,869	3219	3340	3340	2,956	27,7	1,308	1,97	2,20	0,5014	B7047	06-087	
BC0516	JA	La Bocana	29°35'19,5" N ; 114°55'08,9" W	4,02 ± 0,13		403,11	102,674	3826	4083	4083	2,594	32,5	1,459	1,96	2,00	0,8017	B7034	06-074	
BC0527	JA	Chapala	29°22'23,0" N ; 114°22'35,3" W	4,01 ± 0,23		334,65	100,762	4674	5173	5173	2,602	16,6	2,217	1,96	2,01	0,5025	B7038	06-078	
BC0505	JA	Jaraguay	29°38'18,0" N ; 114°39'48,5" W	3,90 ± 0,13		384,30	112,140	4283	4552	4552	2,406	31,3	1,441	1,81	1,91	0,8063	B6901	05-162	
BC0532	JA	Jaraguay-Chapala	29°34'29,2" N ; 114°34'75,2" W	3,84 ± 0,11		452,99	103,623	2177	3018	3018	2,794	39,3	0,736	2,26	2,26	0,5042	B7039	06-079	
BC0534	JA	Jaraguay-Chapala	29°34'52,0" N ; 114°35'28,5" W	3,78 ± 0,32		308,86	101,233	5749	5873	5873	2,245	11,1	2,933	1,76	1,76	0,5059	B7045	06-085	
BC0506	JA	Jaraguay	29°38'18,0" N ; 114°39'48,5" W	3,78 ± 0,28		313,60	101,971	13726	14287	14287	3,469	13,0	6,330	2,87	2,84	0,8029	B6902	05-163	
BC0549	SB	Rosario-San Borja	28°38'24,2" N ; 114°01'59,6" W	3,46 ± 0,10		457,25	103,210	2737	3092	3092	3,676	40,5	0,920	3,28	3,29	0,5043	B7050	06-090	

Région, MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. Analyses chimiques réalisées sur roche totale par ICP-AES et AAS

Toutes les datations 40K-40Ar ont été faites sur roche totale (RT). San Esteban modifié d'après Aguilón-Robles, (2002).

Tableau 2.11 (suite) Âges isotopiques 40K-40Ar des laves

Echantillon	Région	Localité	Coordonnées		Âge calculé (Ma)± 1 σ	Âge moyen (Ma) ± 1 σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar		³⁸ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp		³⁶ Ar Exp (10 ⁻⁹ cm ³)	K ₂ O AES	K ₂ O AES	Poid (g)	Ref. analyse	Fichier	
			Géographiques				Exp	mm/10mV		mm/10mV	mm/10mV							⁴⁰ Ar R
<i>Andésites magnésiennes (continuation)</i>																		
BC0548	SB	Rosario-San Borja	28°38'08,8" N ; 114°00'78,4" W		3,36 ± 0,12		382,80	111,822	8183	8438	4,317	29,5	2,803	3,98	3,81	0,8020	B6860	05-121
BC0544	SB	Rosario	28°31'15,1" N ; 114°01'03,5" W		1,98 ± 0,21	1,98 ± 0,21	299,80	110,266	7396	7913	1,192	9,0	3,300	1,87	1,82	0,8045	B6865	05-126
					1,99 ± 0,25		291,80	109,599	8627	8531	1,203	7,6	3,952			0,8038	B6857	05-118
BC0545	SB	Rosario	28°33'00,7" N ; 114°00'23,9" W		1,67 ± 0,80		277,65	93,629	14229	14009	1,064	2,0	8,689	2,01	1,98	0,5020	B7049	06-089
<i>Adakites</i>																		
BC0604	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'09,3" N ; 114°29'47,5" W		9,68 ± 0,40		361,58	100,482	9259	8785	4,691	23,9	4,069	1,61	1,50	0,8071	B7008	06-048
BC0529A	JA	Jaraguay-Chapala	29°31'08,6" N ; 114°29'48,7" W		9,40 ± 0,33		389,20	106,541	9354	9893	5,104	29,5	3,337	1,66	1,68	0,8075	B6906	05-167
SE9612	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		4,66 ± 0,26		304,60		7760		2,408	17,3	3,183	1,60	1,52	0,8050	B6719	04-237
SE9605	GDC	Île San Esteban	Côté ouest de l'île		4,41 ± 0,15	4,49 ± 0,18	388,00		3573		1,780	30,4	1,102	1,25	1,16	0,8093	B6717	04-235
					4,53 ± 0,18		343,90		4880		1,828	25,3	1,835			1,0034	B6767	05-028
					4,54 ± 0,19						1,837	22,7					B6811	05-072
SE9628	GDC	Île San Esteban	Coin nord-est de l'île		4,38 ± 0,20		335,80		7286		2,021	20,8	2,617	1,43	1,40	1,0053	B6739	05-001
SE9602	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		4,21 ± 0,16		345,60		6285		2,775	26,7	2,205	2,04	1,88	0,8535	B6715	04-233
SE9619	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		3,89 ± 0,11	3,96 ± 0,11	444,30		1544		2,822	40,0	1,154	2,25	2,11	0,8063	B6728	04-246
					4,03 ± 0,11		458,80		4774		2,925	44,6	1,260			1,0269	B6739	04-257
SE9611	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		3,82 ± 0,19		314,80		6041		1,972	19,3	2,341	1,60	1,48	0,8405	B6718	04-236
SE9617	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		3,70 ± 0,12		398,00		4443		2,220	34,2	1,466	1,86	1,70	1,0132	B6768	05-029
SE9629	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		3,68 ± 0,35	3,55 ± 0,35	285,40		17355		2,306	9,9	7,108	1,94	1,79	1,0062	B6645	04-163
					3,42 ± 0,33		285,30		16279		2,142	9,9	6,626			1,0070	B6647	04-165
SE9620	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		3,53 ± 0,10		455,50		3162		2,029	39,4	0,846	1,78	1,77	0,8019	B6729	04-247
SE9601	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		3,44 ± 0,19		317,20		11465		2,462	17,4	3,185	2,22	2,16	0,8054	B6564	04-082
SE9603	GDC	Île San Esteban	Côté nord de l'île		3,38 ± 0,18		309,20		8457		1,900	17,5	3,041	1,74	1,70	1,0019	B6637	04-155
SE9632	GDC	Île San Esteban	Coin sud-ouest est de l'île		3,24 ± 0,26						1,780	10,6	4,51	1,53	1,53	0,8519	B4864	04-181
SE9616	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		3,00 ± 0,15		326,00		6755		1,857	18,6	2,221	1,92	1,82	0,8059	B6623	04-141
SE9627	GDC	Île San Esteban	Côté est de l'île		2,70 ± 0,14		329,80		6482		1,609	19,8	1,768	1,71	1,67	0,8014	B6580	04-098
SE9614	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île		2,69 ± 0,10		360,90		3722		1,620	25,7	1,273	1,87	1,72	0,8052	B6720	04-238

Région, MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. Analyses chimiques réalisées sur roche totale par ICP-AES et AAS

Toutes les datations 40K-40Ar ont été faites sur roche totale (RT). San Esteban modifié d'après Aguillón-Robles, (2002).

Tableau 2.11 (suite) Âges isotopiques 40K-40Ar des laves

Echantillon	Région	Localité	Coordonnées	Âge calculé (Ma) ± 1 σ	Âge moyen (Ma) ± 1 σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Exp	³⁹ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Exp mm/10mV	⁴⁰ Ar Atm mm/10mV	⁴⁰ Ar _R (10 ⁻⁷ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _R (%)	³⁶ Ar Exp (10 ⁻⁹ cm ³)	K ₂ O AES	K ₂ O AES	Poid (g)	Ref. analyse	Fichier	
<i>Adakites (continuation)</i>																			
SE9613	GDC	Île San Esteban	Côté sud de l'île	2,62 ± 0,17 2,54 ± 0,20	2,58 ± 0,20	295,90 288,10	6677 8918	6677 8918	6677 8918	1,430 1,386	15,5 12,2	2,64 3,399	1,69	1,56	1,0022	1,0057	B6648 B6646	04-166 04-164	
<i>Trachybasaltes alcalins</i>																			
BC0518	MSC	Punta Camacho	29°31'41,6" N ; 115°16'17,2" W	9,15 ± 0,31 9,60 ± 0,31	9,38 ± 0,31	370,10 385,20	6280 6372	6280 6372	6052 6464	3,903 4,104	31,0 33,3	2,353 2,258	1,32	1,33	0,7998	0,8110	B6826 B6827	05-087 05-088	
BC05101	MSC	San Carlos	29°43'71,3" N ; 115°30'36,7" W	8,92 ± 0,36 8,54 ± 0,36	8,68 ± 0,36	351,70 343,50	12800 12148	12800 12148	12615 12169	5,869 5,682	23,8 23,0	5,098 5,181	2,06	2,0	0,8018	0,8044	B6820 B6830	05-081 05-091	
BC0606	MSC	San Carlos	29°37'43,4" N ; 115°28'22,2" W	7,77 ± 0,22		478,09	5786	5786	4618	5,321	42,1	1,986	2,11	2,12	0,8009	0,8009	B7012	06-052	
BC05103	MSC	San Carlos	29°43'71,3" N ; 115°30'36,7" W	7,63 ± 0,19		666,20	4450	4450	4618	4,954	59,2	0,9276	1,91	2,01	0,8023	0,8023	B6963	06-003	
BC05102	MSC	San Carlos	29°43'71,3" N ; 115°30'36,7" W	7,60 ± 0,24		420,57	4144	4144	4495	4,814	34,6	1,557	1,96	1,96	0,5060	0,5060	B7054	07-003	
BC0517	MSC	Punta Camacho	29°31'55,6" N ; 115°12'03,3" W	7,58 ± 0,22	7,53 ± 0,22	434,10	5463	5463	5599	4,064	39,8	1,713	1,66	1,58	0,8222	0,8222	B6825	05-086	
BC0605	MSC	San Carlos	29°37'43,4" N ; 115°28'22,2" W	7,48 ± 0,21 7,05 ± 0,17		463,20 478,09	5998 5786	5998 5786	10271	4,012 5,321	43,1 42,1	1,800 1,986	2,13	2,12	0,8009	0,8009	B6831 B7011	05-092 06-051	

Région, MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; VIZ : Vizcaino; GDC : Golfe de Californie. Analyses chimiques réalisées sur roche totale par ICP-AES et AAS

Toutes les datations 40K-40Ar ont été faites sur roche totale (RT). San Esteban modifié d'après Aguilón-Robles, (2002).

CHAPITRE 3

LA DÉCHIRURE D'UNE PLAQUE PLONGEANTE, ISSUE DE LA COLLISION D'UNE DORSALE AVEC UNE ZONE DE SUBDUCTION : GENÈSE DU VOLCANISME MIOCÈNE DANS LA PÉNINSULE DE BASSE CALIFORNIE

Ce chapitre comprend le résumé en français de l'article publié dans la revue : *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161 (2007) 95–117. "Slab tearing following ridge-trench collision: evidence from Miocene volcanism in Baja California, México", suivi de l'article original.

RÉSUMÉ

L'activité magmatique d'âge Néogène de la partie centrale de la péninsule de Basse Californie a subi un changement très important vers 12,5 Ma, lorsque la dorsale océanique active de la plaque Pacifique-Farallon est entrée en collision avec la fosse de subduction située à l'est de Vizcaino. Le volcanisme calco-alcalin de l'arc de Comondu a cédé progressivement la place à des associations magmatiques peu inhabituelles, qui se répartissent en six champs volcaniques (Jaraguay, San Borja, San Ignacio, Santa Rosalía, Santa Clara, La Purísima) mis en place du Miocène supérieur au Quaternaire, sur près de 600 km le long de la Basse Californie.

De nouvelles données de terrain, de géochimie et de chronologie (K-Ar) concernant les laves des champs volcaniques de Jaraguay et de San Borja, combinées aux données existantes, nous permettent de caractériser l'association magmatique qui comprend : (1) les adakites mises en place entre 12,5 et 8,2 Ma dans les champs volcaniques de Santa Clara, Santa Rosalia et Jaraguay ; (2) les basaltes enrichis en Nb (NEB) des champs volcaniques de Santa Clara et Santa Rosalia (11,2 à 7,4 Ma); (3) les basaltes et les andésites basaltiques de composition tholéiitique, émis dans les champs volcaniques de La Pursima et San Ignacio entre 11,3 et 7,2 Ma et qui montrent une signature de subduction très atténuée ; (4) les trachy-basaltes alcalins qui affleurent au nord-ouest de Jaraguay dans les mesas de San Carlos et Santa Catarina, mis en place entre 9,3 et 7,5 Ma ; et enfin, (5) les basaltes magnésiens, les andésites basaltiques magnésiennes et les andésites magnésiennes émis dans tous les champs volcaniques entre 14,6 et 5,3 Ma. Ces laves magnésiennes localement nommées "bajaites" montrent des caractéristiques géochimiques très spécifiques, telles que des teneurs extrêmement élevées en Sr et Ba.

Dans ce travail, on considère que toutes ces roches volcaniques du Miocène supérieur sont liées à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique, au travers de laquelle les magmas tholéiitiques et les trachy-basaltes alcalins remontent vers la surface. La fusion des coins des lèvres de la fenêtre, due à l'érosion thermique, permet la genèse de magmas adakitiques, qui réagissent avec le coin du manteau situé au-dessus de la plaque plongeante, ce processus étant à l'origine des NEB et "bajaites". Cependant, l'identification de segments de la dorsale fossile Pacifique-Farallon au sud de la péninsule de Vizcaino montre que la subduction de cette dorsale, encore active à l'époque, n'a pas été responsable de l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique. Ainsi nous émettons l'hypothèse que l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique expliquant la mise en place de ces roches volcaniques entre 13 et 7 Ma de 25° et 30°N de latitude, résulterait de la déchirure de la partie jeune de la plaque plongeante. Ce processus aurait commencé lorsqu'une partie de la dorsale en activité a heurté la fosse de subduction à l'Est de la péninsule de Vizcaino. La partie la plus ancienne de la plaque plongeante, continuant à descendre jusqu'au manteau, aurait généré derrière elle une déchirure dans la plaque plongeante, celle-ci s'initiant probablement au Nord, aux limites de la fenêtre de Californie et se propageant parallèlement à la fosse sur plus de 600 km. Cette propagation aurait permis le développement d'une fenêtre asthénosphérique.

Mots clés : déchirure de la plaque plongeante, fusion de la plaque plongeante, collision fosse de subduction-dorsale, andésites magnésiennes, fenêtre asthénosphérique, Basse Californie, Mexique.



ELSEVIER

Journal of volcanology
and geothermal research

Journal of Volcanology and Geothermal Research 161 (2007) 95–117

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México

Carlos Pallares^{a,*}, René C. Maury^a, Hervé Bellon^b, Jean-Yves Royer^a,
Thierry Calmus^c, Alfredo Aguillón-Robles^d, Joseph Cotten^b,
Mathieu Benoit^a, François Michaud^e, Jacques Bourgois^f

^a UMR 6538, Domaines Océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Place Nicolas Copernic, F-29280 Plouzané, France

^b UMR 6538, Domaines Océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6, Av. Le Gorgeu, C.S. 93837, F-29238 Brest Cedex 3, France

^c Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, Son., C.P. 83000, México

^d Instituto de Geología, UASLP, Av. Dr. Manuel Nava no. 5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., C.P. 78250, México

^e UMR 6526, Géosciences Azur, Université Pierre et Marie Curie, F-06235 Villefranche sur Mer, France

^f IRD and CNRS, UMR 6526, Escuela Politécnica Nacional (EPN), Departamento de Geología y Riesgos Naturales (DGRN), Andalucía n/s, P.O. Box 17-01-2759, Quito, Ecuador

Received 15 June 2006; received in revised form 3 November 2006; accepted 12 November 2006

Available online 5 January 2007

Abstract

Neogene magmatic activity in Central Baja California underwent a major change at ca. 12.5 Ma, when the Pacific–Farallon active oceanic ridge collided with the trench east of Vizcaíno Peninsula. The calc-alkaline magmatism which built the Comondú volcanic arc vanished and was replaced by unusual volcanic associations, which were erupted within six Late Miocene to Quaternary volcanic fields (Jaraguay, San Borja, San Ignacio, Santa Rosalía, Santa Clara, La Purísima), delineating a 600 km array along the Baja California Peninsula.

New fieldwork, K–Ar datings and geochemical analyses on Jaraguay and San Borja lavas, combined with previous data, allow us to show that these associations include: (1) adakites emplaced between 12.5 and 8.2 Ma in the Santa Clara, Santa Rosalía and Jaraguay volcanic fields; (2) niobium-enriched basalts (NEB) in Santa Clara and Santa Rosalía (11.2 to 7.4 Ma); (3) tholeiitic basalts and basaltic andesites (11.3 to 7.2 Ma) displaying a very weak subduction imprint in La Purísima and San Ignacio; (4) alkali trachybasalts in Mesas San Carlos and Santa Catarina, northwest of Jaraguay (9.3 to 7.5 Ma), and finally (5) basalts and associated magnesian basaltic andesites and andesites. Locally referred to as “bajaites”, the latter lavas display very specific geochemical characteristics, including very high Sr and Ba contents. They were emplaced in all the above-mentioned volcanic fields between 14.6 and 5.3 Ma.

The origin of these Late Miocene volcanics has been considered linked either to the opening of an asthenospheric window through which they ascended (tholeiites and alkali trachybasalts), or to the melting of its edges due to thermal erosion (adakites) and the subsequent reaction between adakitic melts and the supraslab mantle (NEB and “bajaites”). However, the identification of the remnants of the Pacific–Farallon fossil ridge south of Vizcaíno Peninsula indicates that active ridge subduction was not responsible for the opening of the asthenospheric window. We propose that the emplacement of slab window-related volcanic rocks between 13 and 7 Ma from ca. 25°N to 30°N, was due to a process of slab-tearing, which started when the active ridge collided with the trench east of Vizcaíno Peninsula. The oldest part of the downgoing plate sunk into the mantle, leading to the opening of a

* Corresponding author. Tel.: +33 298498746; fax: +33 298498760.

E-mail address: cpallare@sdt.univ-brest.fr (C. Pallares).

tear-in-the-slab, which likely started from the southern limit of the already existing Southern California slab window. It propagated parallel to the trench over about 600 km and developed into an asthenospheric window.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: slab-tearing; slab melting; ridge-trench collision; magnesian andesite; asthenospheric window; Baja California; México

1. Introduction

The Cenozoic magmatic history of the western margin of North America has been largely controlled by the subduction of the Farallon oceanic lithosphere, generating abundant calc-alkaline volcanism. However, it was also characterized by the eruption of magmatic types uncommon in a subduction context, e.g. alkali basalts and related rocks displaying Ocean Island Basalt (OIB) geochemical signatures in California (Dickinson, 1997) and México (Ferrari, 2004), and magnesian andesites of adakitic affinity (“bajaïtes”) in Baja California (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003). The emplacement of these unusual volcanic rocks has been ascribed to the opening of asthenospheric windows in the subducting Farallon plate (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987; Hole et al., 1991; Cole and Basu, 1995; Dickinson, 1997; Ferrari, 2004).

The tectonic evolution of the North American margin has been marked by the approach of several oceanic spreading ridges, which have either collided with it or been subducted beneath it (Atwater, 1970; Dickinson and Snyder, 1979). These interactions lead to the opening of asthenospheric windows following either ridge subduction (Thorkelson, 1996) or slab-tearing due to the detachment of the deep part of the subducted plate after ridge-trench collision (van den Beukel, 1990; Yoshioka and Wortel, 1995). More specifically, during the Tertiary subduction of the Farallon plate beneath the North American margin, the active Pacific–Farallon ridge approached the trench and the corresponding triple junction migrated towards the south during the Miocene (Atwater, 1970; Mammerickx and Klitgord, 1982; Atwater, 1989). Therefore, the subduction of this active ridge below Southern California and northernmost Baja California at ca. 20 Ma caused the formation of a ridge-related asthenospheric window (Dickinson and Snyder, 1979; Thorkelson and Taylor, 1989; Dickinson, 1997; Atwater and Stock, 1998), the size of which increased progressively through thermal erosion of its edges (Dickinson and Snyder, 1979; Severinghaus and Atwater, 1990). The spatial distribution and ages of magmatic rocks unrelated to “regular” calc-alkaline series have been used to constrain the geometry of the subducting slabs, and especially to locate slab tears or

slab windows within which magma genesis was triggered by decompression melting of upwelling mantle (Dickinson and Snyder, 1979; Dickinson, 1997; Wilson et al., 2005). For instance, the evolution of the edges of the Southern California slab window has been reconstructed at 18.9, 17.5, 16.0 and 14.5 Ma (Wilson et al., 2005).

Late Oligocene to Miocene calc-alkaline magmatism in Baja California led to the emplacement of the Comondú arc all along the Peninsula from ca. 25 to 16–11 Ma (Gastil et al., 1979; Martín et al., 2000). Although calc-alkaline volcanism continued sporadically until the Quaternary, it was largely replaced during the Upper Miocene by the emplacement of a complex magmatic association including adakites and associated niobium-enriched basalts (NEB: Aguillón-Robles et al., 2001), magnesian andesites, and tholeiitic basaltic andesites showing only a weak subduction imprint (Benoit et al., 2002). The emplacement of this association has been ascribed to the opening of an asthenospheric window due to the subduction of a spreading ridge (Benoit et al., 2002; Bourgois and Michaud, 2002). However, this hypothesis seems inconsistent with the occurrence, east of the Vizcaíno Peninsula and Baja California Sur, of abandoned spreading centers along the Magdalena Rise (Michaud et al., 2004, 2005, 2006) as originally hypothesized by Mammerickx and Klitgord (1982) and Lonsdale (1991). Thus, another hypothesis than ridge subduction has to be found to explain the unusual composition of Late Miocene volcanics from Baja California.

In this paper, we present new field, petrologic and geochronometric (^{40}K – ^{40}Ar) evidence for the occurrence in the Jaraguay and San Borja volcanic fields (Baja California State) of Late Miocene adakites, alkali trachybasalts and magnesian andesites, emplaced since 11 Ma. Combining our results with previously published data on similar rocks and tholeiites from Baja California Sur (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005; Bellon et al., 2006), we are able to trace the location and extent of an asthenospheric window which developed below the Peninsula between ca. 13 and 7 Ma. Then we discuss the origin of this window taking into account recent data on the structure and ages of the fossil ridges abandoned west of the Peninsula, and their incidence on the Late

Miocene history of the Guadalupe and Magdalena plates (Michaud et al., 2006). We will show that a model of slab-tearing followed by the detachment of the deep part of the subducted oceanic plate accounts for the magmatic successions on land (Calmus et al., 2003; Bellon et al., 2006) as well as for the kinematic history of the Pacific–Farallon plate.

2. Geological setting and magma types

2.1. Tectonic evolution of Baja California during the Neogene

The western active margin of North America has experienced a complex Cenozoic history involving the subduction of the Mesozoic Kula and Farallon oceanic plates. During the Paleogene, subduction-related magmatism built the Sierra Madre Occidental belt in México. Then, during Lower Miocene, the volcanic front migrated towards the west, building the Comondú magmatic arc (Fig. 1) which developed all along the Baja California Peninsula (Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Stock and Lee, 1994).

The active Pacific–Farallon ridge progressively subducted below California and northernmost Baja California, causing the formation of asthenospheric windows (Dickinson and Snyder, 1979; Dickinson, 1997; Atwater and Stock, 1998). However, its southern segments, Magdalena, Guadalupe and Soledad (Fig. 2) were abandoned off southern and central Baja California when subduction stopped at ca. 12.5 Ma (Mammerickx and Klitgord, 1982; Stock and Hodges, 1989; Lonsdale, 1991), leading to the extinction of the Comondú arc and to the breakup of Guadalupe plate into the remnant Guadalupe plate and the Magdalena plate, separated by the Shirley FZ (Fig. 2). The remnant Guadalupe plate off Vizcaino Peninsula is documented by bathymetric and magnetic anomaly data showing the well-preserved axial trough of its fossil ridge (Batiza and Chase, 1981; Lonsdale, 1991), as well as by the 15 to 14.5 Ma ages of sediments drilled at Deep Sea Drilling Site 471 (Yeats and Haq, 1981). South of the Shirley FZ, the seafloor fabric was poorly known and the age of the oceanic crust not well constrained, casting some doubts about the presence of a Pacific–Magdalena fossil ridge (Lonsdale, 1991; Muller et al., 1997). Thus, the occurrence of Late Miocene adakites, magnesian andesites and tholeiites in Baja California Sur was first interpreted as indicative of the opening of an asthenospheric window which followed the subduction of the Pacific–Magdalena Ridge (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Bourgois and Michaud, 2002).

Swath bathymetry magnetic and seismic profiles collected off Baja California Sur during the Famex cruise (R/V *L'Atalante*, April 2002) clearly evidence several abandoned spreading centers along the Pacific–Magdalena Ridge (Michaud et al., 2004, 2005, 2006). Prior to their extinction, which may have occurred as late as 8–7 Ma, these spreading segments accommodated part of the transcurrent motion between the Pacific and North American plates. Then, this motion was progressively transferred to the Tosco–Abrejos dextral strike-slip fault (Spencer and Normark, 1989), which propagated southwards (Michaud et al., 2006). The rapid slowdown of spreading and demise of the Guadalupe and Magdalena ridges are best explained by the removal of slab pull. The clockwise rotation and break-up of the Pacific–Magdalena Ridge into a series of short segments is attributed to an increasing coupling between the Magdalena and North American plates, which ended when the Tosco–Abrejos fault and the Gulf of California took up all the Pacific–North America dextral shear motion (Michaud et al., 2006). This observation thus indicates that subduction along Baja California stopped at ca. 12 Ma, when the Farallon slab detached from the Guadalupe and Magdalena plates.

2.2. Distribution of Neogene volcanism

The prominent feature of Neogene volcanism in Baja California is the Comondú Late Oligocene to Middle Miocene calc-alkaline arc (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001). It extends all along the eastern part of the Peninsula from 32°N to 24°N (Fig. 1), mostly as coalescent stratovolcanoes, which form its main ridge. Medium-K to high-K andesites are prominent, with subordinate dacites, basaltic andesites and basalts. This volcanic belt was active between 21 and 15 Ma in northern Baja California peninsula (Martín et al., 2000), and from 24 to 11 Ma in Baja California Sur state (Sawlan and Smith, 1984; Sawlan, 1991) where it is more developed. Its extinction is generally considered as a consequence of the end of the subduction at ca. 12.5 Ma (Stock and Hodges, 1989; Martín et al., 2000). However, limited calc-alkaline activity persisted during the Plio-Quaternary (Fig. 1), e.g. in Cerro Menceñares (Bigioggero et al., 1995), Tres Virgenes volcano (Capra et al., 1998), La Reforma caldera (Demant, 1984) and Isla San Esteban (Desonie, 1992).

Magmatic types other than calc-alkaline ones are generally younger and occur in front-arc position with respect to the Comondú arc (Fig. 1). A summary of their petrographic and geochemical features has been presented by Benoit et al. (2002). Five types can be

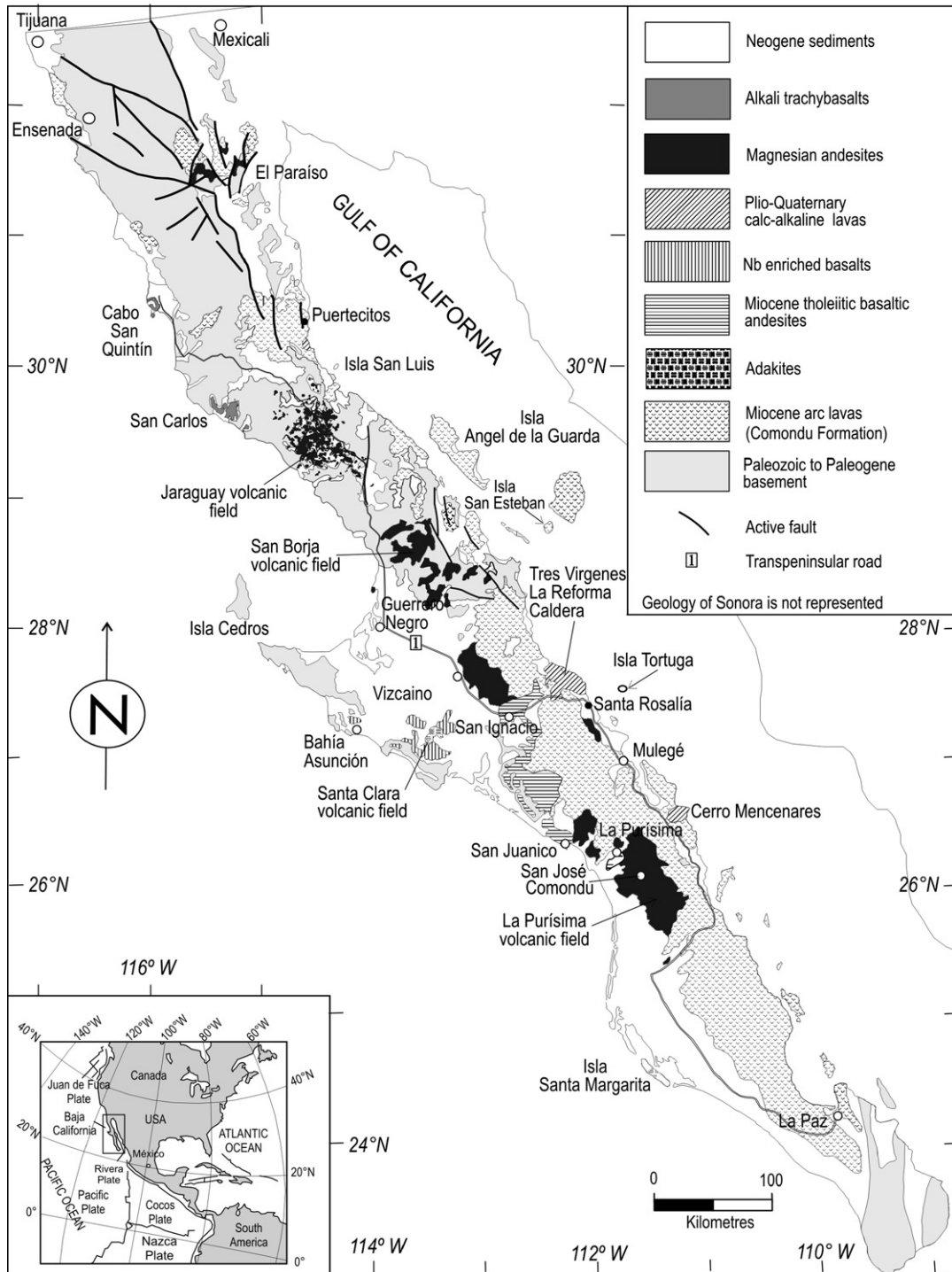


Fig. 1. Geological sketch map of Baja California, showing the major Neogene volcanic fields and the distribution of the main lava types. The regional geology is modified from Ortega-Gutiérrez et al. (1992) and Calmus et al. (2003).

distinguished: adakites; niobium-enriched basalts (NEB) spatially and temporally associated to adakites; magnesian basaltic andesites, andesites and basalts dis-

playing very specific geochemical features, and termed “bajaites” by Rogers et al. (1985); tholeiitic basaltic andesites displaying only a weak subduction imprint;

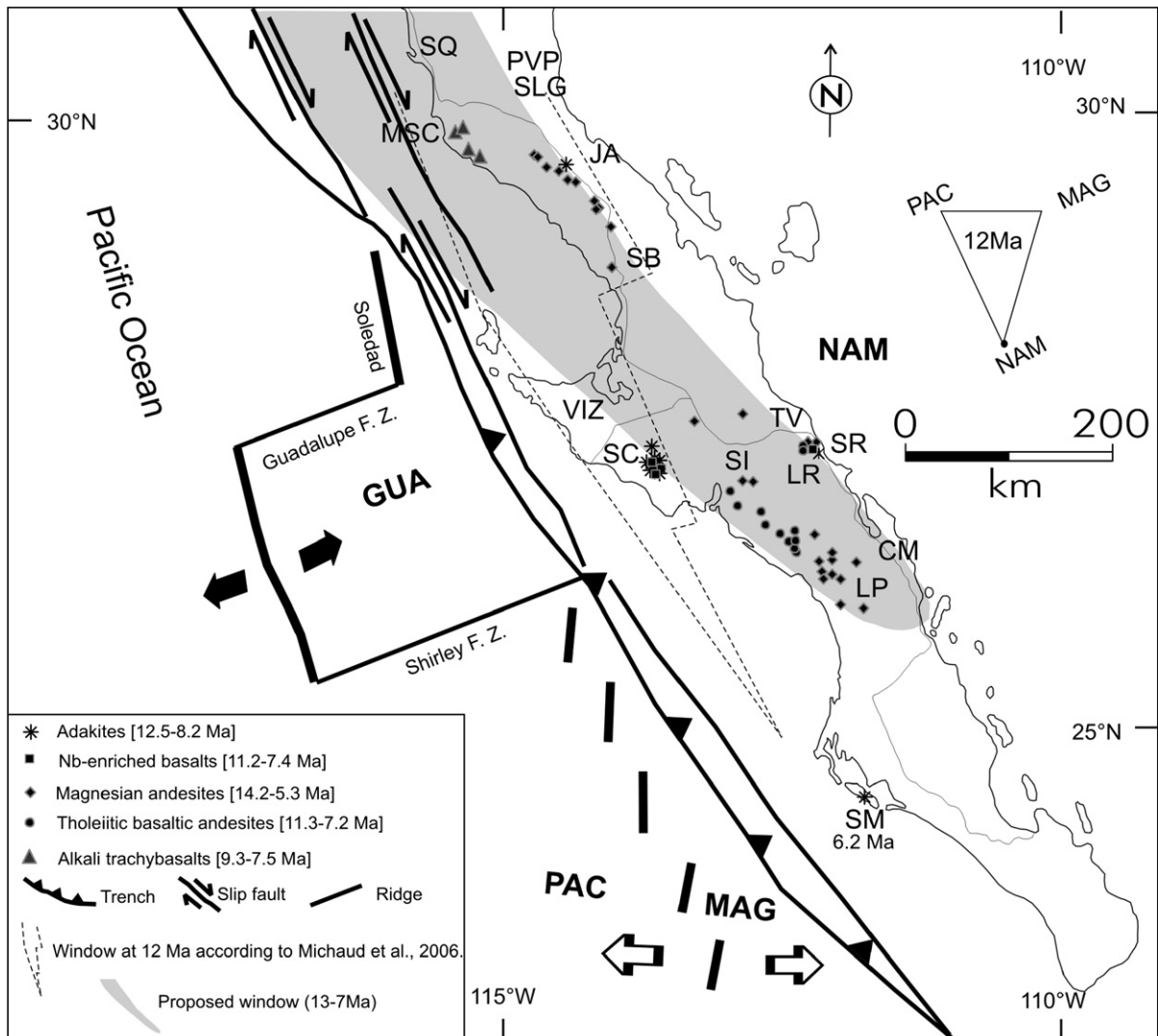


Fig. 2. Sketch of Baja California showing the locations and types of Miocene lavas together with Late Miocene structural elements of the adjacent Pacific Ocean and the Baja margin (slightly modified from Michaud et al., 2006). GUA: Guadalupe plate; NAM: North America plate; MAG: Magdalena plate; PAC: Pacific plate. Abbreviations for volcanic fields/localities discussed in the text are as follows: JA: Jaraguay; CM: Cerro Mencionares; LP: La Purísima; LR: La Reforma; MSC: Mesas San Carlos and Santa Catarina; PVP: Puertecitos Volcan Prieto; SB: San Borja; SC: Santa Clara; SI: San Ignacio; SLG: San Luis Gonzaga; SQ: San Quintín; SR: Santa Rosalía; TV: Tres Virgenes; VIZ: Vizcaíno. Locations of Late Miocene non-calc-alkaline lavas are shown; their ages are reported in Fig. 5 with the exception of those of a tholeiite from El Paraiso (6 Ma; Aguillón-Robles, 2002) and of an adakite from Santa Margarita Island (6.2 Ma; Bonini and Baldwin, 1998).

and finally OIB-type alkali basalt-related trachybasalts (hawaiites).

These lavas range in age from Late Miocene to Quaternary and are found in several volcanic fields, which include from south to north (Fig. 1): La Purísima–San José Comondú (Bellon et al., 2006); Santa Clara (Aguillón-Robles et al., 2001) located in the Vizcaíno Peninsula; San Ignacio (Benoit et al., 2002); Santa Rosalía (Conly et al., 2005); San Borja; Jaraguay; the revisited San Carlos volcanic field; and San Quintín area

(Luhr et al., 1995). We present in this paper new petrologic and age data for Miocene lavas from San Borja, Jaraguay and San Carlos volcanic fields which had not been investigated in detail, except in the framework of a comparative study of magnesian andesites (Calmus et al., 2003). Corresponding data for the other areas are mostly taken from the above-mentioned papers, in which the major and trace element analyses and ^{40}K – ^{40}Ar datings were done in the same laboratory and using the same analytical methods that those presented in this paper.

Table 1

Chemical analyses of Miocene lavas from Baja California (San Borja, Jaraguay and San Ignacio volcanic fields and San Carlos–Santa Catarina Mesas)

Sample	BC05-01	BC05-03	BC05-42	BC05-40	BC05-30	BC05-18	BC05-101	BC05-103	BC05-17	BC05-102
Rock type	CA	CA	CA	CA	CA	ATB	ATB	ATB	ATB	ATB
Age (Ma)	20.30±0.52	20.06±0.51	14.64±0.46	10.93±0.32	7.30±0.40	9.38±0.31	8.68±0.36	7.63±0.19	7.53±0.22	
<i>Major elements (wt.%)</i>										
SiO ₂	57.80	50.00	54.50	50.50	55.75	48.60	48.20	49.10	48.50	48.2
TiO ₂	0.66	1.01	0.84	1.53	0.42	3.86	2.80	2.74	2.53	2.8
Al ₂ O ₃	17.05	16.60	15.20	14.90	15.80	14.40	14.70	14.90	14.65	14.5
Fe ₂ O ₃ *	6.47	8.50	7.22	9.65	5.86	11.65	10.40	10.35	10.75	10.3
MnO	0.12	0.14	0.12	0.15	0.10	0.13	0.14	0.14	0.15	0.14
MgO	4.60	6.55	6.64	7.76	8.57	5.62	7.52	6.92	6.93	7.09
CaO	7.20	11.00	8.62	9.75	7.70	8.45	7.00	7.75	7.55	8.2
Na ₂ O	4.06	3.00	3.37	3.28	3.82	3.80	3.78	4.17	3.64	4.05
K ₂ O	0.94	1.20	1.38	1.21	0.84	1.33	2.00	2.01	1.58	1.96
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.26	0.44	0.13	0.82	1.02	1.03	0.77	1.03
LOI	1.06	2.19	1.40	0.71	0.34	0.84	1.93	0.25	2.40	1.36
Total	100.14	99.61	99.55	99.88	99.33	99.50	99.49	99.36	99.45	99.63
<i>CIPW minerals</i>										
Q	9.30	0	3.87	0	2.43	1.20	0	0	0	0
ne	0	0	0	0	0	0	0	0.65	0	1.55
hy	11.61	5.10	14.67	8.80	20.83	7.56	5.33	0	9.72	0
mg#	70.03	70.07	68.18	65.20	77.31	52.92	62.75	60.91	60.03	61.60
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Rb	12.2	14.5	21.3	14.5	9.0	18.8	29.0	28.5	22.8	26.0
Ba	324	690	770	688	555	325	380	480	281	390
Th	1.40	2.25	2.75	4.85	1.20	2.90	3.70	3.80	2.95	3.75
Nb	3.0	5.0	7.0	9.7	1.4	48.0	57.0	56.0	45.0	56.0
La	9	16.2	19.5	26.0	9.0	36.0	44.0	43.0	34.5	43.0
Ce	19.5	35.0	41.0	58.0	18.5	83.0	102.0	100.0	77.0	100.0
Sr	467	780	570	670	690	694	850	865	620	850
Nd	12.3	22.0	20.5	32.0	8.9	55.0	62.0	61.0	46.0	59.0
Sm	2.90	4.60	4.20	6.40	1.80	12.20	13.00	12.70	10.30	13.00
Zr	109	130	160	181	69	403	450	460	375	460
Eu	0.93	1.40	1.25	1.80	0.55	3.75	4.00	3.90	3.10	4.00
Gd	3.00	4.50	4.10	5.70	1.80	10.70	10.60	10.40	8.80	11.20
Dy	2.80	4.00	3.45	4.85	1.65	7.35	7.10	6.95	6.40	7.10
Y	17.5	24.0	21.0	28.0	10.2	34.8	34.0	32.5	31.0	33.0
Er	1.75	2.30	2.00	2.60	1.05	2.80	2.70	2.60	2.65	2.70
Yb	1.69	2.18	1.93	2.52	1.04	2.06	2.08	2.06	2.06	2.08
Sc	18.0	28.5	20.0	27.0	19.5	16.5	17.5	17.5	19.0	17.0
V	137	235	138	238	143	240	195	195	202	195
Cr	155	170	160	274	295	120	215	230	210	210
Co	22.5	31.5	33	40	30	41	40	39	41	40
Ni	70	50	162	154	235	135	200	210	184	200

ICP-AES analyses according to the procedures described by Cotten et al. (1995). Fe₂O₃*: total iron as Fe₂O₃; LOI: Loss on Ignition; Q: normative quartz; ne: normative nepheline; hy: normative hypersthene; mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺). CIPW norm and mg# calculated with 15 at.% of total iron as Fe³⁺ and 85% as Fe²⁺. CA: calc-alkaline lavas; ATB: alkali trachybasalts; AD: adakite; MA: magnesian andesites.

Therefore, in addition to the 21 new samples analyzed in Table 1, among which 19 were dated (Table 2), we collected data on 53 other Miocene samples. They include: 5 magnesian andesites, 1 tholeiite and 1 calc-alkaline lava from La Purísima–San José Comodú (Bellon et al., 2006); 5 adakites and 4 NEB from Santa

Clara (Aguillón-Robles et al., 2001); 2 adakites and 2 NEB from Santa Clara, and 8 tholeiites, 3 magnesian andesites and 8 calc-alkaline lavas from San Ignacio and La Purísima (Benoit et al., 2002); 1 adakite, 2 tholeiites, 1 NEB and 1 calc-alkaline lava from Santa Rosalía (Conly et al., 2005); and finally 6 magnesian andesites

BC05104	BC05-29A	BC05-38	BC05-46	BC05-02	BC05-47	BC05-50	BC05-19	BC05-28	BC05-31	BC05-20
ATB	AD	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
	9.40±0.33	10.80±0.29	10.78±0.26	9.43±0.22	8.12±0.22	6.79±0.22	6.30±0.30	5.77±0.28	5.54±0.22	5.32±0.24
49.85	62.80	55.60	53.50	55.50	53.20	54.8	52.00	56.65	53.60	52.60
2.62	0.52	0.95	1.55	1.20	1.62	1.52	0.67	0.58	1.99	0.68
15.00	16.00	15.25	14.30	15.65	14.4	15.8	16.85	15.75	15.35	17.25
10.2	3.50	5.90	6.43	7.55	6.92	6.55	6.83	5.62	6.78	6.92
0.14	0.05	0.09	0.09	0.12	0.10	0.08	0.12	0.09	0.09	0.12
7.00	3.48	7.20	6.92	3.36	7.81	5.47	7.80	7.74	5.66	7.08
7.45	5.17	6.90	8.05	6.65	7.45	7.8	9.10	7.04	8.40	9.15
4.25	4.21	4.12	3.93	4.39	4.03	4.56	3.70	3.87	4.20	3.90
2.03	1.68	2.14	2.78	3.51	2.38	1.81	1.03	1.16	2.18	1.04
1.00	0.16	0.42	0.90	0.79	0.69	0.66	0.30	0.18	0.82	0.30
-0.04	1.78	0.47	0.62	0.69	0.37	0.65	1.02	0.38	0.49	0.57
99.5	99.35	99.04	99.07	99.41	98.97	99.7	99.42	99.04	99.56	99.61
0	17.55	1.27	0	0.97	0	1.61	0	4.64	0.97	0
0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.00	7.13	15.02	7.68	6.56	8.66	8.44	9.85	18.60	7.07	9.16
61.53	69.85	73.98	71.49	50.91	72.45	66.06	72.69	76.24	66.05	70.45
28.8	22.0	26.5	28.8	67.5	16.0	7.3	7.4	10.6	18.8	7.4
650	770	1450	2150	2625	1800	815	1035	650	1350	705
3.60	4.15	10.70	13.00	13.30	7.50	1.55	1.65	2.15	5.95	1.70
54.0	2.1	7.3	16.0	13.8	10.9	8.0	3.9	2.5	11.0	3.8
43.0	13.8	44.5	77.0	79.5	45.0	27.0	18.0	14.0	49.0	18.0
100.0	29.0	94.0	160.0	157.0	98.0	62.0	37.5	31.0	111.0	36.5
870	982	1500	2200	1670	1930	2140	840	905	2200	872
59.0	15.0	42.0	76.0	85.0	44.0	34.0	19.0	15.0	54.5	19.0
12.50	2.85	6.70	11.40	14.30	6.70	5.65	3.60	2.90	9.05	3.45
470	124	212	310	476	224	145	97	99	272	100
3.80	0.83	1.64	2.62	3.26	1.66	1.58	1.02	0.78	2.32	1.03
10.70	2.40	4.70	6.80	10.00	4.15	3.70	3.05	2.20	5.50	3.20
6.80	1.30	2.70	3.25	5.60	2.30	1.90	2.40	1.55	2.85	2.50
31.0	7.4	15.0	15.8	31.5	11.5	8.8	14.6	9.0	14.2	15.4
2.60	0.70	1.30	1.30	3.00	1.00	0.70	1.45	0.90	1.30	1.50
2.01	0.59	1.21	1.02	2.20	0.84	0.59	1.40	0.82	0.95	1.44
17.0	8.4	13.3	14.0	19.0	14.0	12.7	22.5	17.4	15.5	23.0
190	71	128	162	222	187	180	194	135	187	195
22.5	120.0	250.0	300.0	14.0	300.0	185.0	250.0	230.0	197.0	246.0
38	14	26	25	21	33	26	30	27	23	30
205	98	227	210	27	275	140	162	222	134	152

from Santa Rosalía and 3 from San Borja and Jaraguay (Calmus et al., 2003).

The main locations of these lavas are shown schematically in Fig. 1. The magnesian andesites and related lavas (i.e. the “bajaite”), are by far the most common (Calmus et al., 2003), especially in La Purísima–San José

Comodú where they range in age from Late Miocene to Holocene, Santa Rosalía (Late Miocene), San Ignacio (Pliocene), San Borja (Late Miocene, Pliocene and Quaternary) and Jaraguay (Late Miocene and Pliocene). They commonly crop out as viscous lava flows emitted along fissures, which display a very irregular and blocky

Table 2

⁴⁰K–⁴⁰Ar datings of Miocene lavas from Baja California (San Borja, Jaraguay and San Ignacio volcanic fields and San Carlos–Santa Catarina Mesas)

Sample	Field	Age in Ma	Mean age	Coordinates		⁴⁰ Ar _R	⁴⁰ Ar _R / ⁴⁰ Ar _T (%)	K ₂ O	Fraction	Ref.
		±1σ	in Ma±1σ	Latitude N	Longitude W	(10 ⁻⁷ cm ³ /g)	(wt.%)	Analysis		
<i>Adakites: Jaraguay (JA)</i>										
BC0529A	JA	9.40±0.33		29°31'08.6"	114°29'48.7"	5.104	29.5	1.68	WR	B6906
<i>Magnesian andesites: Jaraguay (JA), San Borja (SB), San Ignacio (SI)</i>										
BC05-20	JA	5.32±0.24		29°15'58.6"	114°14'59.4"	1.769	21.3	1.03	WR	B6896
BC05-31	JA	5.54±0.22		29°30'81.2"	114°30'06.9"	3.899	24.9	2.18	WR	B6898
BC05-28	JA	5.77±0.28		29°28'50.8"	114°27'46.5"	2.159	19.5	1.16	WR	B6905
BC05-19	JA	6.30±0.30		29°15'57.5"	114°15'06.0"	2.095	20.2	1.03	WR	B6948
BC05-50	SI	6.92±0.21	6.79±0.22	27°34'12.3"	113°20'0.7"	4.180	34.8	1.87	WR	B6809
		6.66±0.22				4.023	34.4			B6821
BC05-47	SB	8.12±0.22		28°38'58.2"	114°00'30.0"	5.960	46.1	2.33	WR	B6858
BC05-02	SI	9.37±0.22	9.43±0.22	27°30'29.6"	112°49'46.7"	10.840	66.5	3.58	WR	B6881
		9.50±0.23				11.450	61.9			B6957
BC05-46	SB	10.80±0.26	10.78±0.26	28°40'25.7"	114°01'84.6"	9.918	64.6	2.84	WR	B6853
		10.77±0.26				9.894	60.5			B6953
BC05-38	JA	10.80±0.29		29°14'32.9"	114°09'60.7"	7.650	44.3	2.14	WR	B6841
<i>Alkali basalts: San Carlos (SC), Santa Catarina (ST)</i>										
BC05-17	ST	7.58±0.22	7.53±0.22	29°31'55.6"	115°32'03.3"	4.064	39.8	1.66	WR	B6825
		7.48±0.21				4.012	43.1			B6831
BC05-103	SC	7.63±0.19		29°43'71.3"	115°30'36.7"	4.954	59.2	2.01	WR	B6963
BC05-101	SC	8.92±0.36	8.68±0.36	29°43'71.3"	115°30'36.7"	5.869	23.8	2.06	WR	B6820
		8.54±0.36				5.682	23.0			B6830
BC05-18	ST	9.15±0.31	9.38±0.31	29°31'41.6"	115°16'17.2"	3.903	30.0	1.32	WR	B6826
		9.60±0.31				4.104	33.3			B6827
<i>Calc-alkaline lavas: Jaraguay (JA), San Borja (SB), San Ignacio (SI)</i>										
BC05-30	JA	7.65±0.40	7.30±0.40	29°32'07.0"	114°30'24.2"	2.075	18.0	0.84	WR	B6949
		6.96±0.33				1.887	20.0			B6959
BC05-40	SB	10.71±0.31	10.93±0.32	28°56'32.1"	113°49'11.8"	4.022	38.2	1.16	WR	B6842
		11.15±0.32				4.183	39.5			B6843
BC05-42	SB	14.56±0.46	14.64±0.46	28°57'93.2"	113°34'23.8"	6.597	34.0	1.40	WR	B6846
		14.73±0.45				6.674	36.2			B6850
BC05-03	JA	20.06±0.51		29°43'10.0"	114°35'59.0"	7.869	54.6	1.21	WR	B6882
BC05-01	SI	20.30±0.52		27°30'29.6"	112°49'46.7"	6.385	50.8	0.94	WR	B6880

See text for the analytical procedure.

surface locally referred to as “malpais”. Well-preserved Quaternary strombolian cones are common in La Purísima area.

Late Miocene tholeiitic basaltic andesites crop out between San Juanico and San Ignacio, as very fluid flows overlying tilted Tertiary sedimentary rocks. They cap large sub-horizontal plateaus (mesas) and have probably been emitted from fissures. Despite numerous descriptions (Gastil et al., 1979; Sawlan and Smith, 1984; Hausback, 1984; McLean et al., 1987; Sawlan, 1991; Rojas-Beltrán, 1999; Bellon et al., 2006) their field features have not yet been studied in detail. Similar tholeiitic lavas dated to 6 Ma have been collected in northern Baja California peninsula near 31°22'N (El Paraiso, Aguillón-Robles, 2002).

Late Miocene adakites and associated NEB occur mostly in the Santa Clara volcanic field, Vizcaíno Peninsula (Aguillón-Robles et al., 2001). Adakites crop out either as dacitic domes and dykes or as dacitic pyroclastic flow deposits, the volume of which is estimated to ca. 25 km³. Niobium-enriched basalts occur as fluid lava flows, which cap large mesas and overlie the adakitic pyroclastic flow deposits. In addition, adakites dated between 6.2 and 4.9 Ma have been reported by Bonini and Baldwin (1998) from Isla Santa Margarita.

Despite its small size, the Santa Rosalía basin seems to have recorded most of the Miocene magmatic events of the Peninsula (Conly et al., 2005). Calc-alkaline arc volcanism, active from 24 to 13 Ma, was

followed by the emplacement of adakitic flows (the Santa Rosalía dacites) between 12.5 and 12.3 Ma, then by those of the Boleo tholeiitic basalts and basaltic andesites, together with NEB, from 11 to 9 Ma, and the Cerro San Lucas magnesian andesite suite from 11 to 7.7 Ma.

3. New petrologic and ^{40}K – ^{40}Ar data on San Borja, Jaraguay and San Carlos volcanic fields

3.1. Field results and petrographic notes

In 2005 and 2006, we collected additional samples of magnesian andesites from the San Borja and Jaraguay volcanic fields, complementing the samplings of Calmus et al. (2003). Pliocene “bajaitic” lava flows emplaced between 5 and 3 Ma are very abundant and they cap most of the mesas which represent the prominent morphological feature of these two fields. Late Miocene magnesian andesites are comparatively less common. They usually occur as thick sheeted flows. Close to the eastern coast, they form a tilted lava flow sequence overlying either the Comondú volcanics or widespread felsic pyroclastic flow deposits, the latter representing probable equivalents of the Mesa-Capping Rhyolite Tuff (Dorsey and Burns, 1994), which gave an age of 12.5 ± 0.3 Ma north of Cataviña area. This sequence crops out near the unpaved road connecting San Borja Mission to Bahía de Los Ángeles. In the western part of San Borja and in Jaraguay area, the Late Miocene basaltic andesites frequently overlie either Tertiary sedimentary rocks or directly the Peninsular Range Batholith (Sedlock, 2003). They cap the highest volcanic mesas, which are surrounded by lower Pliocene flows, e.g. north of Rosarito; along a track connecting the main road 20 km south of Chapala to Bahía Blanca; at El Crucero; at Cerro Prieto; and near El Pedregoso granitic hill. Towards southwest, e.g. near Laguna de Chapala and along the Bahía Blanco unpaved road, the Miocene–Pliocene basaltic andesites capping the Las Lagunitas, La Zorra, and El Carrizo mesas overlie either pyroclastic flow deposits or metamorphic rocks (mainly gneiss). These magnesian andesites are moderately porphyritic, with 5 to 20 modal% phenocrysts which include, by order of decreasing abundances, olivine, diopsidic clinopyroxene, orthopyroxene, labradorite, titanomagnetite, and occasional phlogopite and sanidine. Their groundmass contains microcrysts of plagioclase, clinopyroxene, titanomagnetite, hemoilmenite and variable amounts of glass.

Calc-alkaline basalts and basaltic andesites have been occasionally sampled from the base of the mag-

nesian andesite sequence, especially near Bahía de Los Ángeles, along the road connecting this town to San Borja Mission, and near El Pedregoso granitic body. They also occur as thick sheeted mafic lava flows, which can be difficult to distinguish from bajaitic flows in the field because both contain similar phenocrysts, including plagioclase (labradorite), clinopyroxene (augite, diopside) and olivine altered to iddingsite, together with occasional crystals of hornblende, titanomagnetite and orthopyroxene.

A single adakitic occurrence, the first documented in Baja California Norte, has been found along an arroyo located east of Cerro Prieto ($29^{\circ}31'08.6''$ N and $114^{\circ}29'48.7''$ W). It consists of a 5 m thick dyke trending $N40^{\circ}E$, overlain and surrounded by Pliocene bajaitic flows. It is likely that other adakitic intrusions occur in the area, but are masked by younger flows. The rock is highly porphyritic with ca. 15 modal% hornblende phenocrysts, together with plagioclase and small amounts of olivine and diopside.

During our 2005 and 2006 field trips, we discovered that the two large plateaus (ca. 600 km^2 each) Mesa San Carlos and Mesa Santa Catarina, located along the west coast of northern Baja California Peninsula 100 km south of El Rosario, are capped by Late Miocene alkali basalt-related trachybasaltic (hawaiitic) flows. These lavas overlie Tertiary sediments (sandstones and conglomerates) and granites. They contain 10 to 15 modal% phenocrysts of olivine, augite, plagioclase and titanomagnetite phenocrysts set in a plagioclase-rich groundmass. The only genuine alkali basalts previously documented in Baja California are the Quaternary San Quintín strombolian cones and associated flows which contain peridotitic and granulitic xenoliths (Gastil et al., 1979) and are thought to derive from deep asthenospheric mantle (Rogers et al., 1985; Luhr et al., 1995).

3.2. Major and trace element compositions

Major and trace element data were obtained by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). The samples were finely powdered in an agate grinder. International standards were used for calibration tests (ACE, BEN, JB-2, PM-S and WS-E). Rb was measured by flame emission spectroscopy. Relative standard deviation are $\pm 1\%$ for SiO_2 and $\pm 2\%$ other major elements except P_2O_5 and MnO ($\pm 0.01\%$), and ca. 5% for trace elements. The analytical techniques are described in detail by Cotten et al. (1995). The corresponding chemical analyses are listed in Table 1.

All the samples analyzed (Table 1) are relatively fresh, with Loss on Ignition (LOI) values lower than

2.4 wt.%. They generally lack secondary minerals, with the exception of some carbonates and zeolites as vesicle fillings, which have been removed during sample preparation. Their K_2O and SiO_2 contents have been plotted in the Fig. 3 classification diagram after Peccerillo and Taylor (1976), together with those of the other Late Miocene samples selected from earlier papers. However, this classification grid is not adapted to the San Carlos and Santa Catarina alkali trachybasalts. Indeed, the major and trace element compositions of these lavas do not display any “subduction imprint” as evidenced by their high contents in TiO_2 , Nb, Zr and low La/Nb and equivalent ratios compared to the other studied samples (Table 1). Their Na_2O and K_2O contents are quite high, and they plot definitively in the alkalic fields in Middlemost’s (1975) and Miyashiro’s (1978) diagrams (not shown). In the TAS diagram (Le Bas et al., 1986, not shown) these lavas plot in the trachybasalt field. They are either silica-saturated or slightly undersaturated (normative nepheline less than 2%). With respect to them, niobium-enriched basalts (NEB) are much less rich in K_2O (Table 1) and they plot in the subalkalic fields in Middlemost’s (1975) and Miyashiro’s (1978) diagrams.

The other lavas display contrasted positions in Fig. 3. As expected, the tholeiites plot consistently in the field of low-K basaltic andesites, and adakites range from low-K to medium-K andesites and dacites. Most of the

associated NEB plot in the fields of medium-K basalts and basaltic andesites. The Miocene calc-alkaline lavas from our sample set plot generally within the medium-K series, and they include basalts, basaltic andesites, andesites and dacites. The plots of “bajaitic” lavas are rather scattered because of their chemical variability (Calmus et al., 2003), but these lavas are consistently K-rich (high-K basalts, basaltic andesites and andesites, shoshonitic basalts and shoshonites).

Compatible transition elements Ni, Co and Cr display positive correlations with MgO contents (Table 1). Their high contents in “bajaites” (Ni up to 275 ppm, Cr to 300 ppm) are typical of magnesian andesitic suites (Yogodzinski et al., 1994). The uppermost values nearly match those of primitive basaltic liquids in equilibrium with a lherzolitic mantle source (Allègre et al., 1977; Villemant et al., 1981). The lowermost ones are similar to those found in adakitic magmas (Sen and Dunn, 1994a,b; Drummond et al., 1996). Although they are not primitive ($MgO < 7.5$ wt.%), some trachybasalts from Mesas San Carlos and Santa Catarina display rather high Ni contents (up to 210 ppm).

Incompatible multi-element plots show very characteristic patterns, which match closely those previously described for such lavas (Fig. 4). The trachybasalts from San Carlos and Santa Catarina display smooth fractionated patterns, with considerable enrichments in the most incompatible elements (30 to 100 times the primitive

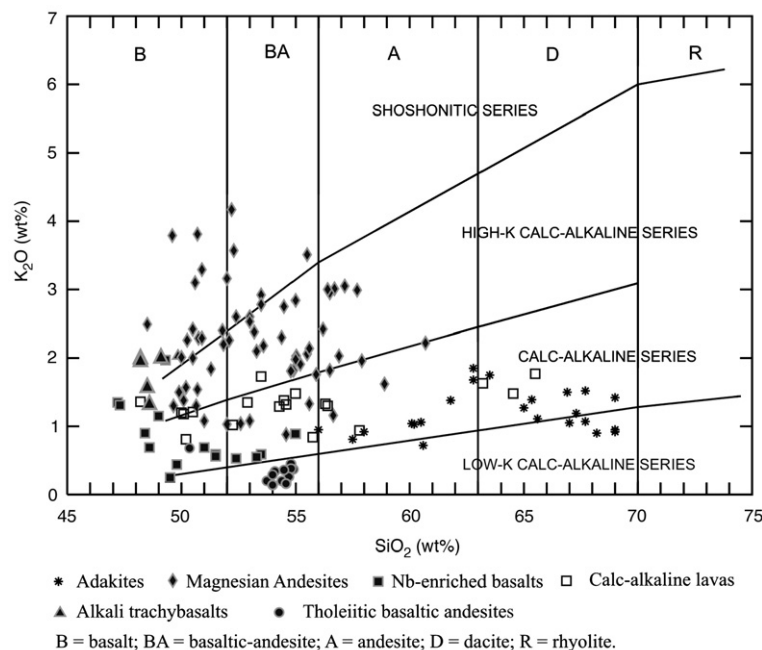


Fig. 3. Miocene lavas from the Baja California Peninsula plotted in a K_2O – SiO_2 plot according to Peccerillo and Taylor (1976). Symbols as in Fig. 2.

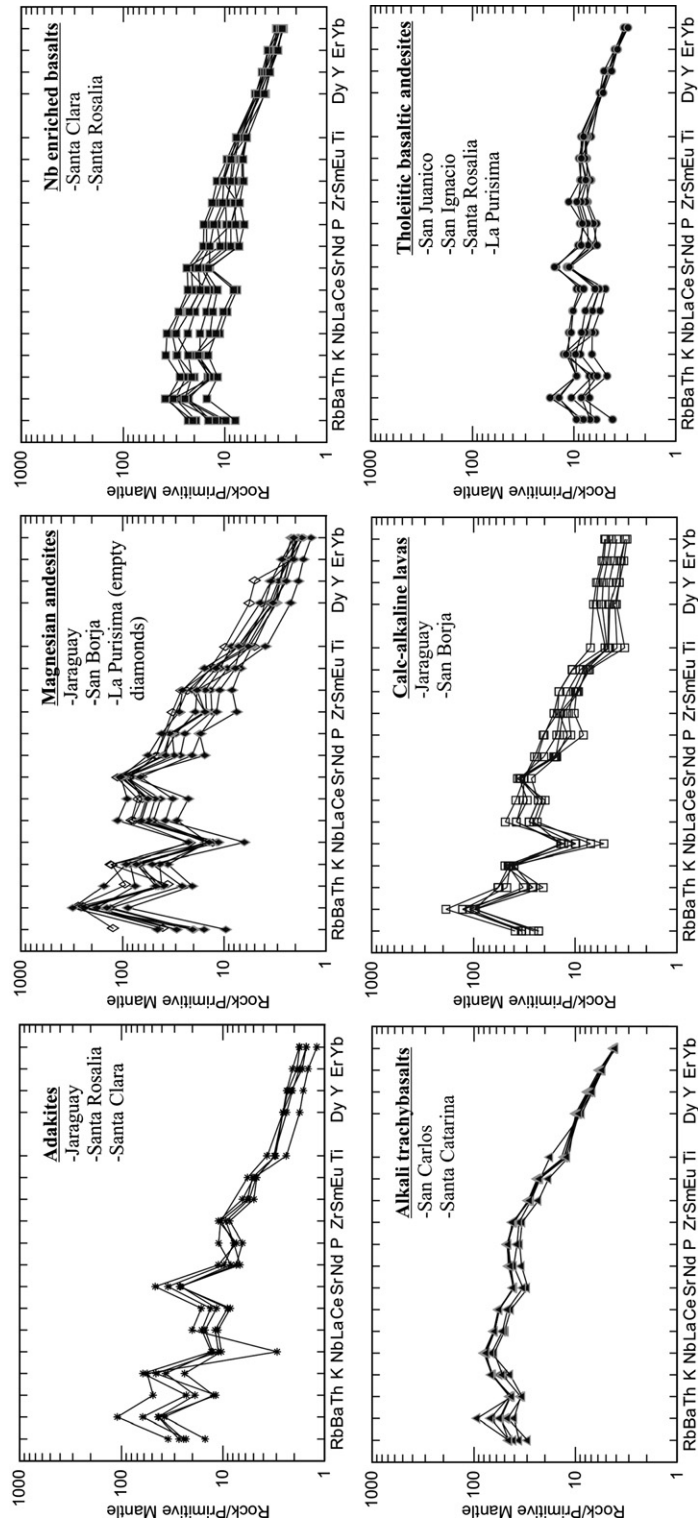


Fig. 4. Incompatible multi-element patterns of selected Miocene lavas normalized to the Primitive Mantle of Sun and McDonough (1989). Symbols as in Figs. 2 and 3.

mantle) and maximum enrichment in Nb (mantle-normalised Th/Nb, K/Nb and La/Nb lower than unity), consistent with an OIB-type geochemical signature. Niobium-enriched basalts from Santa Clara and Santa Rosalía display relatively similar patterns, but they are clearly less enriched in the most incompatible elements (10 to 40 times the primitive mantle). In addition, they display positive Sr spikes, a common feature among adakite-related magmas (Defant and Drummond, 1990), while alkali trachybasalt patterns show negative Sr anomalies (Fig. 4).

The adakite from Jaraguay and its equivalents from Santa Rosalía and Santa Clara display highly fractionated patterns, with characteristically low Y and heavy rare earth element (HREE) normalized values (less than 2.5 times the primitive mantle). Their patterns also show obvious positive anomalies in Sr and negative anomalies in Nb (the latter being especially strong for the Jaraguay sample). They plot within the adakite field in the diagnostic diagrams (not shown) Sr/Y versus Y (Defant and Drummond, 1990) and La/Yb versus Yb (Martin, 1999). Magnesian andesite patterns share with those of adakites their highly fractionated character with very low Y and HREE values, as well as their strong positive Sr anomalies and negative Nb anomalies. However, they are as a whole richer in several highly incompatible elements, e.g. in light REE (LREE), K, Th, and especially in Sr (up to 2200 ppm) and Ba (up to 2625 ppm, Table 1).

Calc-alkaline samples from San Borja and Jaraguay do not differ appreciably from those from other volcanic fields. They display moderate to strong enrichments in the most incompatible elements, strong negative anomalies in Nb and slight ones in Ti. They also display a clear positive spike in Ba, which seems to be characteristic of Baja California magmas. Indeed it appears, although with variable intensity, in all the patterns shown in Fig. 4, whatever the rock type. For instance, the tholeiitic basaltic andesites from the San Juanico–San Ignacio–Santa Rosalía field display nearly flat patterns from Rb to Eu and Ti, except for their slight positive anomalies in Sr and Ba. The positive Ba spikes are not due to an analytical bias or sample contamination, because lavas from other regions powdered and analyzed at the same time and using the same apparatus and techniques do not display such anomalies. These also appear when plotting compositions of Baja California lavas taken from the literature.

3.3. K–Ar geochronometry

K–Ar isotopic datings were performed on whole-rock lavas. After crushing and sieving, the rock fraction of 0.3 to 0.15 mm in size was cleaned with distilled water and

then retained for analytical purposes: (i) one aliquot was powdered in an agate grinder for K analysis by atomic absorption after HF chemical attack, and (ii) 0.3 to 0.15 mm grains were used for argon isotopic analysis. Argon extraction was performed under high vacuum by induction heating of a molybdenum crucible. Extracted gases were cleaned on two titanium sponge furnaces and finally purified by using two Al–Zr SAES getters. Isotopic composition of argon and concentration of radiogenic ^{40}Ar were measured using a 180° -geometry stainless steel mass spectrometer equipped with a 642 Keithley amplifier. The isotopic dilution method was applied using a ^{38}Ar spike buried as ions in aluminum targets following the procedure described by Bellon et al. (1981). Ages listed with their respective characteristic parameters in Table 2, are calculated using the constants recommended by Steiger and Jäger (1977) and $\pm 1\sigma$ errors are calculated following the equation of Cox and Dalrymple (1967); for ages less than 1 Ma, the $\pm 1\sigma$ are calculated using the equation of Mahood and Drake (1982).

Data presented in Table 2 concern only Miocene samples (>5.3 Ma), but we have also dated a number of Pliocene (5 to 2.5 Ma) magnesian andesite flows from San Borja and Jaraguay, which form the largest part of these fields. The occurrence of the other lava types seems restricted to the Miocene volcanic events. We did not sample specifically the Comodú Formation, but two of its andesitic flows gave ages of 20.3 ± 0.5 Ma (from Sierra San Francisco) and 20.1 ± 0.5 Ma (near Cataviña), respectively. In addition, calc-alkaline flows from the base of the magnesian andesite pile have been dated to 14.6 ± 0.4 and 10.9 ± 0.3 Ma, respectively. The occurrence of a 7.3 ± 0.4 Ma old basaltic andesite flow with “malpais” blocky surface near El Pedregoso shows that sporadic calc-alkaline activity still occurred during the Late Miocene in northern Baja California Peninsula. Although additional datings are in progress, available results already suggest that the alkali trachybasaltic event that built Mesas San Carlos and Santa Catarina was relatively long (9.4 ± 0.3 to 7.5 ± 0.2 Ma). The age of 9.40 ± 0.33 Ma obtained for the adakite dyke sampled near Cerro Prieto falls within the range previously found for Santa Clara adakites (11 to 8.7 Ma, Aguillón-Robles et al., 2001).

Previous ^{40}K – ^{40}Ar datings on San Borja and Jaraguay magnesian andesites (Calmus et al., 2003) suggested a gap between the emplacement of Late Miocene flows (ca. 10 to 9 Ma) and that of Pliocene ones. This apparent gap is partly filled up with Table 2 new data, although a smaller one remains between a first event (10.8 ± 0.3 to 8.1 ± 0.2 Ma) and a second one, starting at 6.8 Ma and extending into the Pliocene during which “bajaitic” activity reached its peak.

4. Discussion

4.1. Temporal patterns of magmatic activity

The age results presented above allow, together with previously published data, to discuss the spatial and temporal patterns of Middle to Late Miocene volcanic activity in Baja California Peninsula, and their possible correlation with the major tectonic changes when the subduction stopped at 12.5 Ma and the spreading centers became extinct at ca. 8–7 Ma (Michaud et al., 2006). These data are plotted in an age *versus* latitude diagram (Fig. 5) and the locations of the corresponding samples are also shown in Fig. 2 (where those of calc-alkaline samples have been omitted for more clarity).

Prior to 12.5 Ma, calc-alkaline magmatism was active all along the Peninsula, and other types were not represented with the exception of two magnesian andesite flows (14.6 and 13.1 Ma) in La Purísima (Bellon et al., 2006). A major change occurred at this time, when calc-

alkaline activity became quite sporadic (although it persisted until 7.3 Ma in Jaraguay, see Table 1) and was replaced by other types. Between 12.5 and 10 Ma, magnesian andesites, tholeiitic basaltic andesites, adakites and NEB were emplaced more or less simultaneously in the southern volcanic fields (La Purísima, San Ignacio, Santa Clara, Santa Rosalía) while magnesian andesites only erupted in San Borja and Jaraguay. A peak of volcanic activity seems to have occurred between 10 and 8 Ma, leading to the eruption of all types of non-calc-alkaline magmas along the Peninsula, and especially of adakites in Jaraguay and OIB-type trachybasalts in San Carlos area in addition to magnesian andesites. The last eruptions emplacing tholeiites, NEB and trachybasalts occurred between 7.5 and 7 Ma. They were followed by a period of relative paucity during which, according to our data, only a few magnesian andesites were emplaced before the next peak of “bajaitic” activity during the Pliocene in San Ignacio, San Borja and Jaraguay (Calmus et al., 2003).

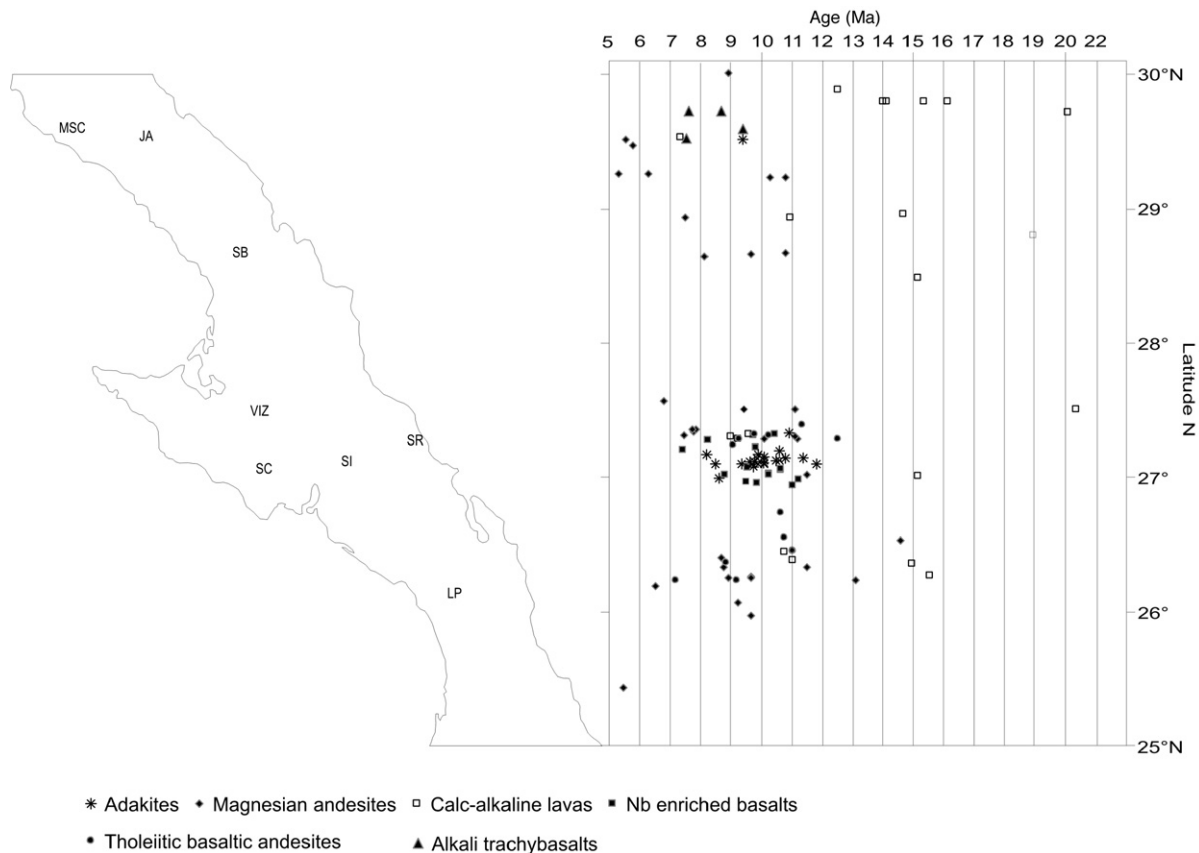


Fig. 5. Age versus latitude plot for Baja California Miocene lavas. Abbreviations and symbols as in Figs. 2 and 3. Ages and chemical data not provided in Tables 1 and 2 are from Aguillón-Robles et al. (2001), Benoit et al. (2002), Calmus et al. (2003), Conly et al. (2005), Bellon et al. (2006).

4.2. Origin of chemical variations: contributions from various magma sources

The geochemical diversity of magmas emplaced between 13 and 7 Ma along a ca. 600 km long zone trending parallel to the trench can only be explained admitting a contribution of multiple sources (Benoit et al., 2002). Adakites are generally considered as derived either (i) from the partial melting of subducted oceanic crust metamorphosed into the garnet amphibolite or eclogite facies (Defant and Drummond, 1990; Sen and Dunn, 1994a; Martin, 1999; Defant and Kepezhinskas, 2001; Martin et al., 2005), or (ii) from the partial melting of the base of thickened Andean-type crust (Atherton and Petford, 1993; Petford and Atherton, 1996; Arculus et al., 1999), although an alternative origin through (iii) high-pressure fractionation in mantle conditions (involving separation of garnet) has been recently proposed (Prouteau and Scaillet, 2003; Macpherson et al., 2006). The average thickness (25 km) of Baja California crust is not consistent with an origin of the local adakites by melting of lower crustal materials. They also display relatively high MgO, Ni and Cr contents which are often explained postulating their interaction with the supraslab mantle during ascent (Rapp et al., 1999; Sen and Dunn, 1994b; Prouteau et al., 2001). Niobium-enriched basalts (NEB) which are spatially and temporally associated with adakites, e.g. in Santa Clara, are thought to derive from the melting at relatively low pressures, i.e. in the spinel stability field, of amphibole-rich supraslab mantle having interacted with adakitic melts (Defant et al., 1992; Kepezhinskas et al., 1996; Sajona et al., 1996). In addition, the sporadic emplacement of “regular” calc-alkaline lavas during Upper Miocene and Plio-Quaternary means that their usual source, i.e. subslab mantle metasomatized by hydrous fluid transfers from the downgoing plate (Arculus, 1994), was (and is still) present beneath the Peninsula.

The origin of magnesian andesites, which obviously present a number of similarities with adakites except for their less silicic character (Defant and Drummond, 1990; Martin et al., 2005), is still debated. A majority of authors claim that a slab melt component is involved in their petrogenesis (Kay, 1978; Saunders et al., 1987; Yogodzinski et al., 1994, 1995; Hochstaedter et al., 1996; Kepezhinskas et al., 1996; Furukawa and Tatsumi, 1999). Calmus et al. (2003) proposed for the Baja California occurrences a petrogenetic model involving melting of supraslab mantle having interacted with slab melts, as already envisioned in earlier papers on “bajaites” (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987; Rogers and Saunders, 1989). In this model, reactions

between adakitic melts and the deep supraslab mantle led to metasomatized pargasite-rich peridotites. Then, incongruent melting of this amphibole, at depths of 70–110 km, triggered the genesis of bajaitic melts, and left a garnet-rich residue. A major difference with the petrogenetic history of NEB is that, in the latter, interactions between slab melts and the supraslab mantle, as well as the partial melting of this metasomatized mantle, occurred at lower depths (40–60 km), consistent with the usual front-arc position of adakites and NEB with respect to calc-alkaline lavas and magnesian andesites (see Figs. 1 and 2 for the Santa Clara case).

The two other Late Miocene lava types, i.e. tholeiitic basaltic andesites and alkali trachybasalts, do not display any subduction imprint from the point of view of trace elements. However, a small sediment contribution, presumably inherited from interactions with subduction-modified supraslab mantle during their ascent (Benoit et al., 2002), is required to explain the enriched Pb isotopic signature of the tholeiites. Melting of depleted subslab mantle accounts satisfactorily for their rather flat incompatible element patterns and depleted Sr and Nd isotopic signatures (Benoit et al., 2002). No isotopic data are currently available for Mesa San Carlos trachybasalts. However, their typical OIB-type incompatible element patterns suggests an origin through melting of enriched subslab mantle, as proposed for their Quaternary equivalents from San Quintín (Hole et al., 1991; Luhr et al., 1995).

4.3. Ridge subduction or slab-tearing?

The almost simultaneous partial melting, between 13 and 7 Ma, of all these sources (subducted oceanic crust, shallow and deep supraslab mantle having interacted either with hydrous fluids or with slab melts, depleted and enriched subslab mantle) requires (i) a high thermal regime and (ii) a tectonic setting allowing both the presence at depth of these sources, and the possibility for the magmas derived from them to reach the surface along a zone 600 km long parallel to the trench but only ca. 100 km wide (shaded area in Fig. 2).

Complex magmatic associations derived from such sources and including adakites, andesites, MORB-type and OIB-type basalts and their derivatives, are known to occur in modern cases of subduction of active ridges (Thorkelson and Taylor, 1989; Thorkelson, 1996). Their genesis is also consistent with thermal models of ridge subduction (Iwamori, 2000; Thorkelson and Breitsprecher, 2005). One of the most extensively studied examples is that of the subduction of the active Chile ridge beneath the Patagonian margin at the level

of Taitao Peninsula, Chile. There, the very high thermal regime (De Long et al., 1979; Lagabrielle et al., 2000) led to very shallow melting of subducting oceanic crust, resulting in near-trench emplacement of dacites and basaltic andesites (Guivel et al., 1999, 2003), while tholeiitic basalts and adakites were emplaced onland (Forsythe et al., 1986; Lagabrielle et al., 1994; Bourgois et al., 1996). Away from the present-day triple junction, the emplacement of Cerro Pampa adakites has been also related to ridge-trench collision (Kay et al., 1993). In the back-arc Patagonian domain, the emplacement of numerous Neogene OIB-type basaltic plateaus has been attributed to the melting of slab asthenospheric mantle upwelling through slab windows generated from subducted ridge segments (Ramos and Kay, 1992; Gorrington et al., 1997, 2003; D'Orazio et al., 2000, 2001, 2004; Gorrington and Kay, 2001).

Before the Famex cruise (April 2002) confirmed the presence of remnants of the Pacific–Magdalena ridge off Baja California Sur, the occurrence of Late Miocene adakites and NEB in the Santa Clara volcanic field led Aguillón-Robles et al. (2001) and Bourgois and Michaud (2002) to postulate that the subduction of this active ridge caused the opening of an asthenospheric window. Santa Clara adakites would have resulted from the partial melting of the edges of this window and associated NEB from the subsequent interactions between these slab melts and the shallow supraslab mantle. Benoit et al. (2002) proposed a more complex model taking into account the Late Miocene tholeiites from San Juanico–San Ignacio and the magnesian andesites from La Purísima. In this model (their Fig. 9), depleted tholeiitic melts of slab origin ascended through the window and interacted with the supraslab subduction-modified mantle, becoming then more radiogenic in Pb. Adakites and NEB derived from the partial melting of the shallow edge of the window and from the interactions between these slab melts and the supraslab mantle, respectively. Finally, magnesian andesites originated from interactions between deep supraslab garnet peridotites and slab melts derived from the partial melting of the lower edge of the window. The latter were consumed by this process, and thus never reached the surface.

Such a model still accounts for the geochemical (major, trace elements and isotopes) compositions of these lavas and is also consistent with available experimental constraints on the petrogenesis of magnesian andesites, as discussed by Calmus et al. (2003). However, it needs obviously to be amended: the origin of the La Purísima/San Ignacio/Santa Clara slab window cannot anymore be ascribed to ridge subduction, given the occurrence, westward of the trench, of remnants from

the Pacific–Magdalena and Pacific–Guadalupe ridges (Fig. 2). Our new results lead to extend the occurrence of Late Miocene magnesian andesites and adakites, as well as that of trachybasalts of presumed slab origin, up to 30°N (Fig. 2). In addition, there is no clear age pattern for the initiation of the non-calc-alkaline activity all along the Baja California volcanic belt (Fig. 5). A model accounting for the opening of an asthenospheric window ca. 600 km long, parallel to the trench but independent from the subduction of the Pacific–Farallon ridge, has thus to be considered.

The opening of a slab window subparallel to the trench can also result from a slab-tearing process following collision or end of subduction (van den Beukel, 1990), leading ultimately to slab detachment (Wortel and Spakman, 2000). Indeed, the slab pull of a subducting plate is related to the density contrast between the asthenospheric mantle and the downgoing oceanic lithosphere, and thus to the age of the latter. An old oceanic lithosphere will sink easily while a plate younger than 10 Ma will be increasingly difficult to subduct when its ridge approaches the trench (Cloos, 1993; Ferrari, 2004). Numerical models (Yoshioka and Wortel, 1995) suggest that slab-tearing would start when strong tectonic coupling in the forearc occurs before the subduction of the ridge axis itself. Then, a tear could propagate laterally, even in the part of the margin where subduction is still active, because of the pull exerted by the still-attached deep part of the slab. Such a situation applies to many parts of the North American margin (Dickinson, 1997; Ferrari, 2004; Wilson et al., 2005) and especially to Baja California Peninsula where several authors have already considered this slab-tearing process as an alternative to active ridge subduction (Calmus et al., 2003; Michaud et al., 2006; Bellon et al., 2006).

Once a tear-in-the-slab opens, the traction exerted by the deep part of the downgoing plate will cause its sinking, and a slab window develops progressively, leading ultimately to slab breakoff (e.g. Davies and von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg and Davies, 1995; Mason et al., 1998). During such a process, unusual magmatic activity can develop in various ways. Partial melting of the oceanic crust from the edges of the tear can occur (Yogodzinski et al., 2001; Lin et al., 2004) leading to the emplacement of adakites or magnesian andesites derived from interactions of slab melts with the supraslab mantle. Such a process is very likely to play a major role when the tear develops in young (and still hot) lithosphere. Indeed, as first suggested by Dickinson and Snyder (1979) and then developed by Severinghaus and Atwater (1990) and Thorkelson and Breitsprecher (2005), a young subducted slab is efficiently re-heated

at the edges of a slab tear or slab window, and thus becomes thermally and rheologically indistinguishable from the surrounding asthenosphere. This process of thermal erosion is very efficient in extending the limits of the slab tear/window with respect to the initial (geometrically defined) ones. Extensive melting of the oceanic crust of the tear edges is therefore expected, generating adakites (Thorkelson and Breitsprecher, 2005), which can then react with the mantle originally in supraslab position, forming magnesian andesites. Tholeiitic or OIB-type magmas might be generated by the partial melting of the subslab asthenospheric mantle uprising through the tear-in-the-slab, possibly near its boundary zone with the overlying lithospheric mantle (Coulon et al., 2002). As the slab window develops (both by sinking of its deep part and by thermal erosion), the deep part of the slab can roll back, inducing asthenosphere to flow laterally in the opening, and thus to experience decompression melting leading to OIB magmas (Ferrari et al., 2001). Alternatively, heat transfer through the tear might induce partial melting of the supraslab mantle (Davies and von Blanckenburg, 1995), eventually resulting in the emplacement of calc-alkaline magmas derived from hydrous fluid-metasomatized peridotites.

The origin of large OIB-type basaltic plateaus in the back-arc Patagonian domain has been recently attributed to a slab-tearing model relatively similar to that we propose here (Guivel et al., 2006). If these plateaus formed above slab windows generated by the successive subduction, from 15–14 Ma to Present and from 52°S to 46°S (Taitao Peninsula), of several Chile ridge segments, one should expect a younging northwards of their emplacement ages. According to Guivel et al. (2006), there is no such age pattern: volcanic activity started between 12 and 8 Ma all along the margin, even in plateaus facing ridge segments which were still active off the trench. Thus, these authors propose that the collision of the southernmost ridge segments with the trench initiated a slab tear which propagated quickly parallel to the trench, allowing subslab-derived magmas to ascend through the corresponding asthenospheric window. However, the Chile case is not exactly similar to that of Baja California: despite the opening of a slab tear, Chile ridge segments were still subducted successively instead of being abandoned off the trench like the Magdalena, Guadalupe and Soledad segments.

4.4. Proposed tectonic model: slab-tearing beneath Baja California

During the Tertiary subduction of the Farallon plate beneath the North American margin, the active Pacific–

Farallon ridge approached the trench and then subducted below Southern California and northernmost Baja California, causing the formation of ridge-related asthenospheric windows (Dickinson and Snyder, 1979; Thorkelson and Taylor, 1989; Dickinson, 1997; Atwater and Stock, 1998; Wilson et al., 2005). However, when subduction stopped at ca. 12.5 Ma (Mammerickx and Klitgord, 1982; Stock and Hodges, 1989; Lonsdale, 1991), the southern segments of this ridge (the Magdalena, Guadalupe and Soledad ridges) were abandoned off southern and central Baja California. The geometry and position of these still active segments at 13 Ma is depicted in Fig. 2, after Lonsdale (1991), and modified according to Wilson et al. (2005) and Michaud et al. (2006). At this time, the Pacific–Magdalena ridge had already broken into a series of small ridge segments and the accretion rate had slowed all along the three ridge segments (Michaud et al., 2006).

The Guadalupe and Soledad segments stopped spreading at ca. 12 Ma whilst the Magdalena ridge broke into several short segments that continued spreading perhaps until 8–7 Ma (Michaud et al., 2006). The drastic clockwise rotation after 12 Ma of the Magdalena segments cannot be explained by a rapid change in slab pull direction, but results more likely from an increasing tectonic coupling between the Magdalena and the North American plates (Michaud et al., 2004, 2005, 2006). These events are clearly indicative of slab pull removal, and hence a break or tear in the Farallon slab. The earlier end of accretion along the Soledad and Guadalupe ridge segments, and the clockwise rotation of the remnants of the Magdalena ridge, both suggest that the removal of slab pull (and thus the slab-tearing process which initiated it), started in the north (probably in the prolongation of a ridge-related Southern Californian slab window, as discussed below). There are no evidences that the Pacific–Guadalupe and Pacific–Magdalena spreading ridges subducted and later on jumped westward off the trench, as postulated by Benoit et al. (2002) and Bourgois and Michaud (2002), neither in the few conjugate and symmetric magnetic anomaly pattern identified on the Guadalupe and Magdalena plates, nor in the seafloor tectonic fabric.

The magmatic record in the Peninsula is consistent with this slab-tearing model and provides additional constraints: (i) the nearly concomitant eruption of magnesian andesites, tholeiites, adakites and NEB which started between 11.5 and 10 Ma between 26° and 30°N (Fig. 5) suggests that the tear-in-the-slab occurred at once in a very short period instead of slowly propagating from north to south, and (ii) the extent of

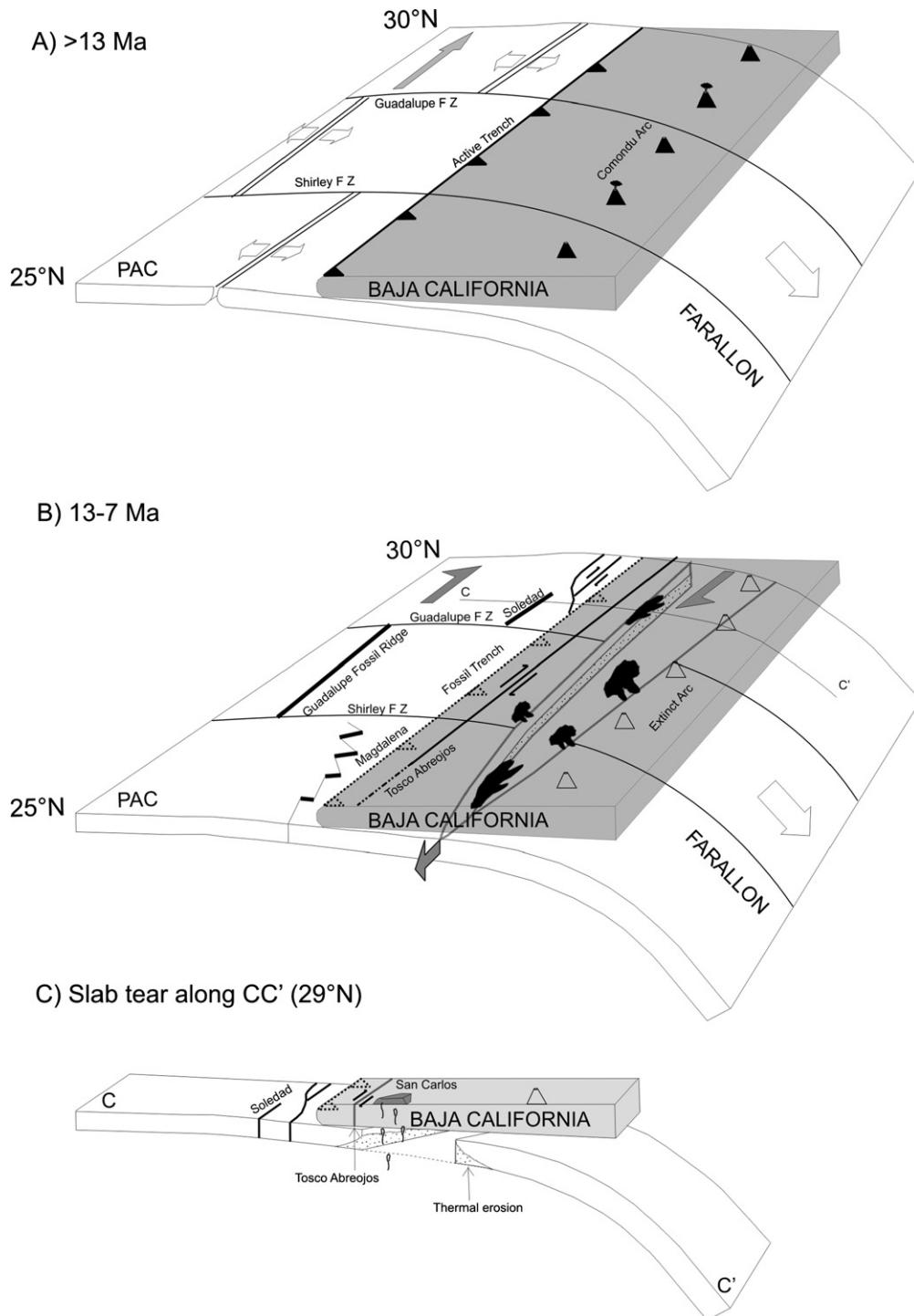


Fig. 6. Proposed schematic model of slab-tearing prior to ridge-trench collision. The upper plate (shaded) is shown with dotted lines, the downgoing plate (white) with plain lines, arc volcanoes (upper cartoon) and basaltic plateau flows (middle cartoon) in black. Scale and main structural elements are as in Fig. 2. Stage A (>13 Ma): active subduction and edification of the Comondú arc. Stage B (13–7 Ma): end of subduction and development of a slab tear which evolves into a slab window, post-subduction magmatism. The trench becomes fossil and the Tosco–Abreojos dextral strike-slip fault propagates southward. The tear is represented at an early stage of development, when thermal erosion (stippled areas) starts to reduce the thickness of its lithospheric edges. C: schematic cross-section along line CC' (in B), at ca. 29°N, depicting the effects of thermal erosion and the ascent of intraslab magmas (San Carlos alkali trachybasalts) through the tear.

the slab window can be derived from the distribution of the non-calc-alkaline lavas (Fig. 2). In fact, slab window-related Late Miocene volcanism seems more abundant and is better documented in the Santa Clara–San Ignacio area (Benoit et al., 2002) than in northern Baja California, despite the evidence provided in this paper for the occurrence of adakites and of trachybasalts of subslab origin in the latter. However, the slab tear may have propagated very quickly along the margin, as also envisioned for the Patagonian example (Guivel et al., 2006); and the occurrence of 6.2 Ma adakites at 24°30'N in Isla Santa Margarita (Bonini and Baldwin, 1998) might be an indication of its further development southward.

The main elements of the proposed tectono-magmatic model, linking Late Miocene volcanism in Baja California Peninsula with a slab-tearing process leading to the opening of a 600 km long slab window parallel to the trench, are schematically depicted in Fig. 6. Until 13 Ma, active subduction led to the melting of hydrous fluid-metasomatized supraslab mantle, and to the emplacement of calc-alkaline lavas along the peninsular Comondú arc (Fig. 6A). Seafloor spreading was still active along the Soledad, Guadalupe and Magdalena ridge segments, although it had slowed; and Comondú arc activity was also decreasing according to age data (Fig. 5). These features suggest that slab-tearing might already have started, releasing the slab pull exerted by the old and deep parts of the Farallon plate.

Between 13 and 7 Ma, the regional tectonic setting became completely different (Fig. 6B). The northward relative motion of the Pacific plate with respect to the Peninsula was transferred to the Tosco–Abreojos Fault. The Soledad and Guadalupe ridges stopped spreading, whereas the Magdalena ridge broke up into a series of small segments, which rotated clockwise. Calc-alkaline volcanism became extinct, except for the sporadic emplacement of andesites resulting from the melting of remnant parts of subduction-modified supraslab mantle. The initial slab tear evolved, through thermal erosion of its edges and sinking of the deep part of the Farallon slab, into a ca. 600 km long and 100 km large slab window which opened in the young (less than 15 Ma) and thus still hot parts of the downgoing Guadalupe and Magdalena plates. In such a hot regime enhanced by thermal erosion processes (Fig. 6C), partial melting of the basaltic crust from the edges of the window produced adakitic magmas, which either (i) reached the surface (Santa Clara, Santa Rosalía, Jaraguay), (ii) reacted at moderate depth with the supraslab mantle, producing the source of the NEB, or finally (iii) interacted with garnet peridotites from the

deeper supraslab mantle, generating that of the magnesian andesite (“bajaite”) suite. The heterogeneous subslab mantle ascended through the slab window, possibly triggered by the rollback or the detachment of the deep part of the slab. Then, its decompression melting resulted in the emplacement either of (iv) tholeiitic basaltic andesites derived from depleted subslab mantle and interacting with subduction-modified supraslab peridotites during their ascent, or of (v) alkali-basalt-related lavas originating from the melting of the deep enriched subslab mantle, i.e. the San Carlos and Santa Catarina trachybasalts (Fig. 6C).

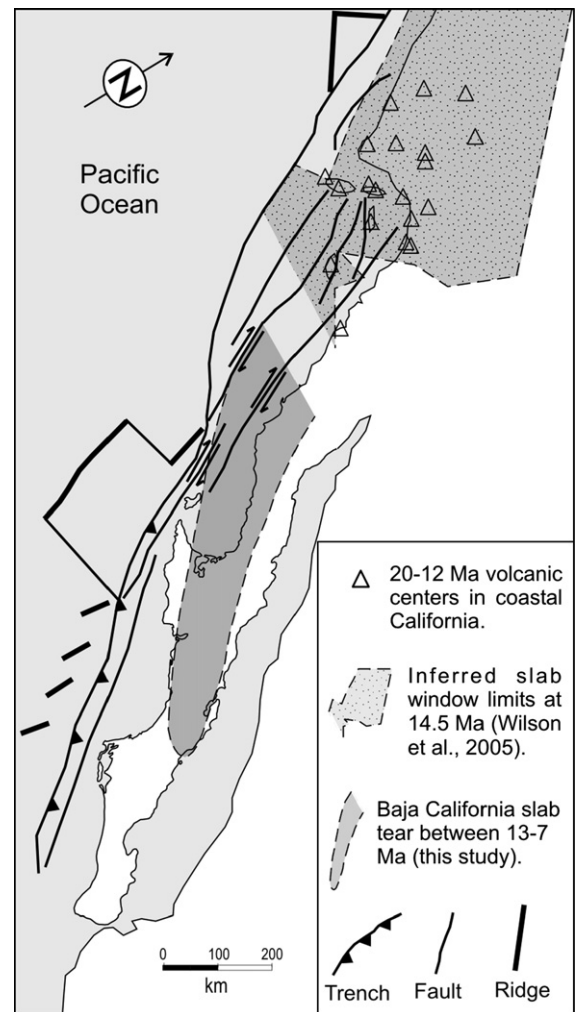


Fig. 7. Relationships between the proposed Baja California slab tear and the Southern California slab window. The relative positions of Baja California and continental America and the main structural elements are from the reconstruction of the margin at 12.5 Ma by Wilson et al. (2005, their Fig. 11). The location of 20–12 Ma volcanic centers and the shape of the Southern California slab window at 14.5 Ma are also taken from Wilson et al. (2005, their Figs. 1 and 8).

Wilson et al. (2005) provided a detailed reconstruction of the evolution of the Pacific margin at the level of California and Baja California during the last 30 Ma. They also used the location of non-calc-alkaline volcanic centers (previously studied by Dickinson, 1997) to delineate the successive positions of the edges of the ridge-related Southern California slab window, the size of which increased considerably from 18.9 to 14.5 Ma. The limits of this window at 14.5 Ma are shown in Fig. 7 together with the locations of 20–12 Ma old Southern California volcanic centers, the position of Baja California at 12.5 Ma and the limits of the 13–7 Ma Baja slab tear inferred from this study. The remarkable fit between the locations of the southern limit of the older Californian window and the northern boundary of the Baja tear suggests that the latter can be considered a southern (and younger) extension of the Californian window. Given the probable southward trend of development of the Baja slab tear, we propose that it started from the already existing window and propagated beneath the Baja California Peninsula between 13 and 7 Ma.

5. Conclusions

New ^{40}K – ^{40}Ar datings and petrologic data on the San Borja, Jaraguay and San Carlos lavas in northern Baja California, together with published data from the southern volcanic fields, allow to study the spatial and temporal distribution of Late Miocene volcanism along the Peninsula, from 25° to 30°N.

Especially, this study documents the occurrence in San Borja and Jaraguay of a number of Late Miocene magnesian andesite flows, the emplacement of which started at 11.1 Ma; of an adakitic dyke in Jaraguay, dated at 9.4 Ma; and of OIB-related trachybasalts, 9.3 to 7.5 Ma old, which cap the large Mesas San Carlos and Santa Catarina located near 29°N.

We show that, after the extinction of the Comodú calc-alkaline arc at ca. 12.5 Ma, magmatic activity continued, emplacing magnesian andesites, adakites and associated NEB, tholeiitic basaltic andesites and trachybasalts in a 600 km long and 100 km wide area parallel to the trench, mostly between 11.5 and 7.5 Ma.

The origin of these magmas, unusual in regular subduction settings, is ascribed to the formation of an asthenospheric window through which slab mantle ascended (tholeiites and trachybasalts), and to the melting of the oceanic crust from the thermally eroded edges of this window (adakites) followed by the interaction of these slab melts with the supraslab mantle (sources of the NEB and magnesian andesites).

This slab window did not result from ridge subduction, but from a slab-tearing event involving the detachment of the deep part of the subducted plate prior to the ridge-trench collision. This process occurred when the Pacific–Magdalena active ridge approached the trench east of Vizcaíno Peninsula at ca. 12.5 Ma. The tear-in-the-slab opened parallel to the trench between 30°N and 25°N, starting from the already existing Southern California slab window. It evolved into an asthenospheric window when the oldest part of the downgoing plate sank into the mantle and the thermal erosion of its edges widened the gap between them.

Acknowledgements

Helpful reviews by Margarita Lopez Martinez and Derek J. Thorkelson led to substantial improvements of the manuscript. We thank CONACyT for financial support under SEP-2004-C01-46649 project, and for the first author's scholarship grant. Fieldwork and analytical expenses were partly funded by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and the Université de Bretagne Occidentale (Unité Mixte de Recherche 6538 "Domaines océaniques"). The Instituto de Geología of the Universidad Autónoma de San Luis Potosí and the Instituto de Geología (ERNO) of the Universidad Nacional Autónoma de México also provided financial support for fieldwork. We especially thank Jean-Claude Philippet, who played a major role during the acquisition of the geochronological data. Nadia Angélica Rocha prepared the thin sections and rock powders. Antoine Le Faouder, Carole Cordier and Philippe Nonnotte by their commentaries.

References

- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgeois, J., Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaíno Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? *Geology* 29, 531–534.
- Aguillón-Robles, A., 2002. Subduction de dorsale et évolution du magmatisme associé: exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest (France) 214 p. and supp. annexes.
- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous processes, Part I: fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 60, 57–75.
- Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189–208.
- Arculus, R.J., Lapiere, H., Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes: Rasapas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, 547–550.

- Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144–146.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of the Western North America. *Geological Society of America Bulletin* 81, 3513–3536.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history, northeast Pacific and western North America. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, The Geology of North America, vol. N, pp. 21–72.
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific–North American plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review* 40, 375–402.
- Batiza, R., Chase, C.G., 1981. Miocene spreading center south of Isla Guadalupe. *Nature* 289, 787–789.
- Bellon, H., Quoc Buu, N., Chaumont, J., Philippet, J.C., 1981. Implantation ionique d'argon dans une cible support. Application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 292, 977–980.
- Bellon, H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bourgois, J., Cotten, J., 2006. La Purísima Volcanic Field, Baja California Sur, Mexico: Mid-Miocene to Recent volcanism in relation with subduction and asthenospheric window opening. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152, 253–272.
- Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2002. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *Journal of Geology* 110, 627–648.
- Bigoggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A., Vezzoli, L., 1995. The Cerro Mancenares volcanic center, Baja California Sur: source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1108–1122.
- Bonini, A.J., Baldwin, S.L., 1998. Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: implications for the tectonic evolution of the Baja California continental borderland. *Geological Society of America Bulletin* 110, 1094–1104.
- Bourgois, J., Michaud, F., 2002. Comparison between Chile and México triple junctions areas substantiate slab window development beneath northwestern México during the past 12–10 M.y. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 35–44.
- Bourgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., Frutos-Jara, J., 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology* 24, 723–726.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesium andesites (“bajaites”) from Baja California, México: the role of slab melts. *Lithos* 66, 77–105.
- Capra, L., Macias, J.L., Espindola, J.M., Siebe, C., 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México. *Earth and Planetary Science Letters* 80, 239–266.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin* 105, 715–737.
- Cole, R.B., Basu, A.R., 1995. Nd–Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California. *Geological Society of America Bulletin* 107, 167–179.
- Conly, A.G., Brennan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 303–341.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119, 115–138.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., 2002. Postcollisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87–110.
- Cox, A., Dalrymple, G.B., 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium–argon dating. *Journal of Geophysical Research* 72, 2603–2614.
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 85–102.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665.
- Defant, M.J., Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS (American Geophysical Union Transactions)* 82, 67–69.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Steward, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of Geological Society of London* 149, 569–579.
- De Long, S.E., Schwartz, W.M., Anderson, R.E., 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth Planetary Science Letters* 44, 239–246.
- Demant, A., 1984. The Reforma Caldera, Santa Rosalía area, Baja California. A volcanological, petrographical and mineralogical study. Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area. Symposium, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 75–96.
- Desonie, D.L., 1992. Geological and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52, 123–140.
- Dickinson, W.R., 1997. Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California. *Geological Society of America Bulletin* 109, 936–954.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Journal of Geology* 87, 609–627.
- D’Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Lahsen, A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321, 407–427.
- D’Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M., Manetti, P., Mazzarini, F., 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area ($\approx 52^{\circ}\text{S}$, Argentina–Chile). *Lithos* 57, 67–89.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Tonarini, S., 2004. The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike Volcanic Field ($\sim 50^{\circ}\text{S}$, Argentina): evidences for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 107–124.

- Dorsey, R., Burns, B., 1994. Regional stratigraphy, sedimentology and tectonic significance of Oligocene–Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, México. *Sedimentary Geology* 88, 231–251.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Transactions Royal Society Edinburg. Earth Sciences* 87, 205–215.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulses and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* 32, 77–80.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology* 29, 507–510.
- Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Herve, M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., Harambour, S., 1986. Pliocene rear trench magmatism in southern Chile: a possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23–27.
- Furukawa, Y., Tatsumi, Y., 1999. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma. *Geophysical Research Letters* 26, 2271–2274.
- Gastil, G., Kruppenacher, D., Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of American Bulletin* 90, 839–857.
- Gorring, M., Kay, S., 2001. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology* 42, 1067–1094.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernández, M., Panza, J., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16, 1–17.
- Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., Kay, S., 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology* 193, 215–235.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury, R.C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics* 311, 83–111.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Martin, H., Arnaud, N., Fourcade, S., Cotten, J., Maury, R.C., 2003. Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction. *Journal Geophysical Research* 108 (B7), 2345. doi:10.1029/2002JB002119.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., de la Cruz, R., 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47°S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149, 346–370.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic Volcanism and Tectonic Evolution of Baja California Sur, Mexico. In: Frizzell Jr., V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Publication, vol. 39, pp. 219–236.
- Hochstaedter, A.G., Kepezhinskas, P., Defant, M., Drummond, M., Koloskov, A., 1996. Insights into the volcanic arc mantle wedge from magnesian lavas from the Kamchatka arc. *Journal Geophysical Research* 101, 697–712.
- Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D., Storey, M., 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology* 19, 657–660.
- Iwamori, H., 2000. Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholiths and paired metamorphic belts. *Earth and Planetary Sciences Letters* 181, 131–144.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 117–132.
- Kay, S., Ramos, V., Márquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge collision in southern South America. *Journal of Geology* 101, 703–714.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1217–1229.
- Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., 1994. Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (southern Chile). *Geology* 22, 515–518.
- Lagabrielle, Y., Guivel, C., Maury, R.C., Bourgois, J., Fourcade, S., Martin, H., 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics* 326, 215–228.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Lin, J.Y., Hsu, S.K., Sibuet, J.C., 2004. Melting features along the Ryukyu slab tear, beneath the southwestern Okinawa Trough. *Geophysical Research Letters* 31 (L19607). doi:10.1029/2004GL020862.
- Lonsdale, P., 1991. Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.A. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, vol. 47, pp. 87–125.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., 1995. San Quintin Volcanic field, Baja California Norte, México. *Geology, petrology, and geochemistry*. *Journal Geophysical Research* 100, 10,353–10,380.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Sciences Letters* 243, 581–593.
- Mahood, G.A., Drake, R.E., 1982. K–Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 93, 1232–1241.
- Mammerickx, J., Klitgord, K.M., 1982. Northern East Pacific Rise: evolution from 25 m.y.B.P. to the Present. *Journal of Geophysical Research* 87, 6751–6759.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411–429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- Martín, A., Fletcher, J.M., López-Martínez, M., Mendoza-Borunda, R., 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics* 318, 27–51.
- Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szákacs, Downes, H., 1998. Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 297, 157–176.

- McLean, H., Hausback, B.P., Knapp, J.H., 1987. The geology of West-Central Baja California Sur, Mexico. U.S. Geological Survey Bulletin, vol. 1579. 16 pp.
- Michaud, F., Sosson, M., Royer, J.-Y., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dymont, J., Pontoise, B., Sichler, B., 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: the Tosco–Abrejos fault revisited. *Geophysical Research Letters* 31 (L088604). doi:10.1029/2004GL0119665.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Mortera-Gutiérrez, C., Dymont, J., 2005. La zona de falla Tosco–Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana* 67, 53–63.
- Michaud, F., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Dymont, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutiérrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., Pontoise, B., 2006. Oceanic-ridge subduction vs. slab break-off: plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology* 34, 13–16.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth Sciences Review* 11, 337–364.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 66, 91–104.
- Muller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal Geophysical Research* 102, 3211–3214.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Moran-Zenteno, D., Alanis-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992. Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000, quinta edición, Instituto de Geología UNAM y Sría de Energía e Industria Paraestatal, CRM, mapa y texto explicativo, 74 p.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Petford, N., Atherton, M.P., 1996. Na-rich partials melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37, 1491–1521.
- Prouteau, G., Scaillet, B., 2003. Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. *Journal of Petrology* 44, 2203–2241.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197–200.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back–arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205, 261–282.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Rogers, G., Saunders, A.D., 1989. Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collisions. In: Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 416–445.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature* 315, 389–392.
- Rojas-Beltrán, M.A., 1999. Distribución, vulcanología física, composición y edad de las lavas del tercio norte de Baja California Sur. Master Degree thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 160 p.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37, 693–726.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P., 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32, 223–245.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic Evolution of the Gulf of California Rift. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.A. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, vol. 47. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 301–369.
- Sawlan, M.G., Smith, J.G., 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In: Frizzel Jr., V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section*. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, pp. 237–251.
- Sedlock, R.L., 2003. Geology and Tectonics of the Baja California Peninsula and Adjacent Areas. In: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kingrough, D.L., Martin-Barajas, A. (Eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Boulder, Colorado*, vol. 374. Geological Society of America Special Paper, pp. 1–42.
- Sen, C., Dunn, T., 1994a. Dehydration melting of a basaltic composition amphibole at 1.5 and 2.0 Gpa: implication for the origin of adakites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 117, 394–409.
- Sen, C., Dunn, T., 1994b. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 119, 422–432.
- Severinghaus, J., Atwater, T., 1990. Cenozoic Geometry and Thermal State of the Subducting slabs beneath Western North America. In: Wernicke, B.P. (Ed.), *Basin and Range Extensional Tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada: Boulder Colorado*, vol. 176. Geological Society of America, Memoire, pp. 1–22.
- Spencer, J.E., Normark, W.R., 1989. Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, vol. N, pp. 21–72.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin*, vol. 42. Geological Society of London Special Publication, pp. 313–345.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics* 8, 99–115.
- Stock, J.M., Lee, J., 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record? *Tectonics* 13 (6), 1472–1487.
- Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255, 47–63.
- Thorkelson, D.J., Breitsprecher, K., 2005. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos* 79, 25–41.
- Thorkelson, D.J., Taylor, R.P., 1989. Cordilleran slab windows. *Geology* 17, 833–836.

- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondu Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 144, 125–147.
- van den Beukel, J., 1990. Breakup of young oceanic lithosphere in the upper part of a subduction zone: implication for the emplacement of ophiolites. *Tectonics* 9, 825–844.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L., Treuil, M., 1981. Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalts series of Chaine des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1997–2016.
- von Blanckenburg, F., Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14 (1), 120–131.
- Wilson, D.S., McCrory, P.A., Stanley, R.G., 2005. Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America. *Tectonics* 24, TC3008. doi:10.1029/2003TC001621.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science* 290, 1910–1917.
- Yeats, R.S., Haq, B.U., 1981. Deep-sea Drilling off the Californias; Implications of Leg 63. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, D.C., vol. 63. U.S. Government Printing Office, pp. 949–961.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107, 505–519.
- Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov, N.I., Matvenkov, V.V., 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *Journal of Petrology* 35, 163–204.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plates edges. *Nature* 409, 500–504.
- Yoshioka, S., Wortel, M.J.R., 1995. Three-dimensional numerical modeling of detachment of subducted lithosphere. *Journal Geophysical Research* 100, 22,223–22,244.

CHAPITRE 4

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE ET TEMPORELLE DU VOLCANISME NÉOGÈNE DANS LA RÉGION NORD DE LA BASSE CALIFORNIE (27°-30°N) : DE NOUVELLES DONNÉES SUR L'ORIGINE DES ANDÉSITES MAGNÉSIENNES POST-SUBDUCTION

Ce chapitre expose un résumé en français, suivie de la révision originale en anglais, du manuscrit soumis au journal LITHOS, intitulé : « Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30°N): insights on the origin of post-subduction magnesian andesites ».

Il a pour objectif de compléter le chapitre précédent en proposant à partir des données chimiques, de nouvelles hypothèses sur l'origine des andésites magnésiennes de Basse Californie. Pour cela nous allons démontrer que le volcanisme calco-alcalin de l'arc de Comondu, qui s'est éteint il y a environ 11 Ma, a été remplacé par des andésites magnésiennes (série « bajaitique »), qui sont générées par la déshydratation-fusion d'un manteau lithosphérique riche en pargasite à des profondeurs d'environ 80 km sous la péninsule.

Les références bibliographiques relatives à ce manuscrit sont intégrées à la bibliographie générale.

RÉSUMÉ

Les nouvelles données de terrain, d'éléments majeurs et en trace, et de datations (K-Ar) sur roche totale sur les champs volcaniques néogènes (San Carlos, Jaraguay, San Borja et Vizcaino) du Nord de Basse Californie montrent que l'activité calco-alcaline de l'arc de Comondu a disparu vers 11 Ma, après la fin de la subduction de la plaque Farallon. Le volcanisme calco-alcalin a été remplacé par la mise en place des andésites magnésiennes principalement entre 8,5 et 3,8 Ma à Jaraguay et entre 3,7 et 1,8 Ma à San Borja. La signature géochimique de la série des andésites magnésiennes se caractérise par des teneurs élevées en MgO, Cr, Co et Ni ; un appauvrissement en terres rares lourdes et Y ; un enrichissement important en Sr et Ba ; et un appauvrissement relatif en Rb et Th par rapport aux autres éléments en trace très incompatibles. Cette signature témoigne de l'origine de ces laves par déshydratation-fusion d'un manteau lithosphérique riche en pargasite, à des profondeurs d'environ 80 km. Un modèle quantitatif montre que la formation des amphiboles (pargasite)

résulte du métasomatisme du coin de manteau lithosphérique par les liquides adakitiques issus de la plaque plongeante. Ces liquides adakitiques se sont infiltrés dans le coin du manteau de Basse Californie, après la fin de la subduction de la jeune plaque océanique Farallon et pendant l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la péninsule entre 12,5 et 8 Ma.

La série des andésites magnésiennes est caractérisée par l'augmentation des teneurs en éléments incompatibles (Sr, Ba, K et les terres rares légères) concentrés dans les amphiboles. Ces éléments incompatibles sont libérés en grande quantité pendant la déshydratation-fusion. Parallèlement, les laves montrent un appauvrissement progressif en Rb et Sr, hébergés en moindre quantité dans la pargasite. L'appauvrissement progressif au cours du temps en Y et en terres rares lourdes des andésites magnésiennes témoigne de l'augmentation de la quantité de grenat résiduel dans le manteau lithosphérique résultant de la réaction de déshydratation-fusion. Cette fusion a lieu à des températures voisines de 1050-1075°C, ce qui reflète bien le flux thermique élevé existant dans le coin du manteau (a) pendant l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique issue de la collision d'une dorsale avec une zone de subduction, et (b) durant la période postérieure (« *no-slab* ») à la collision, au cours de laquelle la plaque Farallon a plongé dans le manteau profond.

Mots clés : andésite magnésienne, métasomatisme du manteau, fusion de la plaque plongeante, fenêtre asthénosphérique, Basse Californie, Mexique.

Article original soumis à la revue LITHOS (2007)

Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30°N): insights on the origin of post-subduction magnesian andesites.

Carlos Pallares^{a, *}, Hervé Bellon^b, Mathieu Benoit^a, René C. Maury^a, Alfredo Aguillón-Robles^c, Thierry Calmus^d, Joseph Cotten^b.

^a *UMR 6538, Domaines Océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Place Nicolas Copernic, F-29280 Plouzané, France.*

^b *UMR 6538, Domaines Océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6, Av. Le Gorgeu, BP 809, F-29285 Brest Cedex, France.*

^c *Instituto de Geología, UASLP, Av. Dr. Manuel Nava no. 5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., C.P. 78250, México.*

^d *Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, Son., C.P. 83000, México.*

Corresponding author: Tel.: 33 298498746; fax (33) 298498760.

E-mail address: cpallare@sdt.univ-brest.fr

Abstract

New field, major and trace element and whole rock K-Ar data on the Neogene volcanic fields of northern Baja California (San Carlos, Jaraguay, San Borja and Vizcaíno) show that the calc-alkaline activity of the Comondú arc vanished around 11 Ma, following the end of the subduction of the young oceanic Farallon plate. It was immediately replaced by magnesian andesite volcanism, showing paroxysmal activities between 8.5 and 3.8 Ma in Jaraguay, and 3.7 to 1.8 Ma in San Borja. The characteristic geochemical signature of the magnesian andesite suite (high MgO, Cr, Co and Ni contents; highly fractionated rare earth element (REE) patterns with strong depletion in heavy REE (HREE) and Y; exceptional enrichments in Sr and Ba; relative depletion in Rb and Th with respect to other highly incompatible elements) is consistent with an origin through dehydration melting of pargasite-rich lithospheric mantle at depths of ca. 80 km. Our modelling results suggest that this amphibole was formed during metasomatic interactions between the Baja California mantle wedge and slab melts percolating through it, during the opening of an asthenospheric window beneath the Peninsula between 12.5 and 8 Ma.

The temporal geochemical evolution of the Baja California magnesian andesite suite is studied using a set of 98 dated samples ranging in age from Miocene to Pleistocene. It is marked by an increase of incompatible elements concentrated in pargasitic amphibole (Sr, Ba, K, light REE), which were released in large amounts during dehydration melting, and conversely by the progressive exhaustion in Rb and Sr hosted in small quantities by this mineral. The progressive temporal depletion in Y and HREE of the suite is consistent with the increase of the amount of residual garnet in the lithospheric mantle as a product of the dehydration melting reaction. This melting occurred at minimal temperatures of 1050-1075°C, traducing a high thermal flux in the mantle wedge during the opening of an asthenospheric window following ridge-trench collision, as well as during the subsequent “no-slab” regime which followed the sinking of the Farallon plate into the deep mantle.

Keywords: magnesian andesite; mantle metasomatism; slab melting; asthenospheric window; Baja California, México.

1. INTRODUCTION

The origin of magnesian andesites and related lavas is still largely debated, partly because many types of these rocks have been described, with widely differing compositions (Crawford et al., 1989). Besides boninites and boninitic andesites which are characterised by very low TiO_2 (<0.5 wt%) and incompatible element contents, most magnesian andesite (MA) suites are characterised by high contents in incompatible elements, although they display the relative depletion in Nb and Ta relative to K, Th, La and Ce typical of regular calc-alkaline (CA) magmas. These MA suites include basalts, basaltic andesites and andesites (SiO_2 <60 wt%) ranging from rare picritic types (MgO >12 wt%; Le Bas, 2000) to lavas showing MgO and compatible transition elements (Cr, Co, Ni) contents higher than expected from their silica contents (when compared to regular CA series). A majority of them are rich in Sr (>1000 ppm), and show variable but often marked depletions in Y and HREE, usually interpreted as indicative of a slab melt (adakitic) imprint (Defant and Drummond, 1990). They are generally not associated in space and time with regular CA suites (Tatsumi and Kogiso, 2003), but nevertheless have been described from a number of oceanic subduction settings. Most of these occurrences (listed in Kelemen, 1995; Calmus et al., 2003; Martin et al., 2005) seem to be related to “hot” subduction regimes linked either to subduction of young oceanic crust, active ridge-trench interactions, transient thermal conditions (e.g., initiation or end of subduction) or unusual tectonic features such as slab tearing or opening of slab windows. These MA suites have been termed “Piip-type” (Yogodzinski et al., 1995), “Setouchi-type” (Alabaster and Storey, 1999) magnesian andesites or “low-silica adakites” (Martin et al., 2005) and opposed to presumably genuine slab melts termed “Adak-types” MA (Yogodzinski et al., 1995) or “high-silica adakites” (Martin et al., 2005). Some of them have been interpreted as derived from interactions between picritic magmas and the arc crust (Sparks, 1986) or mixing between basaltic and andesitic magmas (Ohba et al., 2007). However, the two main explanations proposed regarding their origin are (i) contamination of slab-derived silicic liquids by the mantle wedge through which they percolate during their ascent towards the surface (Kelemen et al., 1993; Kelemen, 1995; Yogodzinski et al., 1994, 1995), and (ii) hydrous melting of mantle peridotites previously metasomatized by silicic melts derived from subducted basalts and/or sediments (Tatsumi, 1981, 1982, 2001; Furukawa and Tatsumi, 1999; Shimoda and Tatsumi, 1999). Both processes are supported by experimental works on mantle-silicic melt interactions (e.g. Sekine and Wyllie, 1982; Wyllie and Sekine, 1982; Sen and Dunn, 1994; Rapp et al., 1999; Prouteau et al., 2001) because they have similar petrologic and geochemical effects (Kelemen, 1995) and can occur simultaneously depending on the

melt/peridotite ratio (Rapp et al., 1999). Low ratios will lead to the consuming of the liquids during metasomatic reactions, and in this case a further melting event must affect this metasomatized mantle to produce the magnesian andesites. Alternatively, if the melt/peridotite ratio is high, a fraction of the acidic liquids will eventually reach the surface after having equilibrated with the mantle wedge, producing the magnesian andesites.

In Baja California (México), the MA suite lavas occur in six volcanic fields delineating a 600 km-long array parallel to the Gulf of California. They cover a total surface of ca. 9000 km² and range in age from Middle Miocene to Pleistocene. They have been termed “bajaites” by Rogers et al. (1985), and display easily recognisable geochemical characteristics: SiO₂ up to 57%, MgO up to 8%, low FeO*/MgO ratios usually less than 2, high Na/K, low Rb/Sr (<0.01), very high contents in Sr (up to 3000 ppm) and Ba (>1000 ppm), highly fractionated REE patterns, and relatively low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr < 0.7048 (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987; Rogers and Saunders, 1989). Saunders et al. (1987) proposed that “the ascending melt will react with the mantle to form the source of the bajaitic rocks”. They consider, as well as Rogers and Saunders (1989), a two-stage process, i.e. mantle metasomatism during subduction followed by melting of this metasomatized mantle during a post-subduction (extensional) event. Defant and Drummond (1990) have considered the Baja California MA as adakite-related based on their high Sr/Y ratios (>50).

Our study of northern Baja California volcanic fields led us to analyse and date by the K-Ar method 37 magnesian andesite lavas located in the northern part of the Peninsula between 30° and 27° N, and ranging in age from Upper Miocene (11 Ma) to Pleistocene. These new results, combined with previously published data obtained by the same methods (Calmus et al., 2003), allow us to study the geochemical features of a set of a hundred dated MA and to discuss their origin, especially in terms of temporal evolution of their mantle source and its connection with the tectonic history of the region. Indeed, MA lavas were almost continuously emplaced in the Peninsula after the end of the subduction of the Guadalupe and Magdalena microplates (15-12.5 Ma), during the opening of a slab tear evolving into an asthenospheric window (12.5-7 Ma), and finally in an extensional setting linked to the opening of the Gulf of California (7 Ma to Present).

2. GEOLOGICAL SETTING AND TECTONIC FRAMEWORK OF NEOGENE MAGMATISM

2.1. Cenozoic tectonic evolution of Baja California

The western active margin of North America has experienced a complex Cenozoic history involving the subduction of the Mesozoic Kula and Farallon oceanic plates. The subduction-related magmatism built the Sierra Madre Occidental belt in México. After Oligocene collision of the Pacific-Farallon spreading ridge with the North America margin, at the latitude of the Pioneer Fracture Zone (FZ), the Rivera triple junction migrated to the south whereas the Mendocino triple junction migrated to the north. Between them, the spreading ridge is thought to have subducted and therefore developed slab windows (Dickinson and Snyder, 1979; Thorkelson and Taylor, 1989).

During this period the volcanic front migrated towards the west, building the Comondú magmatic arc which developed all along the present Baja California Peninsula after ca. 35 Ma (Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Stock and Lee, 1994; Martín-Barajas et al., 2000; Umhoefer et al., 2001). The active Pacific-Farallon ridge progressively subducted below southern California and northernmost Baja California, causing the formation of asthenospheric windows (Dickinson and Snyder, 1979; Dickinson, 1997; Atwater and Stock, 1998). Then, offshore Baja California, seafloor spreading between the fragmented Guadalupe and Magdalena microplates on one hand and the Pacific plate on the other hand stopped respectively at 12.5 and 12 Ma (Lonsdale, 1991). The Magdalena, Guadalupe and Soledad fossil ridge segments (Fig. 1, inset) were then abandoned off southern and central Baja California (Mammerickx and Klitgord, 1982; Stock and Hodges, 1989; Lonsdale, 1991). Nevertheless, after spreading ceased, the Guadalupe plate probably continued its convergence with the North America plate (Stock and Lee, 1994). Recent seismic reflection and bathymetric studies offshore Baja California between 23° and 27°N revealed compressional deformation until 8-7 Ma along the trench and the margin, as well as a progressive clockwise rotation of remnant spreading centers between 12 and 7 Ma (Michaud et al., 2006). The compression between the remnant Guadalupe and the North America plates was one of the components of the right lateral transform motion which took place along the Tosco-Abrejos fault zone (Spencer and Normark, 1979; Michaud et al., 2004).

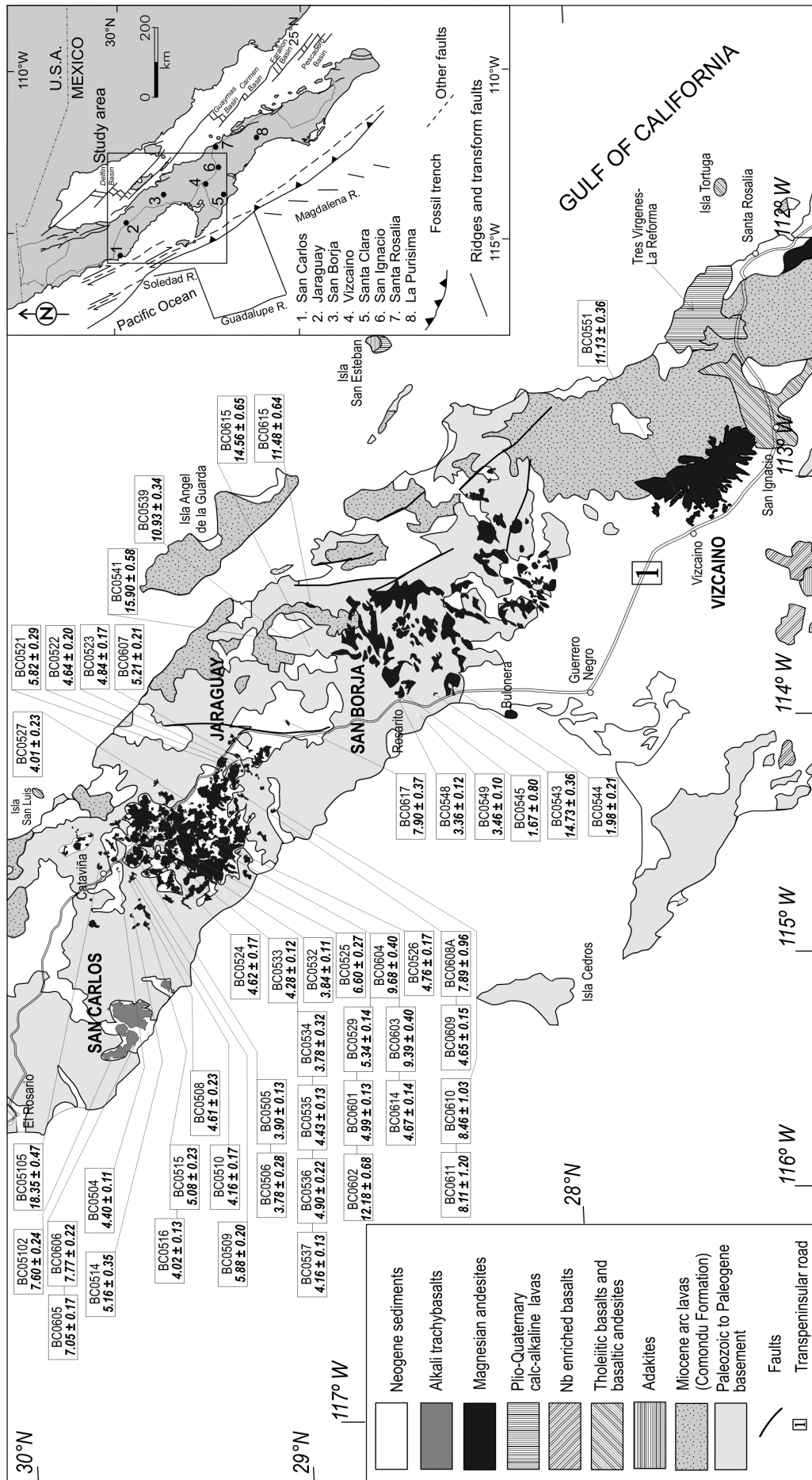


Fig. 1. Geological sketch map of northern Baja California, showing the major Neogene volcanic fields, the distribution of the main lava types and the location of the dated samples. The regional geology is modified from Ortega-Gutiérrez et al. (1992) and Calmus et al. (2003). Inset: main tectonic elements and volcanic fields of Baja California Peninsula and position of the studied area.

2.2. Distribution of Neogene volcanism

The Late Oligocene to Middle Miocene calc-alkaline volcanic arc, locally referred to as the Comondú arc (Hausback, 1984; Umhofer et al., 2001), is the prominent volcanic feature of Baja California Peninsula. It extends from 32°N to 24°N along the eastern coast of the Peninsula and in the adjacent islands, and covers a surface of ca. 40000 km². This volcanic belt includes medium-K to high-K andesites, together with subordinate dacites, basaltic andesites and basalts. It was active between 21 and 15 Ma in northern Baja California (Martín et al., 2000), and from 24 to 11 Ma in the southern part of the Peninsula (Sawlan and Smith, 1984; Sawlan, 1991) where it is more developed. The progressive extinction of the Comondú arc is considered as a consequence of the end of the Farallon plate subduction at ca. 12.5 Ma (Stock and Hodges, 1989; Martín et al., 2000). However, sporadic calc-alkaline activity persisted until the Quaternary along the eastern coast of the Peninsula and in some Gulf of México islands (see Calmus et al., 2007, for a review).

Chemically contrasted non calc-alkaline magmas were emplaced in the Baja California volcanic fields (Fig. 1, inset) during the Upper Miocene (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005; Bellon et al., 2006; Pallares et al., 2007). They include from north to south: OIB-type alkali trachybasalts (hawaiites) in San Quintín (at 30.4°N latitude, not shown on Fig. 1) and San Carlos (Fig. 1); MA and adakites in Jaraguay; MA in San Borja and Vizcaíno; MA and tholeiitic basaltic andesites displaying only a weak subduction imprint in San Ignacio; adakites and niobium-enriched basalts (NEB) spatially and temporally associated to them in Santa Clara; MA, adakites and NEB in Santa Rosalía; and finally MA in La Purísima-San José Comondú.

The emplacement of alkali trachybasalts, adakites, NEB and tholeiites stopped between 8 and 7 Ma (Pallares et al., 2007), while that of MA continued until the Middle Pliocene (ca. 4-3 Ma old paroxysmal activity) in Jaraguay, San Borja and San Ignacio (Calmus et al., 2003) and until the Upper Pleistocene in La Purísima (Bellon et al., 2006). Holocene alkali basalts were emplaced in San Quintín (Luhr et al., 1995).

3. NEW FIELD, GEOCHEMICAL AND ^{40}K - ^{40}Ar DATA ON NORTHERN BAJA CALIFORNIA VOLCANICS

3.1. Field results and petrographic notes

The locations of the studied volcanic fields are shown in Fig. 1 together with newly measured K-Ar whole rock ages. Additional data on the same fields can be found in Calmus et al. (2003) and Pallares et al. (2007).

San Carlos field, located between 29° 30' and 29° 45' N (Fig. 1) is the northernmost Late Miocene volcanic plateau in the Peninsula. It include two large mesas, Mesa San Carlos and Mesa Santa Catarina, and a smaller one, Mesa La Mesa, covering a total surface of ca. 300 km² and culminating at 540 m. They rest on a Cretaceous basement sequence including granitic and granodioritic bodies overlain successively by andesitic lava and pyroclastic flows and volcanoclastic deposits belonging to Alisitos Formation and by sandstones of El Rosario Formation (Gastil et al., 1975). This Cretaceous sequence is unconformably overlain by an up to 300 m thick pile of Tertiary sandstones and conglomerates. The volcanic sequence capping the mesas is usually less than 50 m thick. It includes 3 to 6 superimposed fluid trachybasaltic flows emitted from a number of cinder cones still partly preserved at the top of the mesas. These rocks contain 10 to 15 modal% phenocrysts of olivine, diopside, plagioclase and titanomagnetite set in a plagioclase-rich holocrystalline groundmass.

The Jaraguay volcanic field is located between 29° 00' and 29° 45' N (Figs. 1, 2a,b), south of Cataviña. Its lavas cover a surface of ca. 2200 km² and rest unconformably on a basement including Cretaceous dioritic, tonalitic, granodioritic, monzonitic and granitic intrusions belonging to the Peninsular Range Batholith (Sedlock, 2003). These intrusions crosscut a Mesozoic metamorphic sequence ranging from greenschists to micaschists and orthogneiss, and the whole sequence is overlain by either Tertiary sedimentary layers, or the Comondú volcanic rocks, or widespread Middle to Late Miocene felsic pyroclastic flow deposits close to the eastern coast. The oldest lava flows which cap the highest mesas include Late Miocene calc-alkaline andesites and MA lavas. A single amphibole-rich adakitic dyke overlain and surrounded by MA flows has been described (Pallares et al., 2007). The Pliocene MA flows which cover most of the Jaraguay volcanic field usually occur as thick sheeted flows which overlie directly the Peninsular Range Batholith in the western part of the field or the metamorphic sequence in its southwestern part. They cap the large and very flat plateaus typical of this area (Fig. 2 a,b), e.g. Mesa La Misión, M. San Ignacio, M. El Gato, M. La Gloria, M. El Rincón, M. El Gacho, M. El Sauce, M. Las Lagunitas, M. El Carrizo and M. La Zorra. The emplacement of most of these flows was fissural, as suggested by the scarcity of

preserved vents. Some of them can nevertheless be identified, e.g. at the summit of Mesa El Gato where a large cinder cone is crosscut by numerous dykes and a central neck. The MA flows are usually thick (5 to 35 m) and include: (i) a basal scoriaceous breccia; (ii) a massive central part, usually forming concentrically-sheeted tori, and (iii) an upper scoriaceous breccia with a very irregular and blocky surface, locally referred to as “malpais”.

The San Borja volcanic field, only slightly smaller than the former, covers a surface of ca. 1600 km², between 28° 00' and 28° 50' N (Figs. 1, 2c), south of the town of Rosarito. Its lavas rest on a Cretaceous igneous and metamorphic basement basically identical to that of Jaraguay (Fig. 2c), and similarly overlain by Tertiary sedimentary rocks (in its eastern part), calc-alkaline lavas from the Comondú arc or Miocene rhyolitic pyroclastic deposits (in its eastern part). The topography is generally more rugged than that of Jaraguay. Close to the eastern coast, Middle Miocene calc-alkaline flows and the earliest MA flows of our set (Middle to Late Miocene) are often tilted and tend to form high reliefs (Sierra San Borja, Mesa La Mezcalosa, Mesa La Pelada, Mesa Picacho El Mezquital, Cerro Colorado de San Borja, Cerro Cardonal). In contrast, the Late Pliocene and Early Pleistocene MA flows fill the valleys and tend to surround the older ones at lower altitudes, e.g. along the dirt road from Rosarito to San Borja Mission. These rather young viscous flows are easily identifiable because of their barren and blocky surface (“malpais”).

The Vizcaíno volcanic field covers a surface of ca. 900 km², between 27° 15' and 28° 00' N (Fig. 1). It includes numerous mesas capped by viscous lava flows, overlying the western part of the Comondú calc-alkaline belt, and dipping gently towards SW. This field has not been sampled in detail during the present study. We have mostly used previously published data (Pallares et al., 2007) which document only Middle Miocene to Pliocene volcanic activity, emplacing calc-alkaline flows in its eastern part, and MA flows in its western part, close to the town of Vizcaíno.

The studied MA lavas are moderately porphyritic, with 5 to 20 modal% phenocrysts. Olivine is abundant (up to 15%) in the most mafic and less silica-rich samples (e.g., Mesa La Pinta, sample BC0617), where it is followed both in terms of crystallisation sequence and modal abundance by diopside, andesine and titanomagnetite. With increasing silica contents, less abundant olivine phenocrysts become accompanied by minor amounts of orthopyroxene, increasing amounts of diopside, less calcic plagioclase, titanomagnetite, and occasional microphenocrysts of sanidine and phlogopite. Amphibole phenocrysts are lacking. The groundmass is usually microcrystalline and contains plagioclase, clinopyroxene, titanomagnetite, hemoilmenite and variable amounts of glass. Late magmatic and secondary

minerals (carbonates and zeolites) often occur in small amounts as vesicle fillings. Calc-alkaline basaltic andesites may be petrographically difficult to distinguish from MA lavas, because they contain similar amounts of phenocrysts (10 to 20 modal%), which also include olivine, plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and titanomagnetite. The main differences are that (i) plagioclase is more abundant in CA samples than in MA, (ii) olivine is usually less abundant and often altered to iddingsite, (iii) clinopyroxene is augitic instead of diopsidic, and (iv) hornblende phenocrysts are often present, although this criterion cannot be considered totally reliable.

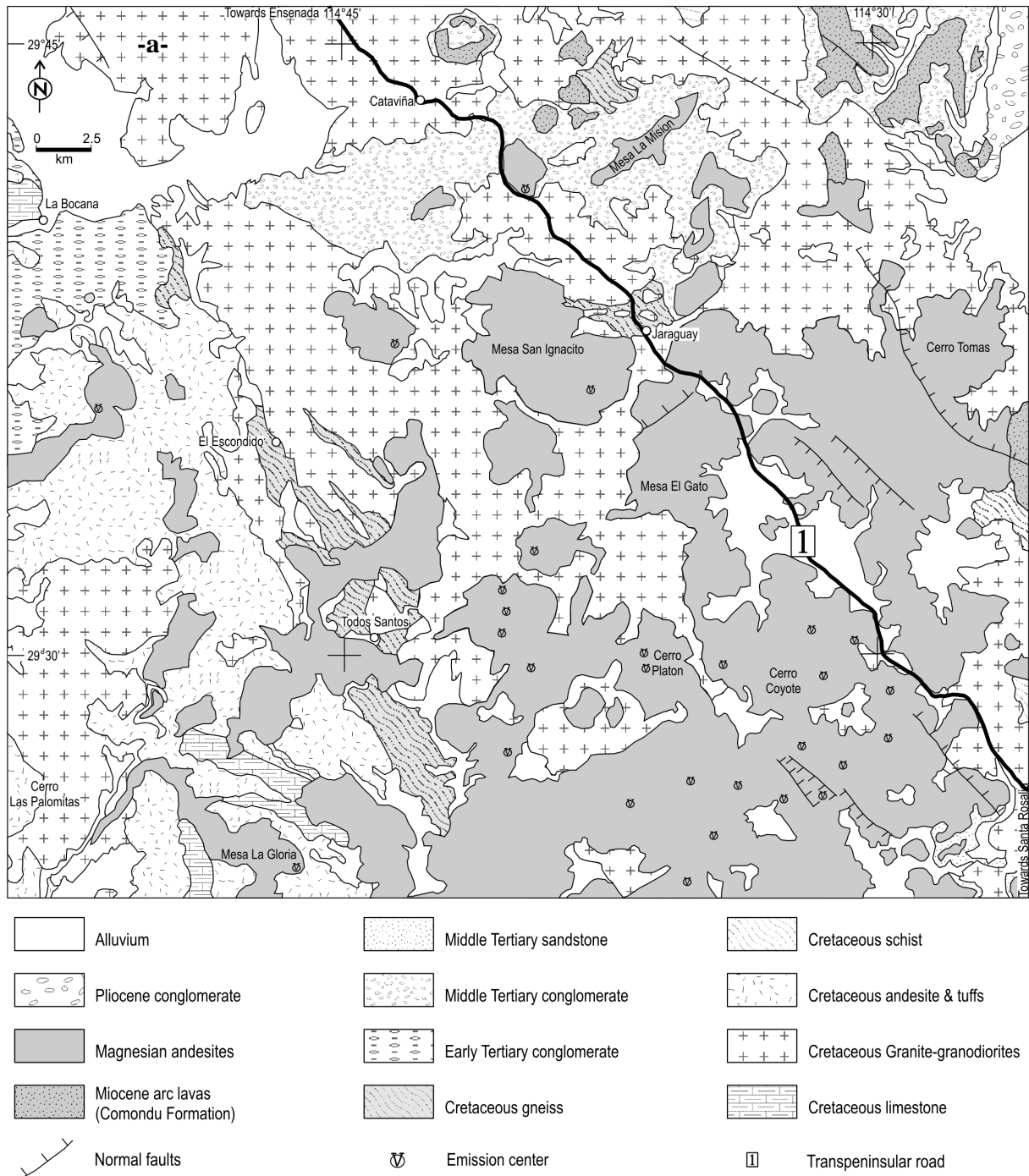
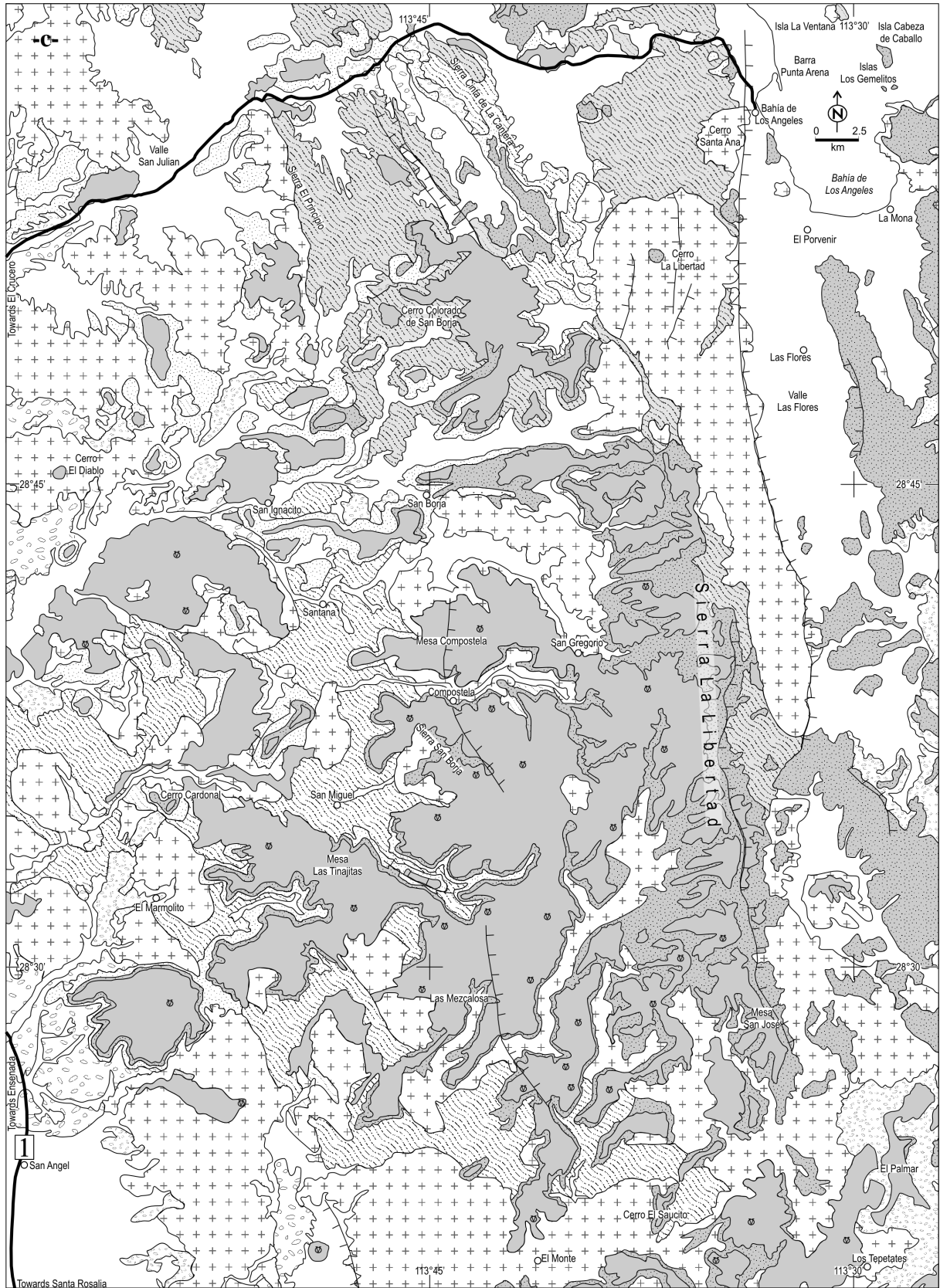


Fig. 2. Simplified geological maps of the Jaraguay (a, b) and San Borja (c) Neogene magnesian andesite fields of northern Baja California.



3.2. Major element compositions

Major and trace element data were obtained by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). The samples were finely powdered in an agate grinder. International standards were used for calibrations tests (ACE, BEN, JB-2, PM-S and WS-E). Rb was measured by flame emission spectroscopy. Relative standard deviations are ± 1 % for SiO_2 and ± 2 % other major elements except P_2O_5 and MnO (± 0.01 %), and ca. 5% for trace elements. The analytical techniques are described by Cotten et al. (1995), and the corresponding chemical analyses of 37 MA, 7 CA lavas, 3 alkali trachybasalts and one adakite are listed in Table 1. We have added to the corresponding figures (Figs. 3 to 6) previously published geochemical data on 22 MA and 5 CA lavas from the northern fields (Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007) and on 39 MA and 5 CA lavas from the southern volcanic fields of San Ignacio, Santa Rosalía and La Purísima-San José Comondú (Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Bellon et al., 2006). These data and the new analyses presented in this paper have been obtained in the same laboratories and using the same methods.

The silica contents of all but one of the MA lavas range from 48.2 to 56.5 wt%, their Mg numbers from 76 to 53, and they vary from mildly silica-undersaturated compositions (less than 6% normative nepheline) to slightly silica-oversaturated ones (less than 4% normative quartz, Table 1). These ranges are almost identical to those found during a previous investigation of the “bajaitic” MA suite (Calmus et al., 2003). MgO and SiO_2 are not clearly anticorrelated (diagram not shown) as usual in volcanic suites. Indeed, the most silica-rich sample of our set (BC0523) still contains 8.3 wt% MgO and shows the highest Mg number (76.35). One MA sample, however (BC0617 from Mesa La Pinta, located between the Jaraguay and San Borja fields, Figs. 1, 2b) differs clearly from all the others by its lower SiO_2 (45.2 wt%) and higher MgO (12 wt%) and normative nepheline (7.2 %). TiO_2 contents of the MA lavas vary from 0.6 to 2.5 wt%, and are usually higher than those of adakites and calc-alkaline lavas but clearly lower than those of San Carlos alkali trachybasalts (>3 wt%).

The K_2O contents of the MA samples vary considerably, from less than 1 wt% to more than 4 wt% at equivalent SiO_2 contents. These variations, identical to those previously documented by Calmus et al. (2003), can be considered as primary (i.e. magmatic) as the K_2O contents are not correlated to the Loss On Ignition (LOI) values, the latter being generally less than 2 wt%. According to Peccerillo and Taylor’s (1976) K_2O - SiO_2 plot shown in Fig. 3, the MA samples are dominantly basalts and basaltic andesites, with subordinate andesites, and they scatter in the medium-K calc-alkaline, high-K calc-alkaline and the shoshonitic fields. Due to their high ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) contents, most of the MA samples plot in the fields of basaltic

trachyandesites and trachyandesites, with subordinate trachybasalts and basaltic andesites, in the classification scheme (not shown) of Le Bas et al. (1986). Their major element compositions match almost perfectly the characteristics of “bajaites” initially defined by Rogers et al. (1985), Saunders et al. (1987) and Rogers and Saunders (1989), which is not surprising because the sampling of these authors was mainly focused on Jaraguay and San Borja volcanic fields. Compared to the MA samples, the studied CA lavas (as well as the Jaraguay adakite) are poorer in K_2O , in $(Na_2O + K_2O)$ and often in TiO_2 . They are silica-oversaturated (Table 1) and plot within (or close to) the field of medium-K calc-alkaline series (Fig. 3).

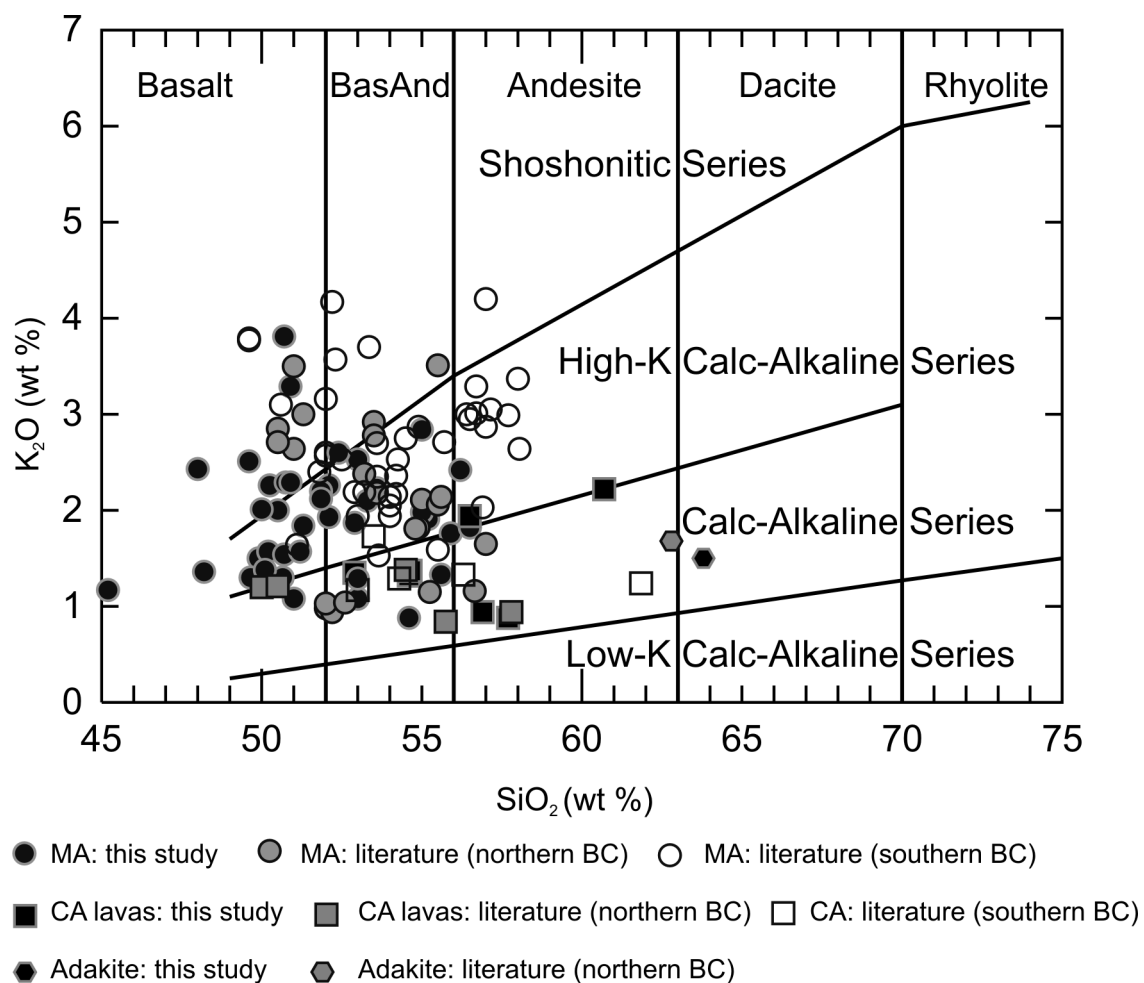


Fig. 3. K_2O - SiO_2 plot for northern Baja California lavas, according to Peccerillo and Taylor (1976). Circles: MA suite; squares: calc-alkaline lavas; hexagons: Jaraguay adakites. Black symbols: new data from this study; grey symbols: literature data from northern Baja California (Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007); empty symbols: literature data from southern Baja California (Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Bellon et al., 2006).

Table 1.

Sample	BC0551	BC0539	BC0610	BC0611	BC0617	BC0608A	BC0525	BC0509	BC0521	BC0529
Field	VIZ	SB	JA	JA	JA-SB	JA	JA	JA	JA	JA
Rock type	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Age (Ma)	11.13 ± 0.36	10.93 ± 0.34	8.46 ± 1.03	8.11 ± 1.20	7.90 ± 0.37	7.89 ± 0.96	6.60 ± 0.27	5.88 ± 0.20	5.82 ± 0.29	5.34 ± 0.14
Major elements (wt %)										
SiO ₂	56.20	48.20	51.20	53.00	45.20	49.60	53.00	50.65	54.60	53.30
TiO ₂	0.96	1.70	0.70	0.63	0.86	1.95	2.17	1.31	1.10	1.92
Al ₂ O ₃	15.10	14.50	14.80	15.05	13.35	13.80	15.60	15.55	16.55	15.32
Fe ₂ O ₃ *	6.10	9.13	5.87	5.80	9.05	6.65	9.20	8.02	6.92	6.76
MnO	0.10	0.14	0.10	0.09	0.16	0.08	0.12	0.11	0.10	0.09
MgO	5.20	8.55	5.20	7.17	12.05	4.17	5.40	6.70	5.78	6.14
CaO	7.70	9.20	10.94	8.55	11.05	12.20	8.10	9.60	8.05	8.33
Na ₂ O	3.90	3.97	4.18	4.50	2.97	4.00	4.21	4.50	4.65	4.38
K ₂ O	2.42	1.36	1.57	1.29	1.17	2.51	1.08	1.30	0.88	2.10
P ₂ O ₅	0.53	0.75	0.41	0.32	0.65	0.81	0.52	0.43	0.34	0.73
LOI	1.23	1.65	4.77	2.80	2.70	3.93	0.51	1.22	0.68	0.27
Total	99.44	99.15	99.74	99.20	99.21	99.70	99.91	99.39	99.65	99.34
CIPW minerals										
Q	4.34	0	0	0	0	0	2.74	0	1.22	0
ne	0	3.20	2.86	0	7.22	5.04	0	3.61	0	0
hy	8.89	0	0	3.10	0	0	10.17	0	11.87	5.57
mg#	62.82	64.99	63.71	71.02	72.53	55.41	53.77	62.35	62.34	64.29
Trace elements (ppm)										
Rb	26.7	20.0	11.3	11.4	32.5	17.5	7.6	9.5	5.4	15.7
Ba	2600	1150	1500	1030	3050	1600	840	1125	720	1310
Th	5.35	9.90	3.25	2.60	6.30	6.70	2.05	1.20	1.20	5.65
Nb	4.7	11.6	6.3	6.6	5.1	12.0	8.2	6.0	4.2	9.6
La	45.0	53.0	29.0	22.5	39.5	49.0	23.0	22.0	14.6	45.5
Ce	96.0	120.0	62.0	48.0	79.0	113.0	53.5	46.0	31.0	103.0
Sr	2010	1170	1310	1210	1415	2085	1450	1505	1270	2210
Nd	54.0	60.0	29.0	22.0	43.0	57.0	30.0	22.0	17.0	52.0
Sm	9.55	10.70	4.65	3.55	8.30	8.60	5.70	4.00	3.20	8.20
Zr	200	246	170	138	148	250	133	98	77	229
Eu	2.50	2.80	1.22	1.02	2.14	2.20	1.71	1.23	1.04	2.08
Gd	6.70	8.30	3.10	2.75	6.00	5.10	4.30	3.00	2.50	5.00
Dy	3.60	5.30	2.20	2.05	4.25	2.80	2.85	2.05	1.80	2.50
Y	17.7	28.5	12.0	11.4	24.2	13.5	14.6	11.0	9.4	12.7
Er	1.50	2.50	1.20	1.10	2.20	1.20	1.30	1.10	0.85	1.20
Yb	1.26	2.25	1.07	1.05	1.89	0.91	1.08	0.94	0.77	0.87
Sc	15.0	24.0	14.5	14.0	29.5	14.0	18.6	19.0	16.8	15.3
V	152	222	101	128	232	149	250	210	169	185
Cr	140	274	245	286	695	189	182	174	140	198
Co	24.0	37.0	27.0	27.0	48.0	25.5	28.0	31.0	24.5	23.5
Ni	150	186	264	264	258	130	95	122	111	144

Table 1.
(continued)

Sample	BC0607	BC0514	BC0515	BC0601	BC0536	BC0523	BC0526	BC0614	BC0609	BC0522
Field	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Rock type	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Age (Ma)	5.21 ± 0.21	5.16 ± 0.35	5.08 ± 0.23	4.99 ± 0.13	4.90 ± 0.22	4.84 ± 0.17	4.76 ± 0.17	4.67 ± 0.14	4.65 ± 0.15	4.64 ± 0.20
Major elements (wt %)										
SiO ₂	52.10	50.20	49.65	53.60	51.30	55.60	50.10	51.85	52.90	50.70
TiO ₂	2.50	0.96	1.21	2.01	1.26	0.52	1.52	1.96	1.73	0.85
Al ₂ O ₃	14.92	14.97	14.75	15.25	14.75	15.10	14.35	14.94	15.34	15.05
Fe ₂ O ₃ *	8.06	7.71	7.89	6.55	7.25	5.10	8.24	6.57	6.66	6.62
MnO	0.09	0.12	0.11	0.09	0.10	0.10	0.11	0.08	0.09	0.10
MgO	4.61	9.60	8.35	5.68	8.34	8.30	8.55	5.79	5.20	7.35
CaO	9.37	8.53	8.90	8.55	8.35	7.50	8.60	9.36	8.44	10.10
Na ₂ O	4.35	4.44	4.30	4.32	4.52	4.45	4.31	4.18	4.81	4.45
K ₂ O	1.93	1.57	1.30	2.23	1.84	1.33	1.38	2.12	1.87	1.54
P ₂ O ₅	0.97	0.60	0.53	0.79	0.68	0.34	0.49	0.79	0.75	0.37
LOI	0.42	0.70	2.25	0.48	0.56	0.64	1.52	1.49	1.55	2.47
Total	99.32	99.40	99.24	99.55	98.95	98.98	99.17	99.13	99.34	99.60
CIPW minerals										
Q	0.53	0	0	0.05	0	0	0	0	0	0
ne	0	5.04	3.20	0	3.06	0	2.40	0	0	5.71
hy	2.62	0	0	6.42	0	16.17	0	0.12	0.86	0
mg#	53.13	71.17	67.72	63.22	69.52	76.35	67.29	63.59	60.75	68.76
Trace elements (ppm)										
Rb	12.5	6.9	10.0	17.0	13.5	8.5	9.3	16.2	10.3	12.6
Ba	855	1130	1780	1430	1060	870	1175	1440	1575	920
Th	4.00	3.25	3.50	5.75	5.60	2.50	2.70	5.60	3.50	2.20
Nb	13.0	7.0	9.8	10.7	7.1	4.7	6.7	10.7	11.4	4.5
La	45.5	37.5	34.0	46.5	50.0	23.5	31.0	44.5	40.0	26.0
Ce	103.0	80.0	75.0	109.0	113.0	48.5	69.5	102.0	91.0	57.0
Sr	2315	1575	1960	2270	1880	1270	1650	2210	2400	1415
Nd	54.0	38.0	36.5	57.0	56.0	22.0	35.0	54.0	46.5	28.0
Sm	9.00	6.05	6.00	9.20	9.20	3.80	6.00	8.90	7.20	4.90
Zr	210	125	148	252	176	115	130	260	160	133
Eu	2.35	1.54	1.56	2.30	2.20	1.10	1.57	2.22	1.86	1.30
Gd	5.40	4.10	3.80	5.25	5.85	3.00	4.20	4.90	3.90	3.65
Dy	2.90	2.50	2.25	2.85	2.90	2.05	2.55	2.75	2.30	2.35
Y	14.0	13.9	11.9	14.5	14.5	12.0	13.6	13.7	11.0	12.8
Er	1.20	1.30	1.10	1.20	1.30	1.10	1.30	1.10	0.90	1.20
Yb	0.90	1.15	0.94	0.92	1.10	1.04	1.08	0.92	0.76	1.08
Sc	15.5	19.0	20.5	15.0	17.0	14.7	18.4	15.0	13.5	17.0
V	248	170	205	205	195	95	214	197	197	175
Cr	140	334	285	180	270	228	250	204	148	220
Co	24.0	36.0	36.0	22.0	32.0	29.0	37.0	23.0	22.0	32.0
Ni	58	300	192	130	230	282	235	139	120	236

Table 1.
(continued)

Sample	BC0524	BC0508	BC0535	BC0504	BC0533	BC0510	BC0537	BC0516	BC0527	BC0505
Field	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Rock type	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Age (Ma)	4.62 ± 0.17	4.61 ± 0.23	4.43 ± 0.13	4.40 ± 0.11	4.28 ± 0.12	4.16 ± 0.17	4.16 ± 0.15	4.02 ± 0.13	4.01 ± 0.23	3.90 ± 0.13
Major elements (wt %)										
SiO ₂	50.25	51.00	50.90	53.00	50.75	49.90	51.85	50.50	50.00	55.20
TiO ₂	2.44	1.15	2.40	1.47	2.42	1.75	1.58	1.12	1.83	1.31
Al ₂ O ₃	13.68	16.00	14.08	15.20	14.02	15.40	14.35	15.10	14.75	16.90
Fe ₂ O ₃ *	7.92	7.65	8.08	6.30	8.10	9.05	7.72	7.50	7.92	6.00
MnO	0.09	0.10	0.10	0.08	0.10	0.12	0.10	0.11	0.11	0.08
MgO	7.10	7.55	7.00	5.95	6.95	7.10	6.61	8.10	5.50	4.68
CaO	8.90	9.40	8.70	7.90	8.80	9.50	8.60	9.10	9.40	6.90
Na ₂ O	3.80	4.45	3.95	4.43	4.02	4.18	4.70	3.76	4.08	5.03
K ₂ O	2.26	1.08	2.29	2.53	2.29	1.50	2.20	2.00	2.01	1.91
P ₂ O ₅	1.10	0.38	0.96	0.65	0.98	0.53	0.75	0.46	0.71	0.64
LOI	1.67	1.00	0.87	1.37	0.77	0.86	0.65	1.50	2.83	0.51
Total	99.21	99.76	99.33	99.70	99.20	99.89	99.11	99.25	99.14	99.16
CIPW minerals										
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.89
ne	0	2.58	0	0	0.11	3.10	3.53	2.02	1.62	0
hy	2.62	0	1.66	0.33	0	0	0	0	0	8.26
mg#	63.99	66.17	63.20	65.18	62.97	60.86	62.92	68.16	57.92	60.72
Trace elements (ppm)										
Rb	15.7	6.1	19.2	18.6	18.4	11.6	13.0	13.8	12.7	9.3
Ba	1215	620	1800	1250	1820	1425	1000	1660	1770	1060
Th	4.20	1.75	3.95	6.40	4.05	1.25	4.00	3.75	3.80	2.60
Nb	16.5	10.3	14.7	8.4	15.5	8.8	10.0	7.9	10.8	6.0
La	51.5	20.0	49.0	45.0	50.0	27.0	45.0	31.5	38.0	29.0
Ce	120.0	40.0	118.0	99.0	119.0	57.0	100.0	68.0	85.0	66.0
Sr	2300	1720	2330	2010	2370	1600	2250	1825	2010	1490
Nd	65.0	21.0	62.0	54.0	62.0	30.0	51.0	33.0	42.0	38.0
Sm	10.30	3.70	10.00	8.20	10.00	4.95	8.20	5.20	6.80	6.45
Zr	219	84	223	215	232	120	173	150	167	195
Eu	2.54	1.15	2.52	1.32	2.51	1.43	2.01	1.45	1.83	1.66
Gd	6.00	3.00	5.85	5.00	5.95	3.60	5.20	3.70	4.60	4.60
Dy	2.90	1.64	2.85	2.35	2.85	2.25	2.45	2.20	2.50	2.35
Y	13.5	8.5	13.0	11.7	13.8	12.0	11.2	11.5	12.9	11.8
Er	1.15	0.80	1.20	1.10	1.10	1.10	1.00	1.10	1.25	1.10
Yb	0.85	0.69	0.88	0.82	0.89	1.01	0.85	0.98	0.92	0.82
Sc	16.3	15.6	16.5	13.4	17.5	19.5	13.0	20.0	17.0	13.0
V	278	175	230	170	235	245	175	195	215	90
Cr	274	226	255	170	260	212	226	183	175	150
Co	28.0	36.0	28.0	24.0	29.0	35.0	30.0	33.0	28.5	22.5
Ni	157	240	154	100	155	120	210	182	144	90

Table 1.
(continued)

Sample	BC0532	BC0534	BC0506	BC0549	BC0548	BC0544	BC0545	BC0507	BC0608B
Field	JA	JA	JA	SB	SB	SB	SB	JA	JA
Rock type	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
Age (Ma)	3.84 ± 0.11	3.78 ± 0.32	3.78 ± 0.28	3.46 ± 0.10	3.36 ± 0.12	1.98 ± 0.21	1.67 ± 0.80		
Major elements (wt %)									
SiO ₂	52.10	55.90	55.00	50.90	50.70	56.50	55.00	52.40	48.00
TiO ₂	1.25	0.98	1.89	1.75	1.56	1.35	1.85	1.46	1.90
Al ₂ O ₃	15.86	16.55	15.35	13.80	13.40	15.50	15.30	14.75	13.10
Fe ₂ O ₃ *	6.92	6.10	6.90	7.19	6.95	5.22	6.06	6.30	6.57
MnO	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.07	0.08	0.08	0.08
MgO	4.70	5.60	5.00	7.49	8.35	5.96	5.27	5.10	4.10
CaO	9.25	7.30	7.35	8.95	8.75	7.00	7.90	9.10	13.44
Na ₂ O	4.94	4.80	4.12	2.85	2.77	4.65	4.50	4.41	3.76
K ₂ O	2.26	1.76	2.84	3.29	3.81	1.82	1.98	2.60	2.43
P ₂ O ₅	0.74	0.40	0.84	0.85	0.93	0.63	0.79	0.71	0.80
LOI	1.37	0.08	-0.02	1.86	1.53	0.70	0.44	2.96	5.02
Total	99.48	99.56	99.36	99.03	98.95	99.40	99.17	99.87	99.20
CIPW minerals									
Q	0	0.53	2.79	0	0	3.58	2.69	0	0
ne	5.15	0	0	0	0.05	0	0	2.06	6.39
hy	0	10.83	6.79	5.85	0	9.73	6.61	0	0
mg#	57.37	64.54	58.95	67.37	70.43	69.36	63.29	61.60	55.29
Trace elements (ppm)									
Rb	18.6	11.1	13.3	42.0	28.5	10.1	11.6	19.1	17.7
Ba	1640	930	1420	2440	2350	990	1020	1800	5900
Th	3.35	3.40	3.10	6.90	7.65	2.25	2.35	7.00	6.40
Nb	8.1	5.9	8.2	9.3	8.0	7.3	8.6	9.0	12.0
La	47.0	27.5	42.0	56.0	56.0	33.5	40.5	50.0	48.0
Ce	104.0	60.0	96.0	133.0	135.0	82.0	96.0	107.0	110.0
Sr	2140	1680	2075	2320	2150	2000	2100	1965	2190
Nd	54.0	29.5	55.0	69.0	72.0	46.0	55.0	58.0	55.0
Sm	9.20	5.00	8.90	10.40	11.50	7.80	9.20	8.90	8.60
Zr	173	141	265	365	346	225	230	222	245
Eu	2.30	1.34	2.17	2.56	2.77	2.01	2.47	2.02	2.15
Gd	5.60	3.50	5.50	6.10	6.70	5.00	6.50	5.30	5.00
Dy	2.65	1.95	2.85	3.05	3.20	2.60	3.25	2.50	2.70
Y	13.4	10.5	13.4	15.5	15.5	12.5	15.6	12.1	13.2
Er	1.10	1.00	1.20	1.30	1.30	1.00	1.30	1.10	1.20
Yb	0.91	0.85	0.91	1.08	1.04	0.80	0.98	0.80	0.89
Sc	15.0	13.5	14.5	21.0	19.0	11.4	13.0	13.3	13.0
V	175	150	180	205	194	129	172	169	177
Cr	115	145	132	315	320	230	180	168	197
Co	26.0	24.0	25.0	32.5	32.5	22.0	22.0	24.5	25.0
Ni	91	144	98	248	252	158	112	91	112

Table 1.
(continued)

Sample	BC05105	BC0541	BC0543	BC0616	BC0602	BC0615	BC0603	BC0604	BC0606	BC0605
Field	JA	SB	SB	SB	JA	SB	JA	JA	MSC	MSC
Rock type	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	AD	ATB	ATB
Age (Ma)	18.35 ± 0.47	15.90 ± 0.58	14.73 ± 0.36	14.56 ± 0.65	12.18 ± 0.68	11.48 ± 0.64	9.39 ± 0.40	9.68 ± 0.40	7.77 ± 0.22	7.05 ± 0.17
Major elements (wt %)										
SiO ₂	54.60	60.70	52.90	56.50	57.70	54.65	56.90	63.80	46.10	45.40
TiO ₂	0.71	0.77	1.10	0.78	0.87	0.88	0.86	0.50	3.38	3.15
Al ₂ O ₃	15.25	14.20	16.40	16.18	17.00	15.38	17.30	16.20	14.00	13.90
Fe ₂ O ₃ *	7.10	5.30	8.30	6.75	6.18	7.18	6.48	3.44	11.25	10.80
MnO	0.12	0.09	0.14	0.10	0.09	0.12	0.10	0.05	0.15	0.15
MgO	8.25	5.16	6.75	5.26	4.55	6.50	4.73	3.28	7.70	7.48
CaO	7.80	6.82	8.15	7.55	7.50	8.40	7.35	5.00	8.70	8.86
Na ₂ O	3.20	3.13	3.70	3.28	4.08	3.48	4.16	4.37	3.80	3.48
K ₂ O	1.32	2.22	1.35	1.94	0.88	1.37	0.94	1.50	2.12	2.10
P ₂ O ₅	0.18	0.30	0.45	0.27	0.19	0.26	0.17	0.15	1.24	1.14
LOI	0.63	0.91	0.22	0.64	0.55	1.25	0.74	1.40	0.46	2.90
Total	99.16	99.60	99.46	99.25	99.59	99.47	99.73	99.69	98.90	99.36
CIPW minerals										
Q	3.13	14.82	0.23	7.46	9.27	3.96	7.31	18.59	0	0
ne	0	0	0	0	0	0	0	0	3.73	2.88
hy	20.88	9.91	17.63	13.13	10.55	14.50	11.90	6.97	0	0
mg#	69.73	65.87	61.71	60.70	59.34	64.21	59.13	65.40	57.56	57.85
Trace elements (ppm)										
Rb	21.5	38.0	24.8	31.0	13.0	22.0	12.6	21.5	30.0	29.5
Ba	900	990	1310	895	415	740	432	840	420	400
Th	4.00	6.80	4.90	5.05	2.35	2.85	2.05	3.35	4.35	4.40
Nb	3.7	5.1	7.1	5.2	2.3	7.5	2.4	2.3	84.0	77.0
La	19.5	29.0	33.5	22.5	11.2	19.7	10.8	11.6	54.0	53.0
Ce	41.0	61.0	68.0	48.0	25.0	40.5	24.0	23.5	125.0	120.0
Sr	740	1150	672	920	825	605	795	962	1000	984
Nd	21.5	34.0	34.0	28.0	15.0	21.5	15.0	13.0	76.0	73.0
Sm	4.30	6.20	6.40	5.70	3.20	4.45	3.25	2.45	14.90	14.60
Zr	114	192	167	149	119	170	115	115	565	550
Eu	1.21	1.64	1.78	1.56	1.05	1.30	1.03	0.75	4.30	4.20
Gd	3.70	4.80	5.80	4.55	3.20	3.95	3.05	2.30	11.60	11.40
Dy	2.90	2.85	4.55	3.15	2.65	3.55	2.65	1.40	7.90	7.75
Y	16.8	16.0	27.0	17.8	15.0	22.0	15.5	7.4	38.0	36.0
Er	1.70	1.40	2.50	1.60	1.50	2.10	1.50	0.70	3.10	3.10
Yb	1.60	1.32	2.46	1.46	1.40	1.95	1.43	0.58	2.23	2.22
Sc	22.0	13.7	22.0	18.5	17.4	20.0	18.0	8.3	19.0	19.0
V	145	124	190	157	127	141	133	68	240	226
Cr	285	242	275	212	87	170	91	113	237	218
Co	33.0	23.0	32.0	27.0	25.0	32.5	24.5	14.0	46.0	40.0
Ni	190	154	133	140	52	153	60	95	215	202

Table 1. Chemical analyses of lavas from northern Baja California (San Carlos, San Borja, Jaraguay and Vizcaíno volcanic fields). ICP-AES analyses according to the procedures described by Cotten et al. (1995). Fe₂O₃*: total iron as Fe₂O₃; LOI: Loss on Ignition; Q: normative quartz; ne: normative nepheline; hy: normative hypersthene; mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺). CIPW norm and mg# calculated with 15 atomic % of total iron as Fe³⁺ and 85% as Fe²⁺. CA: calc-alkaline lava suite; MA: magnesian andesite (“bajaite”) lava suite; AD: adakite; ATB: alkali trachybasalts. Within each group, samples are presented by order of decreasing K-Ar ages in Ma (see Table 2). Additional analyses of Miocene lavas from northern Baja California are given by Pallares et al. (2007).

3.3. Trace element data

Compatible transition elements Ni, Co and Cr are positively correlated with MgO and Mg number. They reach up to 258, 48 and 695 ppm respectively in the MgO-rich sample BC06-17 from Mesa La Pinta, nearly matching those of primitive basaltic liquids in equilibrium with a lherzolitic mantle source (Allègre et al., 1977; Villemant et al., 1981). The other MA lavas display usually lesser but still high compatible transition element contents (Ni up to 300 ppm, Co up to 37 ppm, Cr to 334 ppm), higher than those of the majority of CA rocks and typical of MA suites (Yogodzinski et al., 1994).

Incompatible trace element patterns of MA lavas (Fig. 4) display some characteristics similar to those of CA lavas from the same fields, e.g. enriched patterns with high ratios of large ion lithophile elements (LILE) versus HFSE, and clear negative Nb anomalies with respect to adjacent elements. In addition, they show very characteristic features considered typical of “bajaites” (Rogers et al., 1985; Saunders et al. 1987; Calmus et al., 2003), and which allow to distinguish them easily from CA lavas. They include: (i) highly fractionated REE spectra compared to those of CA samples, ranging from 60-250 times the chondrites for light REE (LREE) down to 15-3 times for HREE, (ii) unusual enrichments in Ba and Sr (commonly >1000 ppm, and reaching more than 2000 ppm), traduced by strong positive spikes in multielement patterns, (iii) exceptionally low Rb/Sr ratios (<0.03, Table 1), and finally (iv) very high Sr/Y ratios which plot within the range of those of adakitic magmas (Defant and Drummond, 1990). Figure 4 diagrams show that some of these characteristics tend to change through time, with increasing depletion in Y and HREE, but also in Nb and Th. The possible origins of these unusual features will be discussed hereafter. We found only one sample (BC0539 from the eastern part of San Borja) possibly intermediate between MA and CA lavas. This ca. 11 Ma old basaltic lava is silica-undersaturated with 3.2% normative nepheline, contains 1150 ppm of Ba and 1170 ppm of Sr and has a very low Rb/Sr ratio (0.017), but its REE pattern is closer to that of older CA lavas (Fig. 4) than to the highly fractionated patterns of other MA.

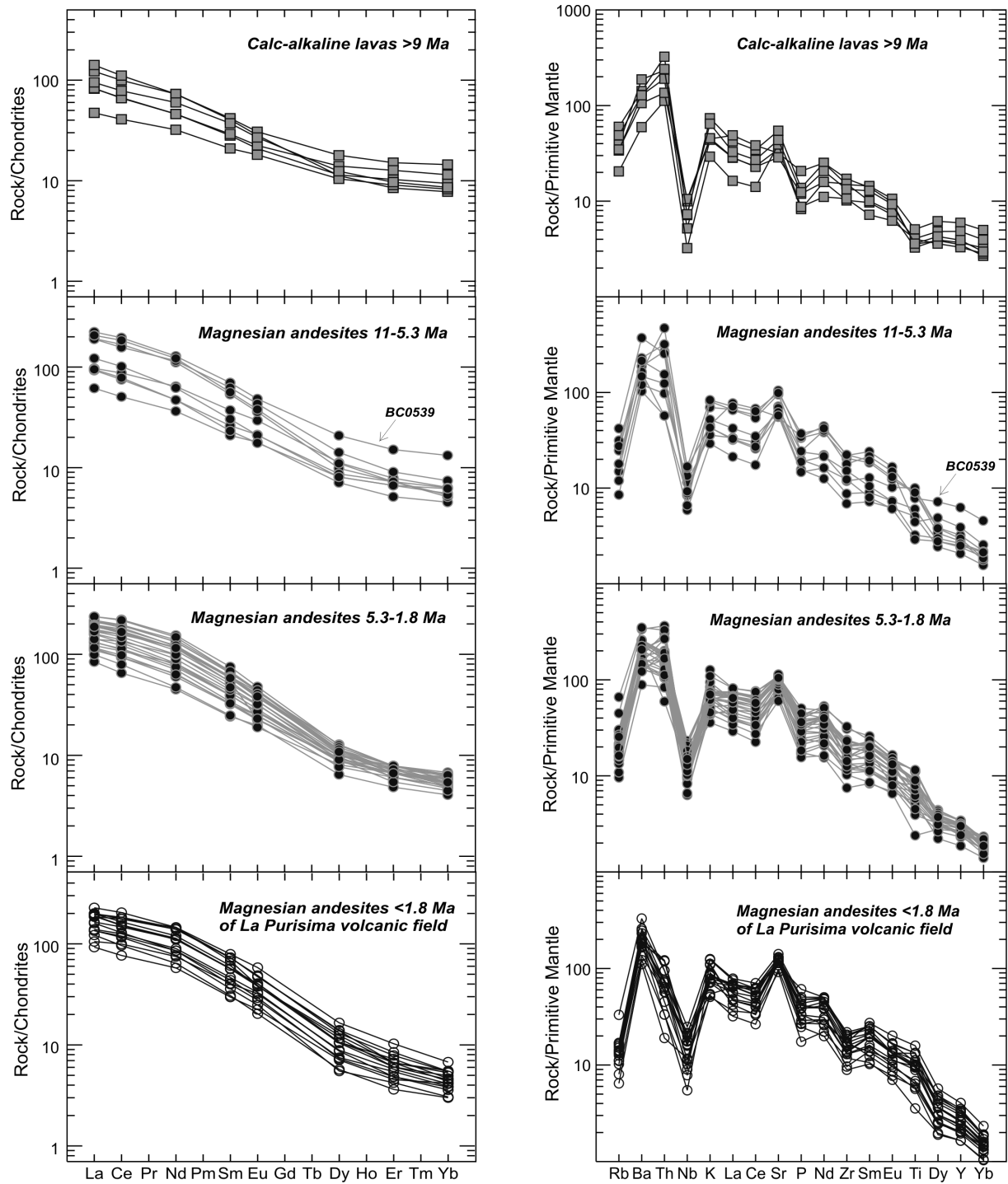


Fig. 4. Incompatible rare earth element patterns and multi-element patterns of selected northern Baja California lavas normalised to the Chondrite and the Primitive Mantle of Sun and McDonough (1989), respectively. Symbols as in Fig. 3.

3.4. K-Ar geochronometry

K-Ar isotopic datings were performed on whole-rock lavas. After crushing and sieving, the rock fraction of 0.3 to 0.15 mm in size was cleaned with distilled water and then retained for analytical purposes: (i) one aliquot was powdered in an agate grinder for K analysis by atomic absorption after HF chemical attack, and (ii) 0.3 to 0.15 mm grains were used for argon isotopic analysis. Argon extraction was performed under high vacuum by induction heating of a molybdenum crucible. Extracted gases were cleaned on two titanium sponge furnaces and finally purified by using two Al-Zr SAES getters. The isotopic composition of argon and concentration of radiogenic ^{40}Ar were measured using a 180° -geometry stainless steel mass spectrometer equipped with a 642 Keithley amplifier. The isotopic dilution method was applied using a ^{38}Ar spike buried as ions in aluminum targets following the procedure described by Bellon et al. (1981). Ages listed with their respective characteristic parameters in Table 2 were calculated using the constants recommended by Steiger and Jäger (1977) and $\pm 1\sigma$ errors were calculated following the equation of Cox and Dalrymple (1967); for ages less than 1 Ma, the $\pm 1\sigma$ were calculated using the equation of Mahood and Drake (1982).

The results shown in Table 2 indicate an age range from 11.13 ± 0.36 Ma (Late Miocene) to 1.67 ± 0.80 Ma (Quaternary) for the MA suite. New ages have also been measured on units equivalent to some of those already dated (Pallares et al., 2007). The Jaraguay single adakite occurrence has been dated again on a new sample (BC0604) to 9.68 ± 0.40 Ma, a value consistent with the 9.40 ± 0.33 Ma previously published age. The three new ages measured on San Carlos trachybasalts fall within a more restricted range (7.77 ± 0.22 Ma to 7.05 ± 0.17 Ma) than the previously published ones (9.38 ± 0.31 Ma to 7.53 ± 0.22 Ma). Finally, 7 new ages measured on the presumed youngest (according to field criteria) calc-alkaline lava flows from Jaraguay and San Borja range from 18.35 ± 0.47 Ma to 9.39 ± 0.40 Ma, and therefore fall within the previously published range for these fields (20.06 ± 0.51 Ma to 7.30 ± 0.40 Ma).

The new data obtained on Jaraguay MA show their almost continuous emplacement from 8.46 ± 1.03 Ma to 3.78 ± 0.28 Ma. This range extends slightly (10.80 ± 0.29 Ma to 3.00 ± 0.35 Ma) when taking into account published data (Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007). However, most of the new ages cluster within the Early Pliocene (5.3 to 3.8 Ma). Therefore, MA activity seems to have stopped abruptly just at the end of its paroxysm, during which were emplaced most of the viscous flows forming the large mesas characteristic of this field.

San Borja MA yield ages clustering into two groups: a Late Miocene one ranging from 10.93 ± 0.34 Ma to 7.90 ± 0.37 Ma, bracketing previous data; and a Late Pliocene – Pleistocene one (3.46 ± 0.10 Ma to 1.67 ± 0.80 Ma) the start of which is slightly extended by former data (3.72 ± 0.10 Ma, Calmus et al., 2003). This last event seems to correspond to a southward migration of MA volcanic activity following its paroxysm in Jaraguay. The Cerro La Bulonera, located on the Pacific coast at the level of San Borja (Fig. 1) is the youngest presently known MA occurrence in northern Baja California (0.57 ± 0.17 Ma, Calmus et al., 2003). Conversely, MA sample BC0551 from Vizcaíno, dated at 11.13 ± 0.36 Ma, is the oldest one documented from the northern part of the Peninsula. Therefore, MA activity in the three studied fields seems to have started around 11 Ma, and shows a short but significant overlap with the CA one which stopped between ca. 9.4 Ma (this paper) and 7.3 Ma (Pallares et al., 2007).

Table 2.

Sample	Field	Locality	Age in Ma	Mean age	Coordinates		$^{40}\text{Ar}_R$	$^{40}\text{Ar}_R$	K ₂ O	Ref.
			$\pm 1\sigma$	in Ma $\pm 1\sigma$	Latitude N	Longitude W	(10^{-7} cm ³ /g)	(%)	(wt. %)	analysis
<i>Magnesian andesites: Jaraguay (JA), San Borja (SB), Vizcaino (VIZ)</i>										
BC0551	VIZ	Km 98 Guerrero Negro-Santa Rosalia road	11.10 \pm 0.36	11.13 \pm 0.36	27°30'49.2"	113°07'26.8"	8.685	32.9	2.42	B6955
			11.16 \pm 0.34				8.733	36.7		B6962
BC0539	SB	El Crucero-Bahia de Los Angeles road	10.93 \pm 0.34		28°56'32.3"	113°49'08.6"	4.807	34.4	1.36	B7048
BC0610	JA	M. Agua Amarga	8.46 \pm 1.03		29°07'27.3"	114°21'00.0"	4.293	7.9	1.57	B7023
BC0611	JA	M. Agua Amarga	8.11 \pm 1.20		29°07'27.3"	114°21'00.0"	3.381	6.5	1.29	B7030
BC0617	JA-SB	M. La Pinta	7.90 \pm 0.37		29°00'39.5"	114°07'15.3"	2.984	20.6	1.17	B7028
BC0608A	JA	In front of M. El Sauce	7.89 \pm 0.96		29°12'52.8"	114°20'32.5"	6.395	7.9	2.51	B7021
BC0525	JA	Between M. El Gato and C. Tomas	6.60 \pm 0.27		29°34'51.5"	114°33'32.5"	2.300	23.5	1.08	B7036
BC0509	JA	M. Jaraguaycito	6.01 \pm 0.18	5.88 \pm 0.20	29°37'44.6"	114°43'41.9"	2.523	37.8	1.30	B6884
			5.76 \pm 0.20				2.418	28.7		B6907
BC0521	JA	In front of M. El Carrizo	5.82 \pm 0.29		29°11'41.5"	114°18'17.0"	1.654	18.9	0.88	B7035
BC0529	JA	Close to C. Prieto	5.34 \pm 0.14		29°31'08.6"	114°29'48.7"	3.619	45.0	2.10	B7010
BC0607	JA	M. La Zorra	5.21 \pm 0.21		29°12'46.6"	114°15'09.8"	3.243	23.9	1.93	B7020
BC0514	JA	South of La Bocana	5.16 \pm 0.35		29°38'01.1"	114°53'15.1"	2.281	13.8	1.37	B6894
BC0515	JA	South of La Bocana	5.08 \pm 0.23		29°35'13.3"	114°55'10.3"	2.131	21.7	1.30	B6895
BC0601	JA	North of Laguna de Chapala	4.99 \pm 0.13		29°31'10.8"	114°29'46.8"	3.592	52.2	2.23	B6994
BC0536	JA	Close to M. El Gato	4.90 \pm 0.22		29°34'77.6"	114°35'15.3"	2.913	21.3	1.84	B7046
BC0523	JA	M. Las Lagunitas	4.84 \pm 0.17		29°12'26.5"	114°16'13.4"	2.076	30.2	1.33	B6903
BC0526	JA	In front of C. Coyote	4.76 \pm 0.17		29°29'54.9"	114°29'17.9"	2.121	27.6	1.38	B7037
BC0614	JA	North of Laguna de Chapala	4.67 \pm 0.14		29°31'14.1"	114°29'43.3"	3.228	35.9	2.14	B7009
BC0609	JA	In front of M. El Sauce	4.65 \pm 0.15		29°13'20.1"	114°20'32.5"	2.808	33.6	1.87	B7022
BC0522	JA	M. El Carrizo	4.83 \pm 0.16	4.64 \pm 0.20	29°11'18.0"	114°17'95.0"	2.467	32.0	1.58	B6828
			4.49 \pm 0.15				2.289	29.9		B6832
			4.62 \pm 0.15				2.357	31.7		B6833
BC0524	JA	Edge M. El Gato	4.62 \pm 0.17		29°36'19.1"	114°34'37.5"	3.463	27.0	2.32	B6839
BC0508	JA	M. Lomo de Coche	4.61 \pm 0.23		29°38'43.8"	114°44'55.8"	1.607	19.6	1.08	B7032
BC0535	JA	Close to M. El Gato	4.43 \pm 0.13		29°34'57.6"	114°35'33.0"	3.278	37.2	2.29	B6951
BC0504	JA	NW of M. La Mision	4.40 \pm 0.11		29°43'09.4"	114°39'36.0"	3.494	51.4	2.46	B6883
BC0533	JA	Close to M. El Gato	4.28 \pm 0.12		29°34'45.6"	114°35'25.0"	3.166	39.3	2.29	B6950
BC0510	JA	M. Jaraguaycito	4.16 \pm 0.17		29°38'16.7"	114°43'37.8"	2.014	24.7	1.50	B7033
BC0537	JA	Close to M. El Gato	4.16 \pm 0.15		29°34'91.6"	114°35'15.2"	2.956	27.7	2.20	B7047
BC0516	JA	South of La Bocana	4.02 \pm 0.13		29°35'19.5"	114°55'08.9"	2.594	32.5	2.00	B7034
BC0527	JA	Close to C. Los Enjambres	4.01 \pm 0.23		29°22'23.0"	114°22'35.3"	2.602	16.6	2.01	B7038
BC0505	JA	M. San Ignacito	3.90 \pm 0.13		29°38'18.0"	114°39'48.5"	2.406	31.3	1.91	B6901
BC0532	JA	Close to M. El Gato	3.84 \pm 0.11		29°34'29.2"	114°34'75.2"	2.794	39.3	2.26	B7039
BC0534	JA	Close to M. El Gato	3.78 \pm 0.32		29°34'52.0"	114°35'28.5"	2.245	11.1	1.76	B7045
BC0506	JA	M. San Ignacito, emission point	3.78 \pm 0.28		29°38'18.0"	114°39'48.5"	3.469	13.0	2.84	B6902
BC0549	SB	SW of Rosarito	3.46 \pm 0.10		28°38'24.2"	114°01'59.6"	3.676	40.5	3.29	B7050
BC0548	SB	Rosarito	3.36 \pm 0.12		28°38'80.8"	114°00'78.4"	4.317	29.5	3.98	B6860
BC0544	SB	West of C. San Javier	1.98 \pm 0.21	1.98 \pm 0.21	28°31'15.1"	114°01'03.5"	1.192	9.0	1.87	B6865
			1.99 \pm 0.25				1.203	7.6		B6857
BC0545	SB	Km 65 Eastern Garcia Ranch	1.67 \pm 0.80		28°33'00.7"	114°00'23.9"	1.064	2.0	1.98	B7049

Table 2. (continued)

Sample	Field	Locality	Age in Ma $\pm 1\sigma$	Mean age in Ma $\pm 1\sigma$	Coordinates		$^{40}\text{Ar}_R$ (10^{-7} cm ³ /g)	$^{40}\text{Ar}_R$ (%)	K ₂ O (wt. %)	Ref. analysis
					Latitude N	Longitude W				
<i>Calc-alkaline lavas: Jaraguay (JA), San Borja (SB)</i>										
BC05105	JA	East of Cataviña	18.35 \pm 0.47		29°44'42.0"	114°41'11.0"	7.850	52.8	1.32	B7051
BC0541	SB	Between S. El Principio and Agua de Higuera	15.90 \pm 0.58		28°57'23.6"	113°48'34.0"	1.143	27.4	2.22	B6952
BC0543	SB	South of San German	15.12 \pm 0.40	14.73 \pm 0.36	28°28'86.5"	113°58'96.7"	6.071	47.3	1.24	B6851
			14.35 \pm 0.36				5.750	53.1		B6854
BC0616	SB	Bahia de Los Angeles-El Crucero road	14.56 \pm 0.65		28°58'09.00"	113°41'38.7"	9.144	21.6	1.94	B7027
BC0602	JA	North of Laguna de Chapala	12.18 \pm 0.68		29°31'10.8"	114°29'46.8"	3.468	17.1	0.88	B7007
BC0615	SB	Bahia de Los Angeles	11.48 \pm 0.64		28°57'56.17"	113°34'27.4"	5.085	17.1	1.37	B7026
BC0603	JA	North of Laguna de Chapala	9.39 \pm 0.40		29°31'08.6"	114°29'48.7"	2.853	23.1	0.94	B6995
<i>Adakites: Jaraguay (JA)</i>										
BC0604	JA	North of Laguna de Chapala	9.68 \pm 0.40		29°31'09.3"	114°29'47.5"	4.691	23.9	1.50	B7008
<i>Alkali basalts: San Carlos (MSC)</i>										
BC0606	MSC	M. San Carlos	7.77 \pm 0.22		29°37'43.4"	115°28'22.2"	5.321	42.1	2.12	B7012
BC05102	MSC	M. San Carlos	7.60 \pm 0.24		29°43'71.3"	115°30'36.7"	4.814	34.6	1.96	B7054
BC0605	MSC	M. San Carlos	7.05 \pm 0.17		29°37'43.4"	115°28'22.2"	4.781	60.1	2.10	B7011

Table 2. Whole-rock ^{40}K - ^{40}Ar datings of lavas from northern Baja California (San Carlos, San Borja, Jaraguay and Vizcaíno volcanic fields). See text for the analytical procedure. For each lava suite, samples are presented by order of decreasing K-Ar ages. Corresponding chemical analyses are given in Table 1 except for sample BC05102 (analysis in Pallares et al., 2007).

4. DISCUSSION

4.1. Characteristics of the geochemical signature of the MA suite

The Mg-rich character and the high contents in compatible trace element of most of the studied MA suggest that they derived either from the partial melting of a mantle peridotite source (Sato, 1977) or from the interactions between ascending magmas and such a source (Kelemen, 1995). Their slab melt (adakitic) signature could be inherited from that of these percolating silicate liquids, or alternatively from that of slab melts having previously reacted with the lithospheric mantle (Furukawa and Tatsumi, 1999) to form pargasite-rich metasomatised peridotites (Sen and Dunn, 1994; Rapp et al., 1999; Prouteau et al., 2001) able to experience hydrous partial melting (Rogers et al., 1985).

According to Saunders et al. (1987), the Jaraguay and San Borja MA have rather MORB-like isotopic Sr (0.70355-0.70344), Nd (0.51270-0.51294) and lead (e. g. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.64$ -18.76) ratios, a feature shared by the Late Miocene Santa Clara adakites (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002). Highly fractionated REE patterns such as those of MA lavas (Fig. 4), with considerable depletion in HREE and Y, are usually taken as indicators of the presence of residual garnet in their source. Slab melts (adakites) show similar features, and consequently the studied MA lavas plot within the “adakitic” field in most incompatible trace element diagrams, e.g. Sr/Y versus Y (Defant and Drummond, 1990) or La/Yb versus Yb (Martin, 1999). In short, they differ mostly from genuine adakites by their less silicic and

more mafic character, and indeed have been termed “low-silica adakites” by Martin et al. (2005).

The MA lavas display additional incompatible element features which cannot easily be explained by their slab melt imprint. They include their exceptionally high concentrations in Sr and Ba (Table 1), traduced by strong positive anomalies in their multielement patterns (Fig. 4). These elements present high concentrations in most sedimentary carbonates, but the unradiogenic isotopic signatures of Baja California MA seem to preclude any noticeable contribution of subducted sediments to their sources. The MA lavas also display rather low concentrations in Rb and sometimes in Th, compared to other highly incompatible elements (Fig. 4), resulting in their exceptionally low Rb/Sr ratios compared to subduction-related magmas (including adakites) and even to MORB (Calmus et al., 2003). These chemical features are unlikely to result from fractional crystallisation affects, which seem to be minor in the MA suite because of the low silica variation range observed for these rocks (48-57 wt%, including litterature data, with the exception of sample BC0617), and the lack of correlations between K_2O and SiO_2 (Fig. 3) and MgO and SiO_2 (not shown). They could therefore result from the mineral composition of their source(s) and its behaviour during partial melting.

If this is the case, one or several metasomatic mineral phases should control the distribution of incompatible elements in these sources. Experimental data on high pressure interactions between ultramafic parageneses and silicic liquids show that pargasitic amphibole, phlogopite, orthopyroxene, clinopyroxene and garnet are formed during these processes (Sekine and Wyllie, 1982; Wyllie and Sekine, 1982; Johnston and Wyllie, 1989; Sen and Dunn, 1994; Rapp et al., 1999; Prouteau et al., 2001). The presence of residual garnet may be responsible for the depletion of MA liquids in HREE and Y. K_2O , Rb, Ba, Th and Sr are mostly incorporated within pargasitic amphibole and/or phlogopite (Menzies et al., 1987), which are often found in the island arc mantle xenoliths thought to have been metasomatised by slab melts, e.g. in Batan, Philippines (Schiano et al., 1995), Valovayam, Kamchatka (Kepezhinskas et al., 1995, 1996), Avacha, Kamchatka (Arai et al., 2003; Ishimaru et al., 2007) and Lihir, Papua New Guinea (Grégoire et al., 2001; McInnes et al., 2001). The compositions of metasomatic amphiboles and phlogopites in mantle xenoliths have been studied by Ionov and Hofmann (1995), who show that amphibole displays relatively high contents in K, Sr, sometimes Ba, LREE and HFSE, but very low ones in Rb and Th. By contrast, phlogopite is rich in K, Sr, Ba, but also in Rb, and contains very low concentrations of REE, HFSE, and Th. Therefore, the studied MA seem to carry dominantly the chemical

signature of paragenetic amphibole as a fusible phase in their sources, as already suggested by Rogers and Saunders (1989) and Calmus et al. (2003). These authors suggested that phlogopite, if present, did not melt during this process and retained Rb in the residue. The formation of phlogopite during mantle-silicic liquid interactions depends on the balance between KAlSi_3O_8 and SiO_2 in the percolating liquids (Sekine and Wyllie, 1982). Under high-pressure conditions, the latter are likely to be trondhjemitic in composition (Proureau et al., 2001) and thus may not have induced the formation of large amounts of metasomatic phlogopite in the Baja California lithospheric mantle (Calmus et al., 2003).

The chemical imprint of amphibole in melts derived from its breakdown is traced by contrasted behaviours of LILE, LREE and HFSE, and can be identified by positive correlations between Nb/Rb and Nb, Rb/K and Rb, Ce/K and Ce, or Zr/Rb and Zr (Francis and Ludden, 1995). Such positive correlations are observed in Fig. 5 plots, which also evidence that the MA can be distinguished from CA lavas by their lower Rb/K ratios at equivalent Rb contents. Moreover, these plots show spatial and/or temporal variations between the various MA volcanic fields. For instance, the Quaternary La Purísima lavas display lower Rb/K and Ce/K ratios than the Neogene MA from the northern fields. According to experimental studies (Dalpé and Baker, 2000), the ratios used in these plots become nearly constant when amphibole is consumed for increasing melting degrees. This feature is not observed in Fig. 5, which suggests that mantle metasomatic amphibole was not totally consumed during the genesis of the MA melts.

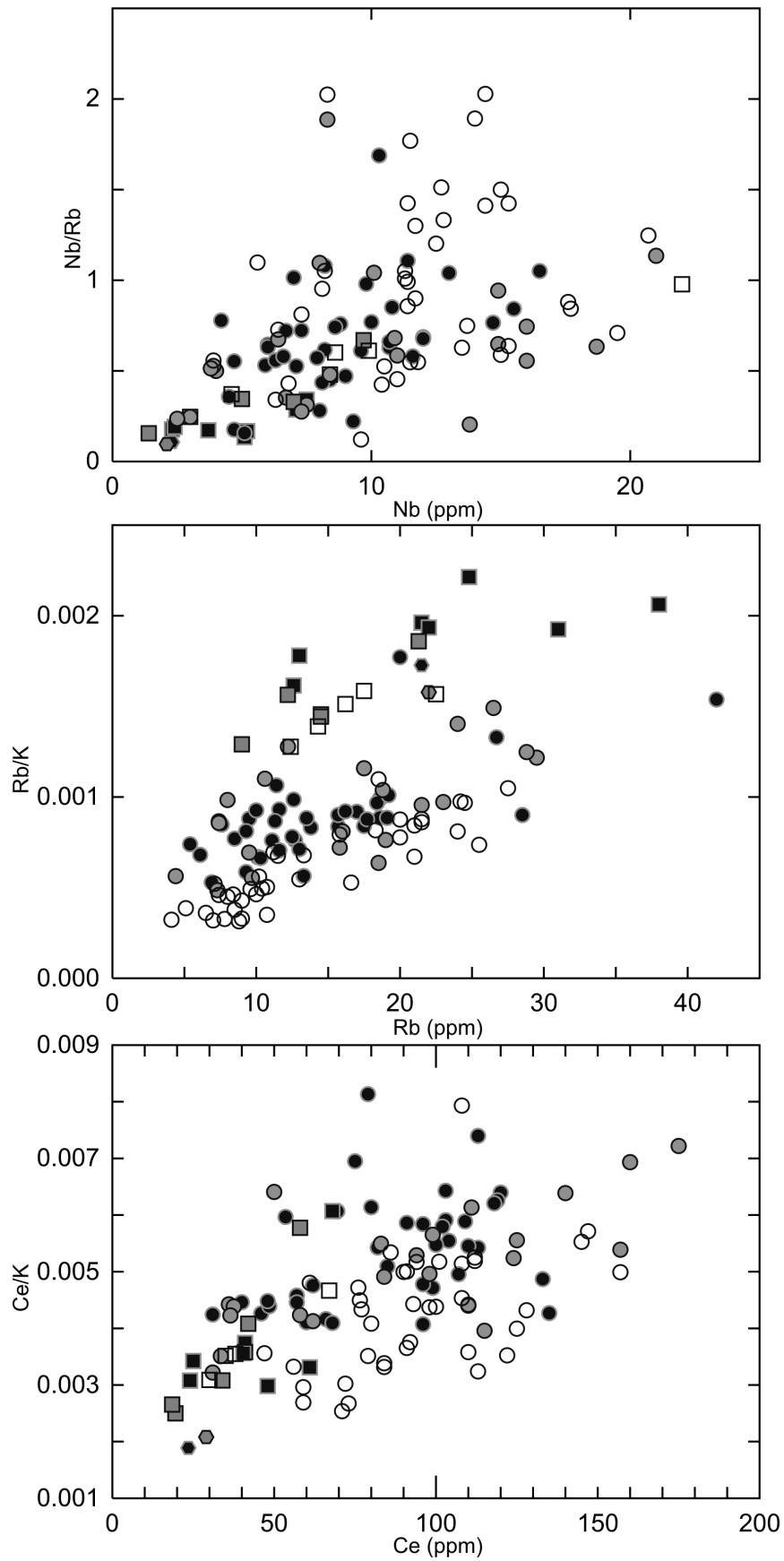
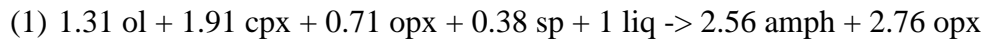


Fig. 5. Plot of selected incompatible element ratios and contents for Baja California MA suite and CA lavas. Symbols as in Fig. 3.

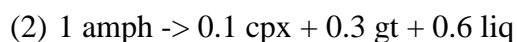
4.2. Modelling of the genesis of primitive MA lavas from mantle metasomatism by adakitic melts followed by pargasite dehydration melting

To further ascertain the possible roles of pargasitic amphibole and adakitic melts in the genesis of the MA suite, we used the equation proposed by Sen and Dunn (1994), which describes the metasomatic reaction between high fO_2 siliceous melt and a spinel lherzolite, to model the behaviour of incompatible trace elements during this process:



The starting chemical composition of lherzolite (Bonatti et al. 1981) is shown in Table 3 together with the average compositions of adakites (used as metasomatic liquid) and magnesian andesites from Baja California. The assumed initial modal composition of the lherzolite (weight fractions) is 0.578 ol, 0.270 opx, 0.119 cpx, and 0.033 sp (McKenzie and O’Nions, 1992). We used equation (1) to calculate the trace element composition of the metasomatic amphibole derived from the reaction of 1 wt% adakitic melt with the lherzolite. In order to perform this, we first calculated the trace element distribution between the peridotite minerals using the set of partition coefficients shown in Table 4, and then mixed them with 1% adakitic liquid following the proportions given in (1) and their respective partition coefficients.

In a second step, we calculated the new source mode after melt/rock reaction using the same equation (1), which yielded 0.3900 amph, 0.4504 opx, 0.1157 ol, 0.0347 cpx and 0.0019 sp. Then, we used the incongruent dehydration melting reaction of amphibole proposed by Francis and Ludden (1995):



Equation (2) allowed to calculate the new residual source mode (0.4556 opx, 0.2343 amph, 0.1172 gt, 0.1171 ol, 0.0738 cpx and 0.0019 sp) and the trace element compositions of the corresponding liquids, postulating that these melts pooled within the source region and equilibrated with it before the extraction was completed. This assumption is fundamental to explain (i) the difference between adakites and magnesian andesites trace element patterns, and (ii) the high magnesium contents of these liquids.

As amphibole is the main phase involved in the metasomatism and melting processes, its partition coefficients (Table 4) are critical for the model. We selected a set of values taken

mostly from Chazot et al. (1996), who determined them from analyses of metasomatic amphibole-rich mantle xenoliths. Although Chazot et al.'s Kds seemed relevant for the majority of our trace element modelling tests, the strong Nb depletion observed in magnesian andesites could be modelled using their values. We needed either to investigate the occurrence of a new Nb-rich residual phase within the source or to re-estimate amphibole Kd for Nb. Using unpublished LA-ICP-MS data recently obtained for amphibole phenocrysts within Baja California adakites, we estimated the phenocryst/matrix Kd range and found that Nb can be strongly incorporated into amphibole during fractionation of adakitic magmas. Using these Kd(Nb), we were able to reproduce the negative Nb anomaly typical of MA, assuming that amphibole was not consumed during the melting process.

The trace element patterns of the initial peridotite, the calculated metasomatic amphibole and the calculated amphibole-derived liquids (for melt fractions ranging from 0.005 to 0.055) are shown in Figure 6, together with those of average adakites and MA from Baja California. The calculated liquid patterns fit relatively well that of the magnesian andesite, and especially reproduce fairly well their strong positive spikes in Ba and Sr. One can notice that most of the calculated trace element concentrations (except LREE and Sr) seem buffered whatever the melting rate in the investigated range. This feature is linked to the incongruent melting process, as amphibole melts alone but is not consumed during the process, and therefore a fraction of it remains residual within the source. Therefore, melting of a single metasomatised source seems unable to explain the chemical variability observed within the MA suite. Increasing the melting rate over 5.5% will not change drastically the patterns of the produced melts, and seems unrealistic from a petrologic point of view (Calmus et al., 2003). The diversity of the studied MA probably traduces other processes, including fractionation effects and, even more probably, variable mantle/adakitic melt ratios during metasomatism (Rapp et al., 1999) leading to a considerable heterogeneity of the lithospheric mantle beneath the Peninsula.

Table 3.

	Adakite	Magnesian andesite	Lherzolithe
Rb	14,355	19	0,143
Sr	652,05	2150	21,1
Ba	325,7	1400	3,75
Y	8,81	14	5
Zr	85,5	220	7
Nb	6,61	6,7	0,227
La	9,865	49	0,24
Ce	20,175	110	1,19
Nd	11,405	59	1,22
Sm	2,6125	9,85	0,445
Eu	0,835	2,28	0,196
Gd	2,5325	5,5	0,56
Dy	1,64	3	0,789
Er	0,85	1,4	0,506
Yb	0,665	1	0,415
Th	1,5175	5,6	0,0813

Value in ppm

	Initial lherzolithe	Lherz + 1% adakite	Residual source
Clinopyroxene	0.119	0.0347	0.0738
Orthopyroxene	0.27	0.4504	0.4556
Olivine	0.578	0.1157	0.1171
Spinel	0.033	0.0019	0.0019
Amphibole		0.39	0.2343
Garnet			0.1172

Initial lherzolithe mode from McKenzie et al., 1991

Table 3. Trace element compositions used for the modelling: averages of Baja California adakites and magnesian andesites from our data base, and lherzolite from Zabargad (Bonatti et al., 1981).

Table 4.

K _D	Clinopyroxene	Orthopyroxene	Olivine	Spinelle	Garnet	Amphibole						
Rb	0.011	3	0.005	6	0.0005	6	0.007	3	0.27	13		
Sr	0.1283	1	0.062	6	0.016	2	0.117	10	0.01	14		
Y	0.467	1	0.17	6	0.002	2	0.004	18	2.06	3	0.4	14
Zr	0.1234	1	0.16	6	0.003	9	0.07	17	0.5	12	0.15	14
Nb	0.0077	1	0.004	6	0.01	4	0.01	17	0.04	12	2	13
Ba	0.00068	1	0.0006	6	0.0005	6			0.109	10	0.6	16
La	0.0536	1	0.016	6	0.00044	8	0.0006	7	0.01	3	0.061	14
Ce	0.0858	1	0.04	6	0.0003	8	0.0006	7	0.021	3	0.092	14
Nd	0.1873	1	0.037	6	0.0002	8	0.0006	7	0.087	3	0.18	14
Sm	0.291	1	0.054	6	0.00018	8	0.0006	7	0.217	3	0.234	14
Eu	0.3288	1	0.063	6	0.0002	8	0.0006	7	0.32	3	0.19	14
Gd	0.367	1	0.097	6	0.00025	8	0.0006	7	0.498	3	0.322	14
Dy	0.442	1	0.1621	6	0.0007	8	0.0015	7	1.06	3	0.322	14
Er	0.387	1	0.1816	6	0.00174	8	0.003	7	2	3	0.43	14
Yb	0.43	1	0.2605	6	0.00522	8	0.0045	7	4.03	3	0.45	14
Th	0.00026	3	0.0001	3	0.02	5			0.00137	11	0.16	15

Table 4. Partition coefficients used for the modelling. References: 1: Hart and Dunn (1993); 2: Frey et al., (1978); 3: McKenzie and O'Nions (1991); 4: Irving (1978); 5: Lemarchand et al., (1987); 6: Bédard (1989); 7: Kelemen et al., (1990); 8: Prinzhofer and Allègre (1985); 9: Johnson and Dick (1992); 10: Shimizu (1974); 11: Hauri et al., (1994); 12: Green et al., (1989); 13: calculated using unpublished LA-ICP-MS data on amphibole phenocrysts from Baja California adakites; 14: Chazot et al., (1996); 15: Luhr and Carmichael (1980); 16: Green et al., (1993); 17: Kelemen (1993); 18: interpolated from HREE data.

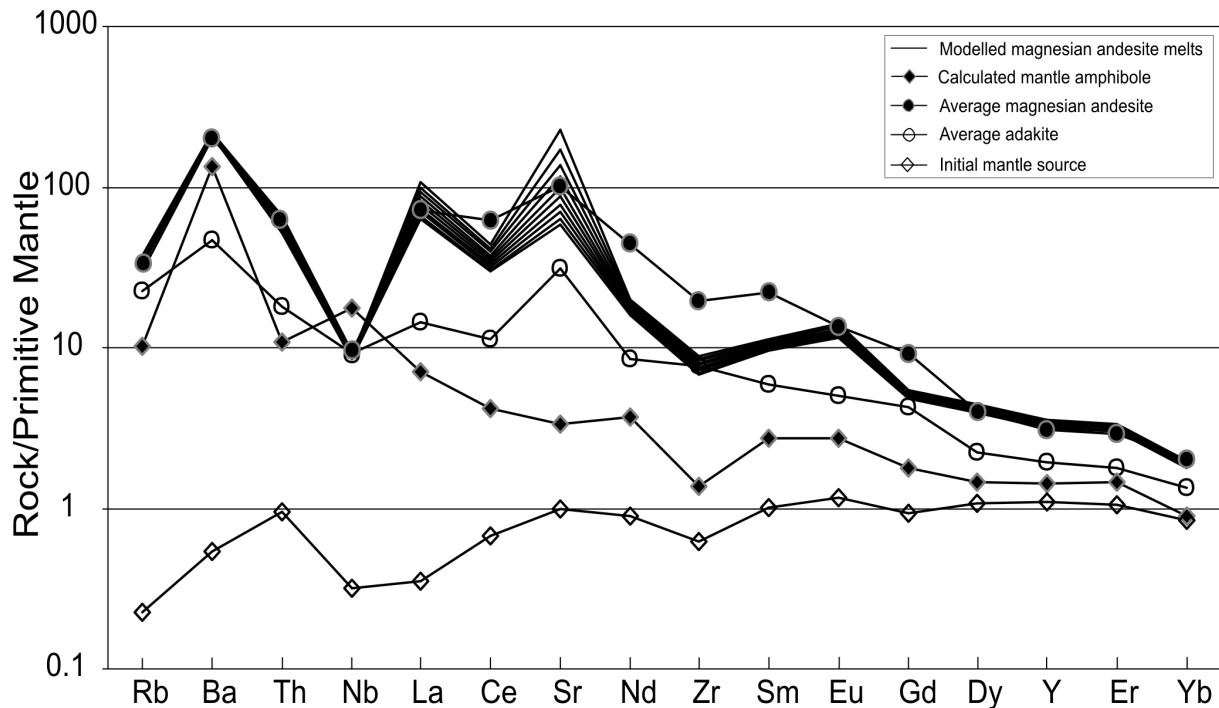


Fig. 6. Modelling results displayed as incompatible multi-element patterns normalised to the Primitive Mantle of Sun and McDonough (1989). The calculated compositions of the metasomatic amphibole and of the liquids produced by incongruent melting of this mineral are shown together with those of the average adakite and magnesian andesite from Baja California and of the lherzolite used for the calculation (see Table 3). Melting rates vary from 0.005 to 0.055.

4.3. Chronological and tectonic constraints on the origin of the MA and CA suites

Chemical data on 98 MA and 17 CA lavas from Baja California have been plotted versus their whole rock K-Ar ages in Figs. 7, 8 and 9 in order to discuss the origins of temporal chemical evolutions possibly linked to changes in regional tectonic settings. These successive settings include the final stages of the subduction of the Farallon oceanic plate (20-13 Ma), then the opening of a slab tear evolving into a slab window within this plate at and after the end of subduction (12-7 Ma, Pallares et al., 2007) and finally the intraplate distensional/transensional regime, coupled with high thermal fluxes, accompanying the opening of the Gulf of California (7 Ma to Present). CA samples range in age from ca. 20 Ma to 7.3 Ma, but two samples only are younger than 11 Ma. Our sampling was limited to the presumably young CA flows, and therefore the bulk of the Comondú arc, which is mostly older according to literature data, has not been investigated.

The MA activity started at ca. 11 Ma, with the exception of one isolated sample (BC9968) from La Purísima-San José Comondú dated at 14.6 Ma (Bellon et al., 2006), and continued until the Upper Pleistocene in the same area. The Jaraguay adakitic dyke was emplaced at ca. 9.5 Ma, and the important adakitic activity documented in Santa Clara volcanic field (but not shown in Figs. 7, 8 and 9 for more clarity) occurred between 12.5 and 8.2 Ma (Aguillón-

Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002). Therefore, the hypothesis of contamination by the lithospheric mantle of slab melts en route to the surface, proposed by Kelemen (1995) and followers, is mostly pertinent for the oldest MA. Slab melts younger than 8 Ma apparently never reached the surface as genuine adakites. Their production at depth in post-subduction regime is usually linked to the partial melting of the edges of a slab tear or slab window (Abratis and Wörner, 2001; Yogodzinski et al., 2001; Davaille and Lees, 2004; Lin et al., 2004; Thorkelson and Breitsprecher, 2005). Therefore, it is likely to have stopped beneath the Peninsula at ca. 7 Ma when it became a “no-slab region”, after the sinking of the deep part of the Farallon plate beneath mainland México (Pallares et al., 2007). As discussed in section 4.2., MA lavas younger than 7 Ma, which include most of the Jaraguay and San Borja samples, as well as the Quaternary ones, probably derive from a two-stage process involving successively (i) metasomatism of the BC lithospheric mantle by slab melts, forming pargasitic amphibole, followed by (ii) dehydration melting of this metasomatised mantle to generate the MA lavas.

4.4. Temporal geochemical patterns within the MA and CA suites

Selected major element oxides have been plotted versus K-Ar ages of MA and CA lavas in Fig. 7. These diagrams show a considerable scatter within the MA lavas. As the effects of fractionation-related processes are minor, this scatter should be primarily attributed to either the heterogeneity of the MA source, or to important variations of partial melting degrees. However, there is a general tendency towards temporal increase of alkalis both within the MA suite and with respect to the CA lavas. This increase also affects the major HFSE-type elements Ti and P. These elements, which are mostly incompatible in basaltic systems, are not carried by slab-derived hydrous fluids (McCulloch and Gamble, 1991; Kogiso et al., 1997) but are incorporated in significant proportions into slab melts (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999). Therefore, their temporal increase in the MA suite might indicate either an increasing contribution of slab melts to their source, or a temporal decrease of partial melting degrees of this source. Despite the scatter observed in Fig. 6 plots, they show a tendency towards increase of Ti and P contents with time. However, no significant change is recorded at ca. 8 Ma (end of the emplacement of adakites) nor at ca. 7 Ma (major change in tectonic regime).

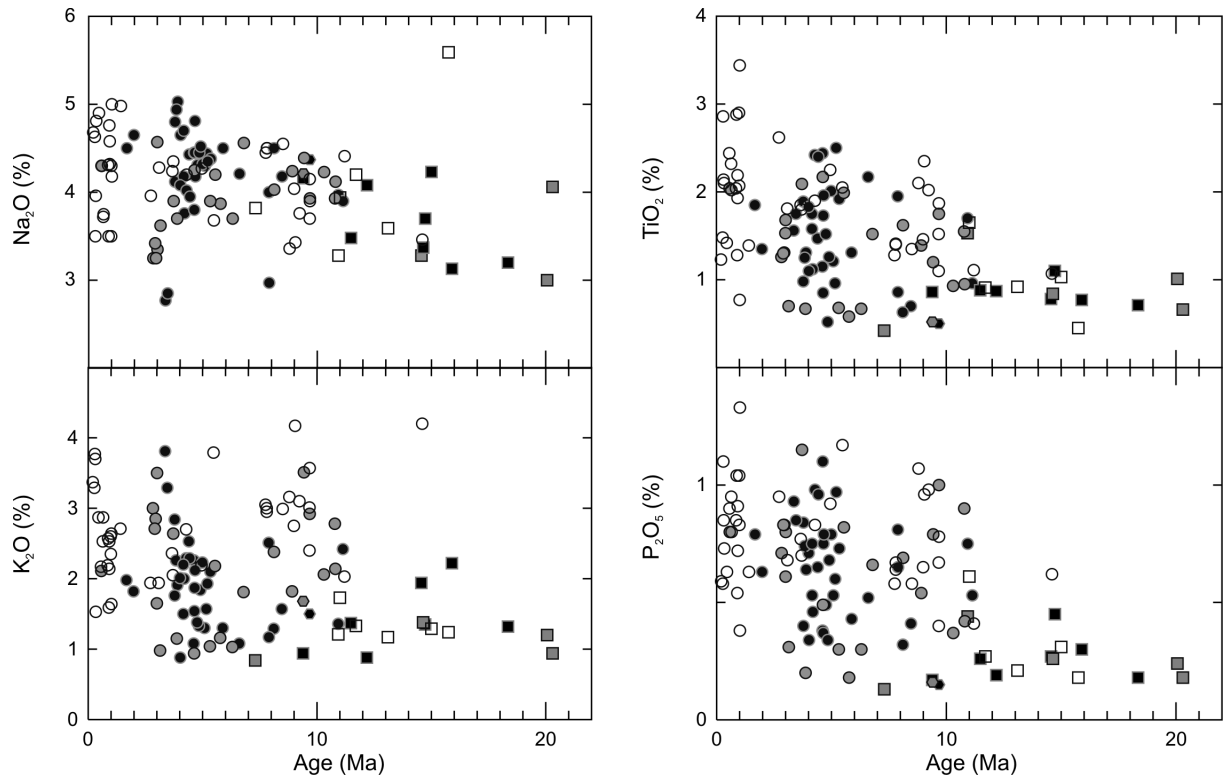


Fig. 7. Plot of selected major element oxides versus K-Ar ages for Baja California MA suite and CA lavas. Symbols as in Fig. 3. Ages and chemical data not provided in Tables 1 and 2 are from Benoit et al. (2002), Calmus et al. (2003), Bellon et al. (2006) and Pallares et al. (2007).

Plots of selected trace element contents against K-Ar ages of MA and CA lavas are shown in Fig. 8. Ni contents, although generally higher than in CA lavas, are very scattered within the MA suite. This scatter may result either from olivine fractionation effects, or of variable extents of interaction between slab melts and the lithospheric BC mantle. Again, no significant change can be noticed around 8 or 7 Ma. Incompatible trace elements display systematically higher contents in the MA suite compared to CA lavas, with the exception of Y and HREE including Yb (Fig. 8). Despite the scatter, three kinds of behaviour of incompatible elements within the MA suite can be distinguished in Fig. 8 plots: (i) temporal increase (Sr and to a lesser extent Ba), (ii) considerable dispersion with a tendency towards temporal increase of the highest contents (Nb, La, Nd and other LREE not shown), and finally (iii) temporal decrease (Rb, Th, Y, Yb and other HREE not shown). The temporal decrease of Y and HREE may be attributed to an increasing amount of residual garnet in the source, as expected from the amphibole dehydration melting reaction: $1.0 \text{ amph} = 0.1 \text{ cpx} + 0.3 \text{ gt} + 0.6 \text{ melt}$ (Francis and Ludden, 1995). The opposite behaviour of Rb and Th compared to Ba and La is more surprising as these elements usually display positive correlations in magmatic suites dominated either by fractional crystallisation or partial melting processes. If the MA suite was mostly generated through incongruent partial melting of metasomatic mantle

pargasite (Calmus et al., 2003; see section 4.2.), and if this mineral was not totally consumed during this process as discussed above, then these features can be simply explained by the temporal evolution of a partial melting process affecting an amphibole-bearing metasomatised mantle depleted in Rb and Th due to the low partition coefficients of mantle pargasite for these elements (Fig. 6).

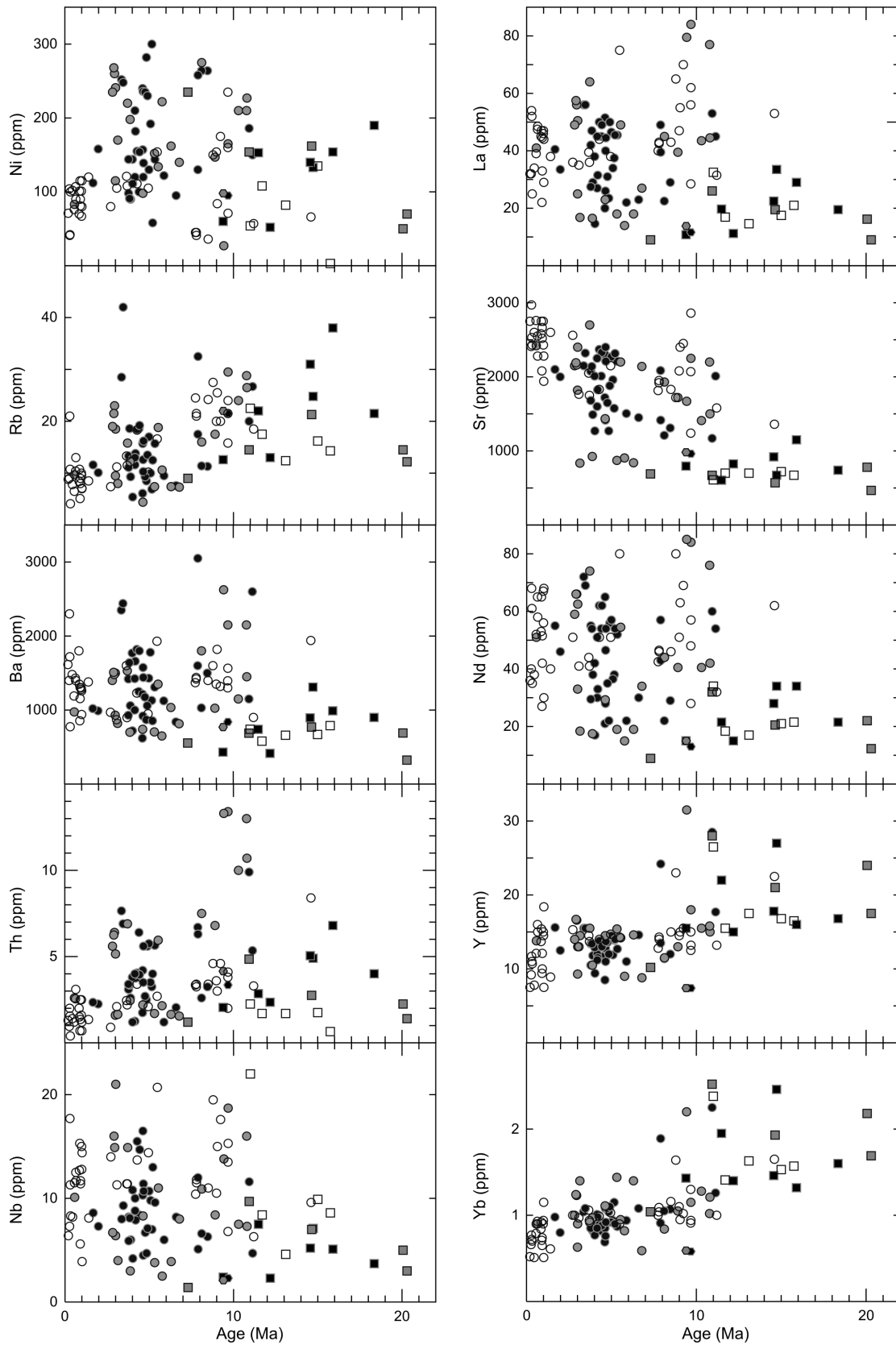


Fig. 8. Plot of selected trace elements versus K-Ar ages for Baja California MA suite and CA lavas. Symbols as in Fig. 3. Ages and chemical data not provided in Tables 1 and 2 are from Benoit et al. (2002), Calmus et al. (2003), Bellon et al. (2006) and Pallares et al. (2007).

The above features explain rather simply the so characteristic trace element signature of the MA suite compared to that the CA lavas, and the fact that this signature is enhanced in Quaternary MA with respect to the Neogene ones (Calmus et al., 2003). Indeed, the incompatible trace element ratios plotted versus ages in Fig. 9 display very clear tendencies, exemplified by the strong increase of Sr/Y (because of the combined temporal increase of Sr and decrease of Y) and the less spectacular increase of ratios using as denominator Y or an HREE (e.g., La/Yb and Ba/Y). All ratios using as denominator Rb and Th, which decrease with time, also show a clear temporal increase (K/Rb, Zr/Rb, Nb/Th, Zr/Th). The fact that Nb is released in smaller amounts compared to LREE during amphibole breakdown (Dalpé and Baker, 2000; see Table 4) explains the scattered but steady temporal increase of La/Nb and the persistence of Nb negative spikes in multielement plots (Fig. 4).

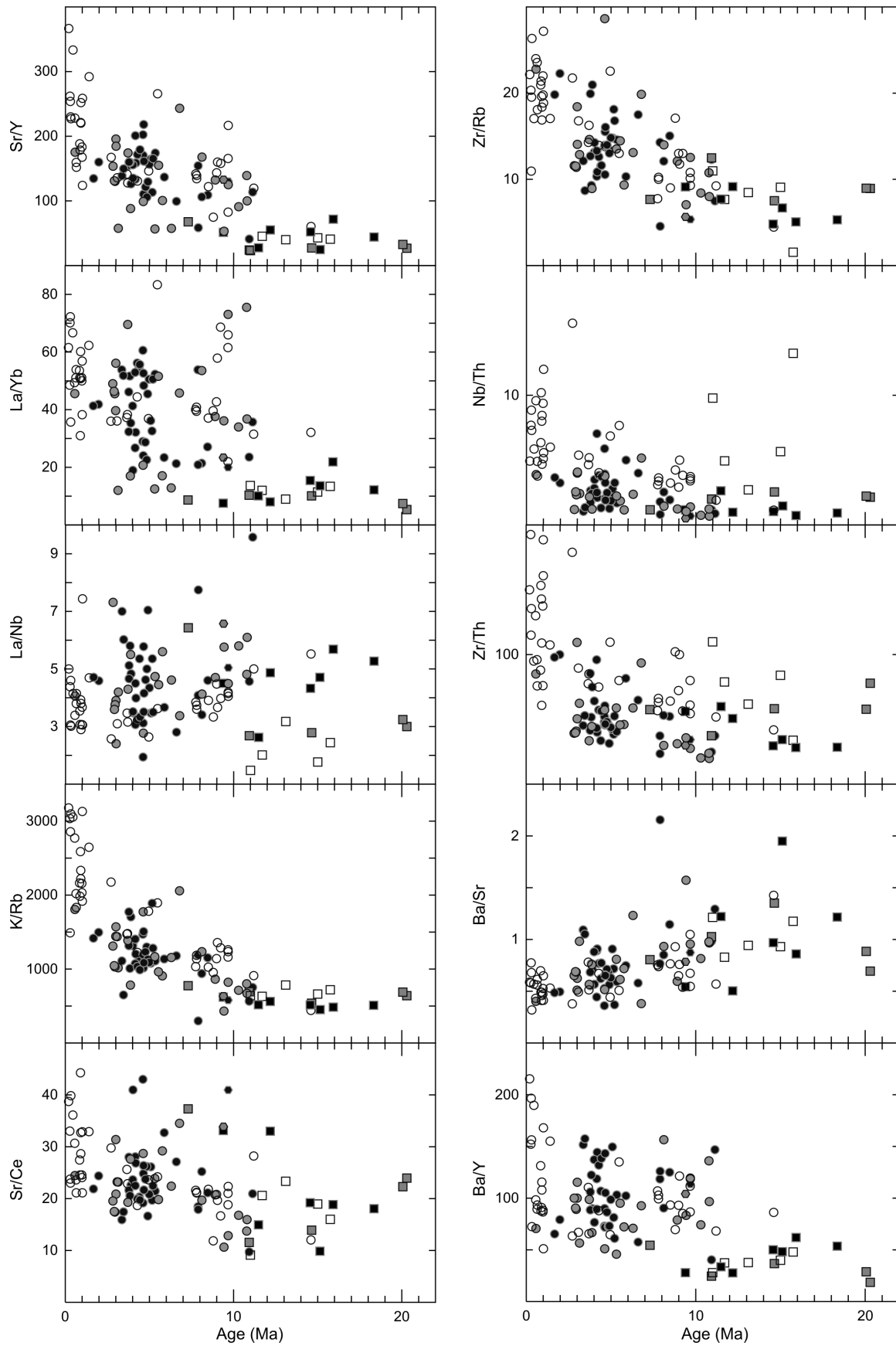


Fig. 9. Plot of selected incompatible element ratios versus K-Ar ages for Baja California MA suite and CA lavas. Symbols as in Fig. 3.

4.5. Incidences on the post-subduction history of the Baja California mantle wedge

The trace element geochemistry of the MA suite seems therefore consistent with the dehydration melting of metasomatic mantle according to the reaction proposed by Francis and Ludden (1995). The unusual temporal patterns of decreasing Y and HREE can be attributed to the formation of more and more garnet through this reaction, and the decrease of Rb and Th to the exhaustion of the low quantities of these elements stored in pargasite, while K, Ba, LREE and especially Sr can still be released in large amounts.

The genesis of the MA suite is therefore tightly linked to the metasomatic formation and behaviour of pargasitic amphibole in the BC mantle wedge, as previously proposed by Rogers and Saunders (1989) and Calmus et al. (2003). After the Farallon plate subduction stopped at ca. 12.5 Ma following a ridge-trench collision process, transfers of slab-derived fluids into this mantle wedge vanished, and the Comodú arc became practically extinct at 11 Ma, with only two younger eruptions documented in northern BC. Simultaneously, slab melts erupted in Santa Clara and Jaraguay between 12.5 and 8 Ma. They probably derived from the partial melting of the oceanic crust from the edges of a slab tear which opened in the downgoing Farallon plate, and evolved into a slab window (Pallares et al., 2007). The size of this window increased through thermal erosion of its edges (Dickinson and Snyder, 1979; Severinghaus and Atwater, 1990), until its oldest part sank into the deep mantle beneath central México (Ferrari, 2004).

In our preferred model, metasomatic pargasite formed then in the BC mantle wedge as a result of its interaction with ascending slab melts, an unknown but possibly low fraction of which (Rapp et al., 1999) was able to reach the surface. Given the 200 km distance separating the (future) MA fields from the preserved fossil trench (Fig. 1) and a 20-25° dip usual for subductions involving very young oceanic lithosphere (Syracuse and Abers, 2006), these interactions occurred above a Benioff plane ca. 80 km deep (Benoit et al., 2002), and thus within the garnet peridotite facies. At such depths, pargasite is stable in a MORB-type mantle until it reaches the solidus between 1050 and 1075°C (dehydration melting curve of Niida and Green, 1999). In these conditions, the HREE and Y depletion of slab melts is unlikely to be overprinted by the host mantle as proposed by Kelemen et al. (1993), because garnet is already present as a residual phase incorporating selectively these elements. We cannot exclude that some slab melts heavily contaminated by the BC lithospheric mantle reached the surface to emplace the oldest MA lavas between 11 and 8 Ma according to Kelemen's (1995) hypothesis. The oldest sample of our set (BC0551 from Vizcaíno), the composition of which is close to that of an adakite besides its strong enrichment in Ba and Sr (Table 1), could be an

example of such a process. However, we found no chemical difference nor temporal discontinuity between these old MA and the younger ones, emplaced when there was no more evidence for adakites at these latitudes in the BC geological record. Moreover, most of the oldest MA (e.g., samples BC0539 and BC0617, Table 1) are silica-poor, Mg-rich and nepheline-normative, and therefore very different in composition from genuine adakites.

More likely, the increase in thermal regime linked to the opening of an asthenospheric window within the young (less than 15 Ma old) part of the Farallon plate (Michaud et al., 2006; Pallares et al., 2007) led to reach the critical temperature for pargasite dehydration melting near the base of the BC lithospheric mantle at ca. 11 Ma. Then, this high thermal regime persisted in the “no-slab” setting which followed the sinking of the lower part of the Farallon plate. The BC slab window is supposed to have developed from north to south (Michaud et al., 2006), as a probable southward prolongation (Pallares et al., 2007) of the older Southern California slab window (Dickinson and Snyder, 1979; Thorkelson and Taylor, 1989; Dickinson, 1997; Wilson et al., 2005). The first MA eruptions, however, do not document such a trend, as they occur more or less simultaneously at ca. 11 Ma along the 600 km long MA chain. Later, however, MA volcanic activity shifted southwards from Jaraguay (8.5 to 3.8 Ma) to San Borja (3.7 to 1.8 Ma) and finally to La Purísima-San José Comondú (<1.8 Ma), but the interpretation of this shift remains uncertain. We tentatively propose that it might indicate a temporal increase of thermal flux, propagating southwards along the slab window. This increase might be due to a southward-directed flux of deep (and therefore hot) asthenosphere originating from the “no-slab” area beneath Southern California.

5. Conclusions

1. New field, major and trace element and K-Ar data on the Neogene volcanic fields of northern Baja California (Jaraguay, San Borja and Vizcaíno) show that the calc-alkaline activity of the Comondú arc vanished around 11 Ma, and was immediately replaced by magnesian andesite (MA) volcanism, showing paroxysmal activities between 8.5 and 3.8 Ma in Jaraguay, and 3.7 to 1.8 Ma in San Borja. Quaternary MA activity has been documented in the southern volcanic field of La Purísima-San José Comondú (Bellon et al., 2006).

2. The characteristic geochemical signature of the MA suite (high MgO, Cr, Co and Ni contents; highly fractionated REE patterns with strong depletion in HREE and Y; exceptional enrichment in Sr and Ba; relative depletion in Rb and Th with respect to other highly incompatible elements) is consistent with an origin through dehydration melting of pargasite-rich lithospheric mantle at depths of ca. 80 km.

3. Modelling results are consistent with the hypothesis that this amphibole was formed during metasomatic interactions between the Baja California mantle wedge and slab melts percolating through it. This process occurred after the end of the subduction of the Farallon young oceanic plate, i.e. between 12.5 and 8 Ma, and was concomitant with the emplacement at the surface of minor volumes of adakites.
4. The temporal geochemical evolution of MA volcanism is marked by an increase of incompatible elements concentrated in pargasitic amphibole (Sr, Ba, K, LREE) and released in large amounts during dehydration melting, and conversely the progressive exhaustion in Rb and Sr hosted in small quantities by this mineral.
5. The progressive temporal depletion in Y and HREE of the MA suite is consistent with the increase of the amount of residual garnet in the lithospheric mantle, according to the reaction: $1.0 \text{ amph} = 0.1 \text{ cpx} + 0.3 \text{ gt} + 0.6 \text{ melt}$ (Francis and Ludden, 1995).
6. This dehydration melting occurred at minimal temperatures of 1050-1075°C, traducing a high thermal flux in the mantle wedge during the opening of an asthenospheric window following ridge-trench collision, and the subsequent “no-slab” regime which followed the sinking of the deep part of the Farallon plate at ca. 7 Ma.

Acknowledgements

We thank CONACyT for financial support under SEP-2004-C01-46649 project, and for the first author’s scholarship grant. Fieldwork and analytical expenses were partly funded by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and the Université de Bretagne Occidentale (Unité Mixte de Recherche 6538 “Domaines Océaniques”). The Instituto de Geología of the Universidad Autónoma de San Luis Potosí and the Estación Regional del Noroeste (ERNO) of the Instituto de Geología of the Universidad Nacional Autónoma de México provided financial support for fieldwork.

CHAPITRE 5

DIVERSITÉ PÉTROLOGIQUE DU VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE POST-SUBDUCTION DANS LE NORD-OUEST DU MEXIQUE: L'EXEMPLE DE L'ÎLE SAN ESTEBAN, GOLFE DE CALIFORNIE

Ce chapitre présente les résultats obtenus depuis la mission d'échantillonnage de 1996 et reprend certaines données présentées par Aguillón-Robles (2002). En 2004, au cours de mon DEA, j'ai réalisé des analyses complémentaires. Ces données ont été réinterprétées et complétées et font l'objet de cet article soumis au *Bulletin de la Société Géologique de France* sous le numéro de dossier 15/07. On trouvera ici le résumé en français et la version révisée de cette note, en anglais, resoumise au BSGF en juillet 2007. Les références bibliographiques correspondantes sont intégrées à la bibliographie générale.

Mots clés. – Île San Esteban, adakites, laves calco-alcalines, volcanisme post-subduction, Golfe de Californie.

Résumé. - Au cours du Plio-Quaternaire, la péninsule de Basse Californie et le Golfe de Californie ont été le siège d'une importante activité volcanique, qui a mis en place des magmas de compositions très contrastées. L'île San Esteban, d'une superficie de 43 km², se situe dans la partie centrale du golfe de Californie (28° 42' N et 112° 34' W), sur la marge sud-est du bassin « pull-apart » fossile sud-Tiburón. Elle est constituée de coulées sub-aériennes, de dômes et de pyroclastites principalement dacitiques et rhyolitiques, mais comporte également des coulées de laves plus basiques. Une esquisse géologique de l'île est présentée, ainsi que des datations K-Ar témoignant de son édification entre 4,5 et 2,5 Ma, dans un contexte tectonique typiquement extensif lié à la rupture continentale puis à la phase d'accrétion océanique du Golfe de Californie. Deux séries magmatiques subcontemporaines sont mises en évidence. La première, calco-alcaline modérément potassique, a évolué depuis des andésites basaltiques jusqu'à des rhyolites par cristallisation fractionnée de plagioclase, pyroxènes, titanomagnétite et apatite. La seconde inclut des magmas adakitiques typiques, de composition andésitique, qui ont produit des dacites par fractionnement de plagioclase et d'amphibole. Nous proposons que les adakites

dérivent de la fusion partielle, due au flux thermique élevé lié à l'ouverture du Golfe, de fragments de croûte océanique incorporés au sein du manteau lithosphérique lors de la déchirure de la plaque plongeante Farallon, suivie du développement d'une fenêtre asthénosphérique au Miocène supérieur. Les laves calco-alkalines seraient issues de la fusion, lors de la même phase d'accrétion océanique, du manteau lithosphérique métasomatisé pendant l'épisode de subduction précédant la déchirure continentale.

Article original (version révisée) soumis au Bulletin de la Société Géologique de France
(2007)

**Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism
in northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban,
Gulf of California**

THIERRY CALMUS¹, CARLOS PALLARES², RENÉ C. MAURY², HERVÉ BELLON², EFRÉN PÉREZ-SEGURA³, ALFREDO AGUILLÓN-ROBLES⁴, ANA-LUISA CARREÑO⁵, JACQUES BOURGOIS⁶, JOSEPH COTTEN², MATHIEU BENOIT²

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 83000, Hermosillo, Son., Mexique.

² Laboratoire Domaines océaniques, UMR-CNRS 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, 29238 Brest Cedex 3, France.

³ Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Son., Mexique.

⁴ Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, SLP., Mexique.

⁵ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 04510, México D.F., Mexique.

⁶ Laboratoire Géosciences Azur, UMR-CNRS 6526, Case 124, Université de Paris VI, 4, Place Jussieu, 75252, Paris Cedex 5, France.

Corresponding author: tcalmus@servidor.unam.mx

Key words. – Isla San Esteban, adakites, calc-alkaline lavas, post-subduction volcanism, Gulf of California.

Abstract. – During the Plio-Quaternary, numerous volcanic centres of contrasted compositions were emplaced in the Baja California Peninsula and adjacent Gulf of California. The 43 km² Isla San Esteban (28° 42' N and 112° 34' W), located in the central part of the Gulf near the Pliocene extinct spreading centre of Lower Tiburón Basin, is mostly made of andesitic, dacitic and rhyolitic subaerial lava flows, domes, and pyroclastic deposits. A new geological sketch map of the island is presented, as well as new K-Ar ages ranging from 4.5 to 2.5 Ma. Isla San Esteban lavas belong to two nearly contemporaneous magmatic series emplaced within an extensional tectonic framework related to the continental breakoff followed by the progressive oceanization along the Gulf of California. The first one is medium-K calc-alkaline, and its magmas evolved from basaltic andesites to rhyolites by fractionation of plagioclase, pyroxenes, titanomagnetite and apatite. The second one includes genuine adakites, and dacites derived from them through separation of plagioclase plus amphibole. We propose that these adakites originated from the partial melting of oceanic crust slivers, incorporated to the subcontinental lithospheric mantle during the Late Miocene opening of a slab window followed by the detachment of the deep part of the Farallon slab. The high thermal flux linked to the opening of the Gulf would have triggered their melting, as well as that of the subduction-modified mantle which represents the likely source of the associated calc-alkaline lavas.

1. INTRODUCTION

Calc-alkaline volcanism is usually observed in magmatic arcs overlying active subduction zones [Gill, 1981]. However, it can also occur in post-subduction or post-collision settings, where it post-dates by several m.y. or even tens of m.y. [Coulon et al., 1986] the end of the active oceanic subduction stage. In such cases, its origin is usually attributed to the melting, often during a slab breakoff process [Davies and von Blanckenburg, 1995], of subcontinental lithospheric mantle metasomatised by hydrous slab-derived fluids during the previous oceanic subduction event. A limited number of adakite occurrences has also been ascribed to post-subduction or post-collision settings, e.g. in Aird Hills, Papua-New Guinea [Maury et al., 1996], Central Mindanao, Philippines [Sajona et al., 2000a], Borneo [Prouteau et al., 2001a] and Tibet [Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Wang et al., 2005].

The Cenozoic history of Baja California Peninsula and the adjacent Gulf of California provides a striking example of magmatic evolution connected to the changes of the regional tectonic setting [Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Saunders et al., 1987]. From ca. 25 to 12 Ma, the eastward-dipping subduction of the Farallon plate beneath the North American margin led to the emplacement of the Comodú calc-alkaline (CA) arc all along the Peninsula [Gastil et al., 1979; Martín-Barajas et al., 2000; Umhoefer et al., 2001]. This subduction event ended at 12.5 Ma, when the active Pacific-Farallon ridge collided with the trench east of Vizcaino Peninsula [Mammerickx and Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991]. CA activity vanished then, and was replaced, from 12 to 7 Ma, by the emplacement of complex volcanic associations, the origin of which has been linked to the development of a slab tear (evolving into a slab window) in the downgoing Farallon plate [Benoit et al., 2002; Michaud et al., 2006; Pallares et al., 2007]. These include tholeiitic and alkali basalts derived from the subslab mantle, as well as adakites, niobium-enriched basalts (NEB) and magnesian andesites (MA), originating either from the melting of the young oceanic crust from the edges of the tear/window or from the reactions between these slab melts and the supraslab mantle [Calmus et al., 2003]. Then, the Late Miocene to Quaternary tectonic evolution was marked by the detachment of the deep part of the Farallon slab, now located at depths of 350-650 km beneath Central Mexico [van der Lee and Nolet, 1997; Schmid et al., 2002] and the development of a “no-slab” region below the Baja California Peninsula and the Gulf of California [Ferrari, 2004; Wilson et al., 2005]. In the latter area, the

extensional tectonic regime prevailing since 11 Ma [Fletcher et al., 2000] led to the development of a marine domain between 6 and 4 Ma [Nagy and Stock, 2000; Oskin and Stock, 2003], and finally to seafloor spreading which started at 3.6 Ma [DeMets, 1995; Fletcher and Munguia, 2000; Oskin et al., 2001].

During the Plio-Quaternary, the volcanic history of the Peninsula was dominated by the emplacement of MA of adakitic affinity (the “bajaite” suite) in the volcanic fields of Jaraguay, San Borja, San Ignacio and La Purisima [Saunders et al., 1987; Calmus et al., 2003; Bellon et al., 2006]. Although MORB-type basalts were emplaced in the Guaymas Basin [Saunders et al., 1982a,b] and in Isla Tortuga [Batiza, 1978; Batiza et al., 1979], CA activity resumed sporadically in several islands of the Gulf of California and also in volcanic centres located along the eastern coast of Baja California [Sawlan, 1991]. The corresponding products range in composition from low-K (Isla San Luis) to high-K CA (Isla Coronado), and in several cases they display high Sr/Y and La/Yb ratios typical of adakites and related rocks [Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999]. The previous geological study of Isla San Esteban by Desonie [1992] demonstrated the emplacement, more than 9 m.y. after the end of the subduction of the Farallon plate, of predominantly felsic CA magmas in the central part of the Gulf of California. She concluded that “a fragment of subducted oceanic crust may be the source of the calc-alkaline magma and the complex tectonic setting of the region may provide the environment necessary for the unusual volcanism” [Desonie, 1992, p.123]. The purpose of the present paper, based on a new geological mapping and sampling of Isla San Esteban, is to re-investigate the origins of its unusual lavas and their relationships with the previous subduction event and the opening of the Gulf of California.

2. TECTONIC SETTING AND REGIONAL GEOLOGY

2.1. Cenozoic evolution of the Baja California peninsula and the Gulf of California

Northwestern Mexico belongs to the large Cordilleran mobile belt [Hyndman et al., 2005], which results from the interactions between successive subducted oceanic plates and the stable North American craton. During the Cenozoic, this 1000 to 1500 km wide belt was characterized by a thin lithosphere, an elevated heat flow, and an intense magmatic activity which occurred in northwestern Mexico and southwestern United States during successive

migrations of the volcanic arc [Damon et al., 1981], related to plate kinematics [Engebreston et al., 1985] and changes in the dip of the subducting Farallon plate [Keith, 1982].

After the first collision of the Pacific/Farallon spreading ridge with the North America margin at 28.5 Ma, at the latitude of Point Conception, close to the Pioneer fracture zone, the Rivera triple junction migrated to the south whereas the Mendocino triple junction migrated to the north. Between them, the spreading ridge is thought to have subducted and therefore developed slab windows [Dickinson and Snyder, 1979; Thorkelson and Taylor, 1989; Dickinson, 1997; Atwater and Stock, 1998], even if their existence, shape and locations are still questioned [see for example Bohannon and Parsons, 1995]. The geochemical characteristics of middle Cenozoic basaltic and andesitic-basaltic volcanism in western California, and especially their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ ratios and $\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ values, as well as their Th/Ta and Ba/Ta ratios, suggest their derivation from depleted mantle associated with the ridge subducted below the continental margin [Cole and Basu, 1995]. This genetic model of magmatism has been transposed to the northern part of Baja California (state of Baja California) where MA may represent the final products of the activity of the Pacific-Farallon spreading ridge subducted from 28.5 Ma to 12.5 Ma [Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987].

Offshore Baja California Sur, seafloor spreading between the fragmented Guadalupe and Magdalena microplates on one hand and the Pacific plate on the other hand stalled respectively at 12.5 and 12 Ma [Lonsdale, 1991]. Nevertheless, after spreading ceased, the Guadalupe plate probably continued its convergence with the North America plate [Stock and Lee, 1994]. Recent seismic reflection and bathymetric studies offshore Baja California between 23° and 27°N revealed compressional deformation until 8-7 Ma along the trench and the margin, as well as a progressive clockwise rotation of remnant spreading centers between 12 and 7 Ma [Michaud et al., 2006]. The compression between the remnant Guadalupe and the North America plates was one of the components of the right lateral transform motion which took place along the Tosco-Abreojos fault zone (fig. 1) from 12 to 5 Ma [Spencer and Normark, 1979].

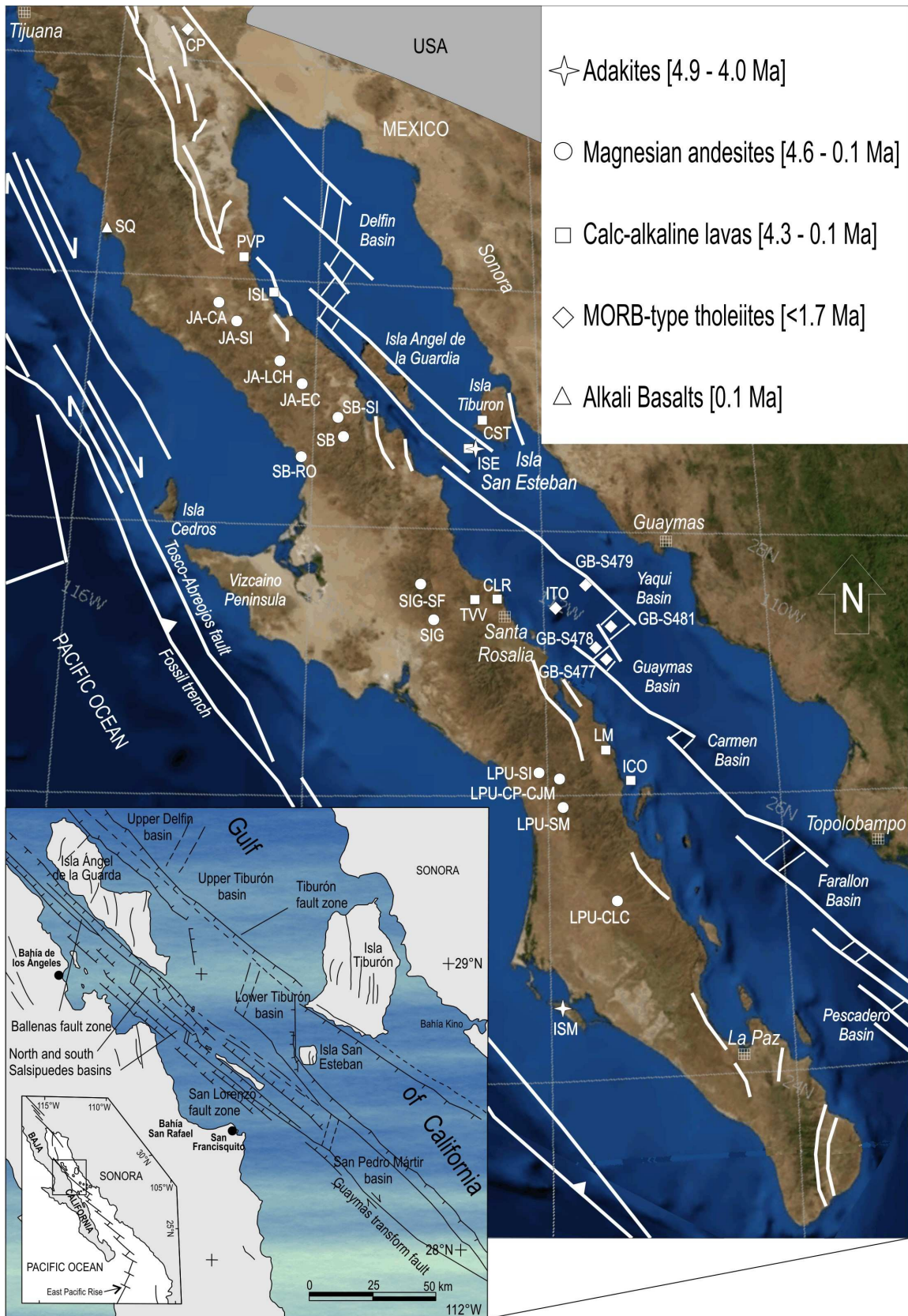


FIG. 1. – Distribution of Plio-Quaternary volcanic centres in Baja California Peninsula and the Gulf of California. The tectonic elements shown are taken from Michaud et al. [2004, 2006] and Wilson et al. [2005]. CP: Cerro Prieto; SQ: San Quintin; PVP: Puertecitos Volcán Prieto; JA-CA: Jaraguay-Cataviña; JA-SI: Jaraguay-Santa Inés; JA-LCH: Jaraguay-Laguna de Chapala; JA-EC: Jaraguay-El Crucero; SB-SI: San Borja-San Ignacio; SB: San Borja; SB-RO: San Borja-Rosarito; ISE: Isla San Esteban; SIG: San Ignacio; SIG-SF: San Ignacio-San Francisco; TVV: Tres Virgenes volcano; CLR: Caldera La Reforma; ITO: Isla La Tortuga; LM: Los Mencionados; ICO: Isla Coronado; LPU-SI: La Purísima-San Isidro; LPU-CP-CJM: La Purísima-Cerro Pabellón-Cerro Jesús del Monte; LPU-SM: La Purísima-San Miguel; LPU-CLC: La Purísima-Cerro Los Cerritos; ISM: Isla Santa Margarita; ISL: Isla San Luís; CST: Cerro Starship (Isla Tiburón); GB-S477: Guaymas Basin DSDP site 477; GB-S478: Guaymas Basin DSDP site 478; GB-S479: Guaymas Basin DSDP site 479; GB-S481: Guaymas Basin DSDP site 481; The star shows the location of Isla San Esteban. Inset: Tectonic features of Central Gulf of California (modified from Escalona-Alcázar and Delgado-Argote [2000]; Stock [2000]; Aragón-Arreola et al. [2005]). North Tiburón, South Tiburón and San Pedro Mártir basins are presently extinct, as well as spreading centers. Ballenas fault zone and San Lorenzo fault zone are the northern segments of the main transform fault between Pacific and North America plates, in that part of the Gulf of California.

FIG. 1. – Localisation des principaux centres volcaniques plio-quaternaires dans la péninsule de Basse Californie et le Golfe de Californie. Les éléments tectoniques représentés sont tirés de Michaud et al. [2004, 2006] et de Wilson et al. [2005]. L'étoile indique la localisation de l'île San Esteban. Cartouche: Schéma tectonique de la partie centrale du Golfe de Californie (d'après Escalona-Alcázar and Delgado-Argote [2000]; Stock [2000]; Aragón-Arreola et al. [2005]). Les bassins nord-Tiburón, sud-Tiburón et San Pedro Mártir ainsi que les centres d'expansion représentés sont inactifs. Les zones de failles de Ballenas et de San Lorenzo correspondent aux segments nord de la faille transformante principale qui limite les plaques Pacifique et Amérique du Nord dans cette zone.

There is a general agreement to consider that the beginning of the transfer of the motion between Pacific and North America plates from the western margin of Baja California to the Gulf of California province started at ca. 12 Ma [Karig and Jansky, 1972; Stock and Hodges, 1989; Fenby and Gastil, 1991; Lyle and Ness, 1991; Nagy and Stock, 2000]. Between 12 and 5.5 Ma, the motion between both plates was distributed along the western margin of Baja California and across the Gulf Extensional Province, a broad region difficult to distinguish in some areas from the Basin and Range Province. At 3.6 Ma, seafloor spreading started near the mouth of the incipient Gulf of California along the Gulf rise in the Alarcon basin [Lonsdale, 1989; DeMets, 1995]. At that time, the transfer of the Baja California Peninsula to the Pacific plate was quite completed, but recent works suggest that the Tosco-Abreojos fault zone is still active [Michaud et al., 2004], and may accommodate approximately 5 to 10% of the total motion. From 3.6 Ma until Present, the Gulf of California is a right-lateral extensional rift system (fig. 1, inset) characterised by a suite of en échelon basins connected by transform faults. Only the southernmost basins of the Gulf present a true oceanic crust [Lonsdale, 1989; Ness et al., 1991]. To the north, basins are characterised by thinned continental or transitional crust.

2.2. Distribution of Neogene and Quaternary magmatism

In such a post-subduction extensional tectonic setting, the Gulf of California area has been affected by Plio-Quaternary volcanism displaying highly variable geochemical signatures (fig. 1). MORB-type tholeiites were emplaced along the Gulf rise, in the Guaymas basin [<0.4 Ma; Saunders et al., 1982a,b], in Isla Tortuga [<1.7 Ma; Batiza, 1978; Batiza et al., 1979] and MORB-related dacites in the Holocene Cerro Prieto geothermal field south of Mexicali [Herzig, 1990].

Volcanism with CA (*sensu lato*) affinities occurred in several islands of the Gulf, namely from north to south: Isla San Luis [low-K to medium-K, Pleistocene; Paz-Moreno and Demant, 1999]; the Cerro Starship centre in the SW of Isla Tiburón [medium-K, 5.7 to 3.7 Ma; Oskin and Stock, 2003]; Isla San Esteban [medium-K, from 2.9 to 2.5 Ma; Desonie, 1992]; and finally Isla Coronado [medium- to high-K and from 0.69 Ma to Holocene; Bigioggero et al., 1987]. In addition, two medium-K calc-alkaline volcanic complexes have been recognised near the Gulf coast in the Baja California Peninsula: La Reforma-El Aguajito-Tres Virgenes complex, emplaced from 1.6-1.4 Ma (La Reforma) and 0.9-0.5 Ma (El Aguajito) [Demant, 1984; Garduño-Monroy et al., 1993] to late Pleistocene or Holocene for Tres Virgenes at 36 ± 3 ka [Schmitt et al., 2006] and/or $\sim 6515 \pm 75$ yr B.P. [Capra et al., 1998]; and Los Mencionares [Bigioggero et al., 1995] dated between 4.3 and 3.8 Ma [Aguillón-Robles, 2002]. Although they were not identified as such by former authors, adakites or adakite-related lavas might occur in several of these centres. Indeed, analyses of dacites or andesites displaying low heavy rare earth elements (HREE) and Y contents together with high Sr/Y and La/Yb ratios have been quoted in Isla Coronado [Bigioggero et al., 1987]; Los Mencionares [Bigioggero et al., 1995]; Tres Virgenes [Cameron and Cameron, 1985]; and finally Isla San Esteban [Desonie, 1992]. Bigioggero et al. [1987] and Desonie [1992] already noted the geochemical similarities of these lavas with the “bajaites” from the Peninsula and mentioned that they might derive from the partial melting of slivers of subducted oceanic crust.

3. FIELD RELATIONSHIPS AND GEOCHRONOLOGY

3.1. General features

Isla San Esteban (28° 41' 50'' N and 112° 34' 20'' W; central point) belongs to mid-rift islands located in the Gulf of California between latitudes of 28°30' and 29°30' N (fig. 1). With the exception of some outcrops of Paleozoic sedimentary rocks and Mesozoic metamorphic rocks in Isla Tiburón, these islands mainly display geological units ranging from intrusive Cretaceous rocks (Isla Tiburón and Isla San Lorenzo) to Plio-Quaternary sedimentary and volcanic rocks. Cretaceous intrusive basement and Miocene volcanic rocks are commonly tilted along normal faults related to “Basin and Range” tectonics and continental breakup which occurred before the opening of the Gulf of California. The petrography and geochemistry of the volcanic rocks of Isla San Esteban were first studied by Desonie [1992], but the stratigraphy of the volcanic pile remained rather confuse due to the lack of a large set of K-Ar ages. Isla San Esteban (fig. 2a) covers a roughly square-shaped area of about 43 km² and its highest point reaches an altitude of 550 m. The island is topographically divided by the WNW-ESE oriented Arroyo Limantour which flows towards the eastern shoreline of the island.

3.2. Structural and tectonic framework of Isla San Esteban

Isla San Esteban is located within the northwesternmost part of the block limited to the north by the Tiburón fault zone and to the south by the Ballenas- Guaymas transform fault system (fig. 1, inset). Both fault zones belong to the NW-SE striking transform system of the Gulf of California. The Tiburón fault zone is presently extinct, while the Ballenas-Guaymas system corresponds to the present-day principal Pacific-North America plate boundary, active between the Guaymas basin spreading center to the south and the Lower Delfín basin to the north (fig. 1). The bathymetry immediately south of the Tiburón fault presents a narrow deeper zone (600 m) along the fault, which suggests a normal paleo-component for that fault. In this tectonic framework, Isla San Esteban belongs to the Lower Tiburón basin [Nagy and Stock, 2000], one of the extinct pull-apart basins of central Gulf of California (fig. 1). The northwest margin of the Lower Tiburón basin is located along the southeast coast of Isla Angel de la Guarda, whereas the southeastern margin is indistinct, due to the presence of the Yaqui basin. The Lower Tiburón basin, ca. 30 km large and 400

m deep, is located halfway between Isla Angel de la Guarda and Isla San Esteban [Fenby and Gastil, 1989]. The northwestern part of the basin has been interpreted as a post 3.5 Ma oceanic crust generated along the no longer active Tiburón spreading center [Lonsdale, 1989]. Also, following Nagy and Stock [2000], extension occurred within the lower Tiburón basin since 8 and 4 Ma, as well as within the upper Tiburón basin, and a spreading center located between Isla Angel de la Guarda and Isla San Esteban has been active between 4 and 2 Ma. The timing of volcanism in Isla San Esteban corresponds to this period [Desonie, 1992], suggesting that the volcanic activity may have been induced by the thinning of the crust along the rifted margin of the basin. On the other hand, Lonsdale [1989] admits that there is no geophysical data supporting the existence of spreading centers and typical oceanic crust north to the Guaymas basin. The shallow depth (400 m between Isla San Esteban and Isla Angel de la Guarda) of the Lower Tiburón basin and of other northern basins like Upper Tiburón, Lower and Upper Delfín, Consag and Wagner basins is consistent with a thinned continental crust or transitional crust [González-Fernández et al., 2005]. The presence of occasional granodiorite xenoliths within volcanic rocks of Unit 1 indicates that Isla San Esteban lavas were emplaced on remnants of continental crust off the coast of Sonora.

Volcanic rocks and sediments of Isla San Esteban are strongly faulted and tilted. The Pliocene age of Isla San Esteban lavas [Desonie, 1992] allows us to propose that these tectonic features are related to the opening of the Gulf of California, and not to a previous event associated for example with Basin and Range extension. The main faults detected on aerial photos do not show a clear network. Along the southern coast and in the southeast corner of the island, good exposures suggest a general tilting of volcanic rocks to the east related to westwards dipping normal faults (fig. 2b). Measured faults yield a NNE-SSW average direction, consistent with a NW-SE direction of Late Pliocene extension expected in that area of the Gulf after the transfer of Baja California to the Pacific plate by 3.5 Ma. Moreover, the tilting of Pliocene sediments towards SE is consistent with this NW-SE direction of extension, as previously suggested by fault analyses in the Santa Rosalía basin [Colletta and Angelier;1983; Angelier et al., 1981].

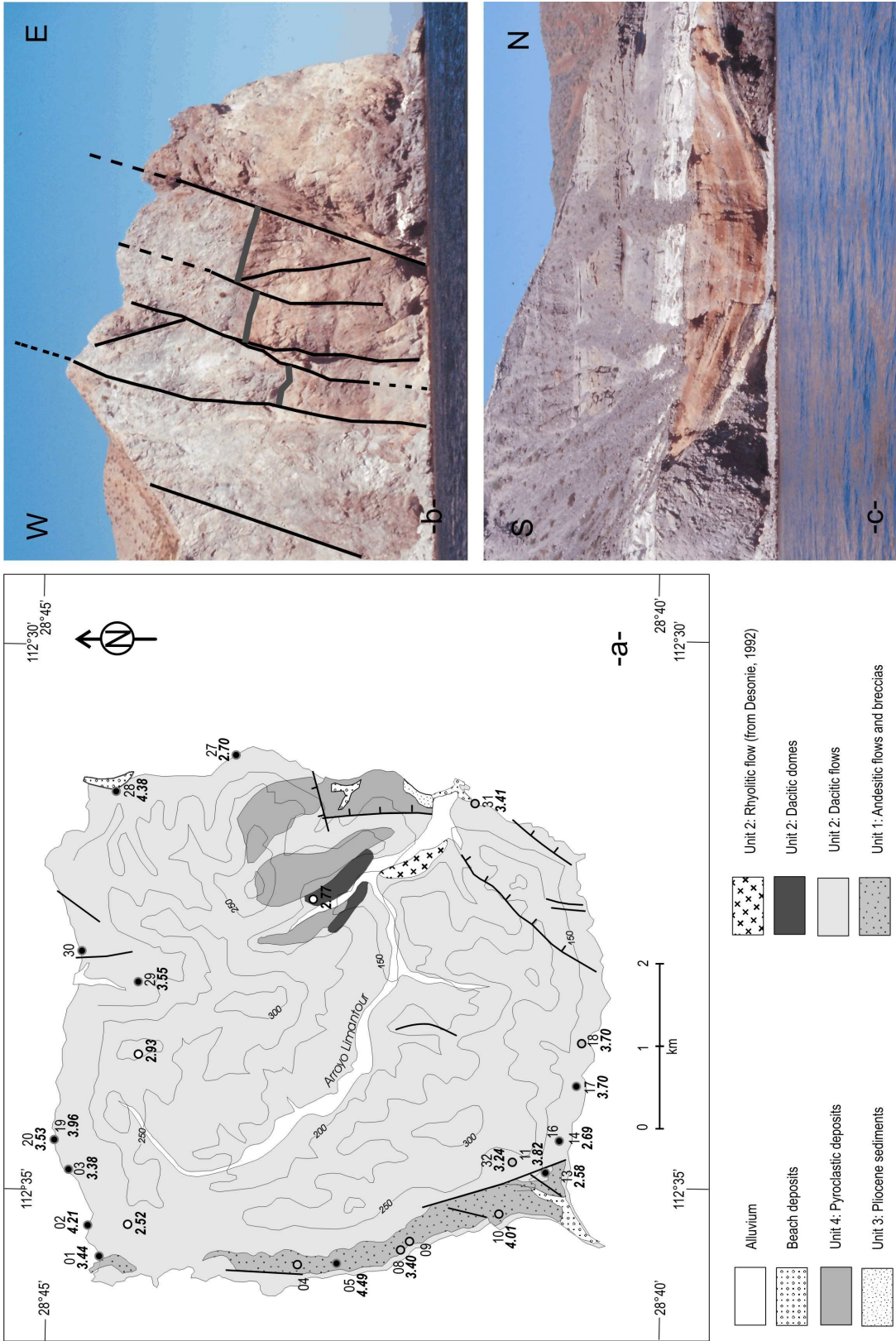


FIG. 2. – Geological features of Isla San Esteban. 2a: Sketch map. Sample numbers are abbreviated (e.g. 10 for SE9610). 2b: View taken towards the north of the southeastern corner of Isla San Esteban. On the right can be distinguished a NW-dipping normal fault, while volcanic rocks of Unit 2 are dipping to the SE. The cliff is approximately 50 m high. 2c: View taken towards the west along the eastern coastline of Isla San Esteban. White ash tuff of Unit 4 is unconformably overlying upper strata of Unit 2 which consist of brown andesitic tuff filling a paleochannel cut into an andesitic flow. The cliff is approximately 30 m high.

FIG. 2. – Grands traits géologiques de l'île San Esteban. 2a : Carte géologique simplifiée. Les numéros d'échantillons sont sous forme abrégée (par ex. 10 pour SE9610). 2b : Photo du cap sud-est de l'île San Esteban. On distingue à droite de la photo une faille normale à pendage vers le NW et un pendage opposé des couches de l'Unité 2 vers le SE. La falaise a une hauteur approximative de 50 m. 2c : Photo de la côte orientale prise vers l'ouest. On observe le recouvrement discordant des tufs blancs de l'Unité 4 sur des niveaux supérieurs de l'Unité 2 qui remplissent un paléochenal creusé dans des andésites bréchifiées. La falaise a une hauteur d'environ 30 m.

3.3. Geological units

Geological reconnaissance along the coastline of Isla San Esteban and aerial photographs analysis allow us to propose a geological sketch map (fig. 2a) of the island, in which four main units are distinguished according to the reconnaissance work of Desonie [1992], completed and modified by our new observations and samplings.

Outcrops of Unit 1, the oldest one, are located exclusively along the high steep cliffs of the western coast, and correspond mainly to red and yellow pyroclastic deposits alternating with pyroxene-bearing basaltic andesite and andesitic flows, with a glassy perlitic base. The thickness of the outcropping Unit 1 is estimated to 150 m. In the southwest part of the island, a single massive flow, with a 1 m thick basal vitrophyre, is 50 m thick.

Unit 2 corresponds to the bulk of the volcanic pile of the central part of the island. It mainly consists of dacitic massive flows and sills, pyroclastic deposits, and dacitic and rhyolitic domes [Desonie, 1992]. Locally, as along the northern and eastern coastal lines, we have observed grey to rose-coloured pyroclastic deposits (up to 40 m thick) interbedded with reworked volcanic breccias and conglomerates.

Unit 3 crops out only immediately to the north of the Arroyo Limantour mouth. The base of the unit corresponds to a conglomerate overlying a dacitic flow of Unit 2. The conglomerate is in turn overlain by an approximately 5 m thick very shallow marine sequence, made up of slightly consolidated beach shelly sand alternating with gypsum and conglomeratic sand, which yielded a well preserved faunistic association.

Unit 4, usually less than 50 m thick, overlies unconformably Units 2 and 3, and corresponds to grayish to white pyroclastic deposits and laharc breccias. Along the northeastern coastline, the unconformity between Unit 4 and the upper strata of Unit 3, which fill a 30 m wide paleo-depression, is well exposed (fig. 2c).

3.4. K-Ar geochronology

K-Ar ages listed in table I were carried in Brest on samples collected in three main coastal sectors in the island (fig. 2a). K-Ar isotopic dating was performed on whole-rock lava samples. After crushing and sieving, the 0.3 to 0.15 mm in size fraction was cleaned with distilled water and then retained for analysis: (i) one aliquot was powdered in an agate grinder for K analysis by atomic absorption after HF chemical attack, and (ii) 0.3 to 0.15

mm grains were used for argon isotopic dating. Argon extraction was performed under high vacuum by induction heating of a molybdenum crucible. Extracted gases were cleaned on two titanium sponge furnaces and finally purified by using two Al-Zr SAES getters. Isotopic composition of argon and concentration of radiogenic ^{40}Ar were measured using a 180° geometry stainless steel mass spectrometer equipped with a 643 Keithley amplifier. The isotopic dilution method was applied using a ^{38}Ar spike buried as ions in aluminum targets following the procedure described by Bellon et al. [1981]. Ages are calculated using the constants recommended by Steiger and Jäger [1977] and $\pm 1\sigma$ errors are calculated following the equation of Cox and Dalrymple [1967]. The ages of dated samples with less than 2.10^{-9} cc of ^{36}Ar will be considered satisfactory. Those of samples showing more atmospheric contamination will also be discussed but with more caution.

Southwestern sector

A basaltic andesite flow (sample SE9610) from Unit 1, which underlies pyroclastic deposits yields an age of 4.01 Ma. Two andesitic dikes intruding either lava flows (sample SE9617) or pyroclastic flows (sample SE9605) are dated at 3.70 and 4.49 Ma, respectively. A sample (SE9614) collected from the base of a 150-200 m thick dacitic lava flow pile (Unit 2) is dated at 2.69 Ma, and another lava flow from the same pile (SE9613) at 2.58 Ma. These two results are the youngest of our set and fit very well with the upper limit of the age range defined by Desonie [1992].

Samples showing more atmospheric contamination include a 20 m-thick dike (SE9618), dated at 3.70 Ma, which crosscuts a pile of agglomerates overlain by sample SE9632 dated at 3.24 Ma. A Unit 1 dacite (SE9608) collected from a massive flow forming a 40-50 m high vertical cliff is dated at 3.40 Ma, and another Unit 1 dacitic sample (SE9611) at 3.82 Ma.

Table. I.

Sample	Geochemical Group	Mean age (Ma)	Age $\pm 1 \sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar}_R$ ($10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$)	% $^{40}\text{Ar}_R$	K ₂ O (wt. %)	Fraction	Ref. analysis
<i>Southwestern sector</i>								
SE9613	2	2.58	2.62 \pm 0.17 2.54 \pm 0.20	1.430 1.386	15.5 12.2	1.69	WR	B6648 B6646
SE9614	2	2.69	2.69 \pm 0.10	1.620	25.7	1.87	WR	B6720
SE9632	2	3.24	3.24 \pm 0.26	1.780	10.6	1.53	WR	B4864
SE9608	1	3.40	3.40 \pm 0.18	3.047	18.3	2.78	WR	B6624
SE9617	2	3.70	3.70 \pm 0.12	2.220	34.2	1.86	WR	B6768
SE9618	1	3.70	3.79 \pm 0.25 3.61 \pm 0.22	4.131 3.932	14.2 15.8	3.38	WR	B6550 B6551
SE9611	2	3.82	3.82 \pm 0.19	1.972	19.3	1.60	WR	B6718
SE9610	1	4.01	4.19 \pm 0.18 3.83 \pm 0.18	0.894 0.816	22.0 21.0	0.66	WR	B6569 B6600
SE9605	2	4.49	4.41 \pm 0.15 4.53 \pm 0.18 4.54 \pm 0.19	1.780 1.828 1.837	30.4 25.3 22.7	1.250	WR	B6717 B6767 B6811
<i>Northern sector</i>								
SE9603	2	3.38	3.38 \pm 0.18	1.900	17.5	1.74	WR	B6637
SE9601	2	3.44	3.44 \pm 0.19	2.462	17.4	2.22	WR	B6564
SE9629	2	3.55	3.68 \pm 0.35 3.42 \pm 0.33	2.306 2.142	9.9 9.9	1.94	WR	B6645 B6647
SE9620	2	3.53	3.53 \pm 0.10	2.029	39.4	1.78	WR	B6729
SE9619	2	3.96	3.89 \pm 0.11 4.03 \pm 0.11	2.822 2.925	40.0 44.6	2.25	WR	B6728 B6739
SE9602	2	4.21	4.21 \pm 0.16	2.775	26.7	2.04	WR	B6715
<i>Eastern sector</i>								
SE9627	2	2.70	2.70 \pm 0.14	1.609	19.8	1.71	WR	B6580
SE9631	1	3.41	3.41 \pm 0.25	1.840	11.9	1.60	WR	B4863
SE9628	2	4.38	4.38 \pm 0.20	2.021	20.8	1.43	WR	B6739

TABLE. I. - Whole rock ^{40}K - ^{40}Ar datings of Isla San Esteban lavas. Analytical methods are discussed in the text. Group 1 lavas display the usual features of calc-alkaline basaltic andesites, andesites, dacites and rhyolites, while Group 2 lavas display high Sr/Y ratios and low Y contents consistent with an adakitic affinity [Defant and Drummond, 1990; Jago et al., 2005]. S: sector.

TABL. I. - *Datations ^{40}K - ^{40}Ar sur roches totales des laves de l'île San Esteban. Les méthodes analytiques sont décrites dans le texte. Les laves du Groupe 1 présentent les caractéristiques habituelles des andésites basaltiques, andésites, dacites et rhyolites calco-alkalines, alors que celles du Groupe 2 possèdent les rapports Sr/Y élevés et les faibles teneurs en Y typiques de leur affinité adakitique [Defant et Drummond, 1990; Jago et al., 2005]. S : secteur.*

Northern sector

Sample SE9620, dated at 3.53 Ma, has been collected from a dacitic flow overlying a dark amphibole-rich andesitic flow (SE9619) dated at 3.96 Ma. Both samples belong to Unit 2.

Other ages have been measured on similar Unit 2 samples more contaminated by atmospheric argon. A dacitic flow (SE9603) has been dated at 3.38 Ma and another (SE9629) yields a mean age of 3.55 Ma. A sea cliff located near the northwestern edge of Isla San Esteban exposes pyroclastic levels unconformably overlain by andesitic flows. These include sample SE9602 dated at 4.21 Ma, which therefore yields one of the oldest ages of our set. However, another andesitic sample (SE9601) is dated at 3.44 Ma, i.e. close to the age of the dacitic sample SE9620 (3.53 Ma). In this sector, we obtained no age fitting with that of sample D 23 dated at 2.52 Ma [Desonie, 1992], but characterised by a very low ^{40}Ar content (ca. 3%).

Eastern sector

Near the mouth of Arroyo Limantour, an andesitic flow (SE9631) dated at 3.41 Ma is overlain by Unit 3 marine sediments. North of this area, a dacitic flow (SE9627) dated at 2.70 Ma is overlain by pumice-bearing pyroclastic deposits of Unit 4. Below the lighthouse, the dacitic sample SE9628, more “contaminated” by atmospheric argon, is dated at 4.38 Ma.

3.5. Paleontological dating of Unit 3

Both planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton assemblages (table II) lack of index fossils allowing the assignation of an accurate age for Unit 3 sediments. *Neogloboquadrina acostaensis* begins during Late Miocene and *Neogloboquadrina dutertrei* during Pliocene. Both are present during the whole Pliocene. Benthonic foraminifers and ostracods are similar to those of Late Miocene-Pliocene microfaunas in other regions of the Gulf of California and its mouth, for example in Islas Tres Marías [Carreño, 1985] or in the Santiago Diatomite, Baja California Sur [Carreño, 1992]. As a whole, the fossil assemblage is considered younger than 5.3 to 3.6 Ma, a conclusion consistent with the K-Ar ages obtained on volcanic rocks in the eastern sector where a 2.70 K-Ar age is determined within Unit 2 (SE9627).

Table. II.

Microfossils/Sample	SE-96-22	SE-96-23	SE-96-25
F Benthonic foraminifers:			
<i>Bolivina alata effusa</i> [Cushman & Todd]		◆	
<i>Bolivina interjuncta</i> [Galloway & Wissler]	◆	◆	
<i>Bolivina</i> sp. cf. <i>B. spissa</i> [Cushman]		◆	
<i>Bolivina subadvena</i> [Cushman]		◆	
<i>Bulimina</i> sp. cf. <i>B. denudata</i> [Cushman & Parker]		◆	
<i>Buccella</i> sp.	◆	◆	◆
<i>Buccella tenerrima</i> [Bandy]	◆	◆	
<i>Bulimina marginata</i> [d'Orbigny]	◆	◆	
<i>Buliminella elegantissima</i> [d'Orbigny]		◆	
<i>Buliminella subfusiformis</i> [Cushman]		◆	
<i>Cancris auriculatus</i> [Fitchel & Moll]		◆	
<i>Cancris</i> cf. <i>C. panamensis</i> [Natland]		◆	
<i>Cibicides</i> sp.		◆	
<i>Cibicides</i> [Galloway & Wissler]	◆	◆	
<i>Elphidium poeyanum</i> [d'Orbigny]	◆	◆	◆
<i>Elphidium crispum</i> [Linne]	◆		◆
<i>Loxostomum</i> sp.		◆	
<i>Hanzawaia bertheloti</i> [d'Orbigny]		◆	
<i>Hanzawaia nitidula</i> [Bandy]		◆	◆
<i>Nonion</i> sp.	◆		◆
<i>Oolina</i> sp.		◆	
<i>Paracassidulina delicata</i> [Cushman]		◆	
<i>Planulina ariminensis</i> [d'Orbigny]		◆	
<i>Planulina ornata</i> [d'Orbigny]		◆	
<i>Pullenia salisbury</i> [R.E. & R.C. Stewart]	◆	◆	
<i>Pseudononion basispinatum</i> [Cushman & Moyes]	◆	◆	
<i>Tritaxis</i> cf. <i>T. squamata</i> [Jones & Parker]		◆	
<i>Uvigerina excellens</i> [Todd]	◆	◆	
F Planktonic foraminifers:			
<i>Globigerina bullioides</i>	◆		
<i>Globigerina falconensis</i> [Blow]		◆	
<i>Neogloboquadrina acostaensis</i> [Blow]		◆	
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> [d'Orbigny]		◆	
Ostracods:			
<i>Basslerites sonorensis</i> [Benson & Kessler]		◆	
<i>Caudites rosaliensis</i> [Swain]		◆	
<i>Cyprideis</i> sp.	◆		
<i>Cytherella</i> sp.	◆		
<i>Radimela californiensis</i> [Le Roy]		◆	
<i>Paracytheridea</i> sp.		◆	
Calcareous nannoplankton:			
<i>Calcidiscus leptopurus</i> [Murray & Blanckman]	◆		
<i>Coccolithus pelagicus</i> [Wallich]	◆	◆	◆
<i>Eprolithus octopetalus</i> ? [Varol]			◆R
<i>Helicosphaera</i> cf. <i>ampliaperta</i> [Bramlette & Wilcoxon]	◆R		
<i>Helicosphaera carteri</i> [Wallich]	◆	◆	◆
<i>Quadrum gartneri gartneri</i> [Prins & Perch-Nielsen]			◆R
<i>Reticulofenestra</i> cf. <i>pseudoumbilicus</i> [Gartner]	◆		
<i>Scyphosphaera</i> sp.	◆		
<i>Thoracosphaera</i> spp.	◆	◆	◆

TABLE. II. – Faunistic and flora associations of Unit 3 sediments from Isla San Esteban.

TABL. II. – Microfaune et microflore des sédiments de l'unité 3 de l'île San Esteban.

On the basis of the microfaunistic assemblage, it is also possible to correlate Unit 3 of Isla San Esteban with the marine deposits of the Bahía Vaporeta, southwest of Isla Tiburón [Gastil et al., 1999], where microfossil data indicate an age of deposition between ca. 6.4 Ma (Zone 17B) and 4.0 Ma (Zone N19). Benthonic foraminifers of Isla San Esteban are the same that the foraminifers described by Ingle [1974] in Isla Tiburón where they are associated with *Globigerinoides obliquus-extremus* plexus and with *Globigerina venezuelana* which yield an age of ca. 4 Ma. The latest is in good agreement with the K-Ar ages and Ar-Ar ages obtained on an underlying ignimbrite and the overlying rhyodacite which yielded respectively radiometric ages of 5.7 to 6.7 Ma, and 3.7 to 4.2 Ma [Oskin, 2002; Oskin and Stock, 2003]. The occurrence of such marine sediments at the western margin of Isla Tiburón and Isla San Esteban fits well with an Early Pliocene opening of the Upper Delfin basin and marine incursion related to rifting in the central Gulf of California.

4. PETROLOGIC AND GEOCHEMICAL DATA

4.1. Classification and petrographic features

Major and trace element data were obtained in Brest on twenty-five samples by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). International standards were used for calibration tests (ACE, BEN, JB-2, PM-S and WS-E). Rb was measured by flame emission spectroscopy. Relative standard deviation are ± 1 % for SiO₂ and ± 2 % other major elements except P₂O₅ and MnO [± 0.01 %], and ca. 5% for trace elements. The analytical techniques are described in detail by Cotten et al. [1995]. The corresponding chemical analyses are listed in table III.

In the K₂O-SiO₂ plot (fig. 3), the studied samples range in composition from basaltic andesites (SE9610 and SE9605) to rhyolites (SE9618) through andesites and dacites, the latter being the dominant rock type. With respect to the former sampling of Desonie [1992], also shown as empty circles in figure 3, our set includes a lesser number of evolved dacites and rhyolites because Desonie [1992] focused her study on the eastern-central part of the island where these rocks are abundant. On the other hand, she did not sample the western coast, where the two basaltic andesites have been sampled within Unit 1 andesitic flows.

Table.III.

Sample	SE9610	SE9605	SE9604	SE9631	SE9602	SE9601	SE9619	SE9630	SE9613	SE9617	SE9615	SE9614
Geochemical Group	1	2	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Age (Ma)	4.01 ± 0.18	4.49 ± 0.18		3.41 ± 0.25	4.21 ± 0.16	3.44 ± 0.19	3.96 ± 0.11		2.58 ± 0.20	3.70 ± 0.12		2.69 ± 0.10
Major elements (wt.%)												
SiO ₂	52.90	54.40	59.40	60.65	60.70	61.50	61.60	63.40	63.65	63.75	64.00	64.00
TiO ₂	1.38	1.02	1.23	1.12	0.83	0.85	0.78	0.61	0.66	0.64	0.65	0.65
Al ₂ O ₃	17.45	17.15	16.25	16.45	16.58	16.70	16.70	16.20	16.32	16.35	16.40	16.50
Fe ₂ O ₃ *	7.44	5.75	7.03	6.47	5.02	5.07	4.81	4.06	4.23	4.06	3.95	4.15
MnO	0.13	0.04	0.09	0.10	0.08	0.10	0.07	0.06	0.07	0.03	0.04	0.07
MgO	4.60	5.28	2.88	2.30	2.52	2.50	2.19	2.12	1.97	1.98	1.67	1.92
CaO	8.60	5.51	5.35	5.25	5.46	5.46	5.21	4.64	4.36	4.32	4.12	4.34
Na ₂ O	4.24	3.89	4.50	4.44	4.50	4.50	4.47	5.00	4.72	4.60	4.78	4.35
K ₂ O	0.68	1.16	1.41	1.60	1.88	2.16	2.11	1.73	1.56	1.70	1.86	1.72
P ₂ O ₅	0.26	0.20	0.23	0.22	0.38	0.37	0.33	0.20	0.16	0.16	0.16	0.16
LOI	2.33	5.26	1.37	1.36	1.54	1.05	1.23	2.06	1.38	1.81	1.71	2.19
Total	100.01	99.66	99.74	99.96	99.49	100.26	99.5	100.08	99.28	99.4	99.34	100.05
Trace elements (ppm)												
Rb	5.4	21.7	27.0	40.0	23.0	23.0	27.0	26.5	42.0	37.0	38.5	47.0
Ba	316	435	540	615	1110	1150	1100	750	640	650	640	615
Th	1.80	2.80	3.50	3.80	3.15	3.45	3.80	2.90	3.85	4.00	3.90	4.00
Nb	5.6	5.2	6.8	7.1	4.8	4.9	4.8	4.4	5.4	5.2	5.1	5.3
La	14.8	14.0	16.3	17.2	24.5	24.5	24.5	17.6	18.5	16.4	17.5	18.5
Ce	35.0	28.0	36.0	37.5	55.0	55.0	49.5	38.0	35.5	35.0	34.5	36.5
Sr	565	502	370	339	1150	1153	1070	740	577	570	556	584
Nd	20.0	17.0	18.0	20.5	26.5	27.0	26.5	17.5	19.0	17.0	19.0	19.3
Sm	4.75	3.60	5.00	4.60	5.20	5.35	4.70	3.20	3.90	3.45	3.70	3.75
Zr	147	137	176	210	167	156	160	118	183	172	168	183
Eu	1.50	1.17	1.30	1.26	1.27	1.31	1.23	0.81	1.00	0.95	0.94	1.02
Gd	4.80	3.90	4.40	4.85	3.40	3.50	3.25	2.35	3.30	3.20	3.50	3.55
Dy	4.40	3.45	4.40	4.45	2.40	2.45	2.55	2.00	2.80	2.90	3.05	3.10
Y	27.0	18.4	27.5	27.0	14.6	14.2	14.5	11.2	19.0	17.5	18.0	19.5
Er	2.50	1.90	2.50	2.50	1.30	1.30	1.30	1.10	1.80	1.70	1.75	1.80
Yb	2.48	1.76	2.45	2.51	1.27	1.24	1.28	1.01	1.75	1.65	1.68	1.78
Sc	28.0	20.0	17.8	14.5	10.8	10.6	10.0	8.1	9.3	8.7	8.5	8.9
V	217	175	174	140	121	132	131	94	84	84	82	86
Cr	90	52	6	6	31	30	32	15	18	18	14	15
Co	24	19	16	16	12	13	11	10	10	9	9	10
Ni	37	25	7	6	17	17	15	10	15	17	13	14

Table.III.- continued.

Sample	SE9611	SE9612	SE9616	SE9620	SE9627	SE9632	SE9628	SE9629	SE9603	SE9608	SE9609	SE9621	SE9618
Geochemical Group	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1
Age (Ma)	3.82 ± 0.19			3.53 ± 0.10		2.70 ± 0.14	3.24 ± 0.26	4.38 ± 0.20	3.55 ± 0.35	3.38 ± 0.18		3.40 ± 0.18	
Major elements (wt.%)													
SiO ₂	64.20	64.25	64.40	64.50	64.70	65.35	65.55	65.90	66.60	67.00	68.00	69.00	71.75
TiO ₂	0.65	0.65	0.66	0.55	0.58	0.57	0.51	0.52	0.41	0.70	0.43	0.28	0.30
Al ₂ O ₃	16.46	16.45	16.50	16.15	16.50	16.40	16.75	16.10	15.89	15.30	14.10	14.25	14.60
Fe ₂ O ₃ *	4.22	4.20	3.91	4.00	4.11	3.86	3.88	3.56	3.32	4.00	2.53	2.65	1.63
MnO	0.07	0.07	0.04	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02
MgO	1.94	1.92	1.64	1.92	1.82	1.96	1.87	1.48	1.34	0.93	0.60	0.43	0.27
CaO	4.45	4.42	4.18	4.48	4.85	4.46	4.67	4.08	3.86	2.75	1.75	1.68	1.70
Na ₂ O	4.68	4.75	4.86	4.24	4.57	4.60	4.49	4.30	4.35	4.86	4.30	4.76	5.02
K ₂ O	1.48	1.52	1.82	1.77	1.67	1.53	1.40	1.79	1.70	2.62	3.23	2.90	3.30
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.16	0.16	0.20	0.15	0.14	0.17	0.12	0.18	0.07	0.05	0.05
LOI	1.26	1.36	1.64	1.98	0.64	1.02	0.61	1.91	1.88	1.12	4.56	2.85	1.23
Total	99.57	99.75	99.81	99.82	99.71	99.96	99.94	99.87	99.54	99.52	99.63	98.9	99.87
Trace elements (ppm)													
Rb	40.0	44.0	40.5	39.0	22.3	33.0	28.5	31.0	36.5	67.5	88.5	84.0	90.0
Ba	640	650	650	723	716	645	661	786	740	865	970	985	1050
Th	3.85	4.00	4.10	3.60	2.90	3.25	3.10	3.00	3.05	6.70	8.00	7.30	8.10
Nb	5.1	5.2	5.4	4.5	4.4	4.4	4.2	4.8	3.5	10.0	9.5	7.7	8.2
La	18.5	18.5	18.0	17.5	16.5	15.0	13.2	17.0	14.0	26.0	29.0	25.0	24.0
Ce	38.5	41.0	39.0	37.5	33.0	32.5	26.0	37.0	31.0	52.0	56.5	50.0	49.5
Sr	580	580	567	553	640	595	475	597	453	312	204	165	171
Nd	19.0	19.0	19.0	18.0	18.5	16.0	15.0	17.5	14.2	28.0	29.0	22.5	22.0
Sm	3.80	3.90	3.60	3.45	3.15	3.15	2.95	3.35	2.80	5.70	5.85	4.70	4.25
Zr	174	186	180	90	132	150	122	95	48	290	318	290	250
Eu	1.00	1.02	0.97	0.84	0.88	0.84	0.77	0.84	0.78	1.42	1.09	0.96	0.85
Gd	3.75	3.65	3.40	2.85	2.50	2.45	2.45	2.45	2.50	6.60	5.85	4.30	4.20
Dy	3.10	3.05	3.00	2.60	2.30	2.50	2.35	2.10	2.10	5.45	5.25	4.35	3.90
Y	18.7	19.0	18.5	15.0	13.0	14.7	13.8	12.0	13.0	32.0	33.0	29.0	26.0
Er	1.75	1.90	1.75	1.50	1.25	1.40	1.35	1.10	1.25	3.20	3.20	2.80	2.50
Yb	1.72	1.92	1.70	1.45	1.22	1.31	1.31	1.03	1.08	3.10	3.28	2.90	2.55
Sc	8.7	9.2	8.8	9.4	8.5	8.5	8.6	7.1	7.4	10.3	5.5	5.0	4.0
V	80	84	94	86	80	80	66	70	64	153	18	6	12
Cr	15	15	16	24	13	22	19	13	11	3	4	3	3
Co	9	10	10	7	9	9	7	7	6	5	2	2	2
Ni	15	14	14	8	7	17	7	5	3	2	3	1	2

TABLE. III. – Major and trace element analyses of Isla San Esteban lavas. ICP-AES analyses, Brest. Total iron expressed as Fe₂O₃; LOI: loss on ignition at 1050°C. Analytical methods are described in the text.

TABL. III. – Analyses d'éléments majeurs et en traces des laves de l'île San Esteban. Analyses ICP-AES, Brest. Fer total exprimé en Fe₂O₃; LOI : perte au feu à 1050°C ; les méthodes analytiques sont décrites dans le texte.

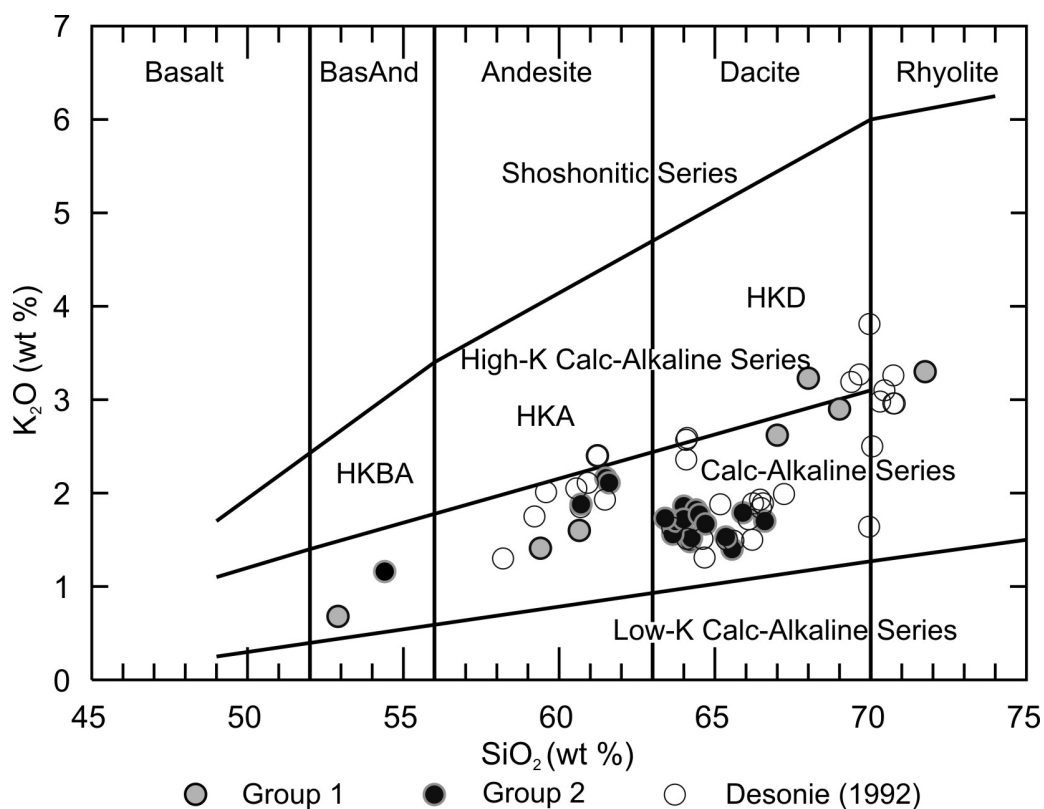


FIG. 3. – K₂O-SiO₂ plot [Peccerillo and Taylor, 1976] for Isla San Esteban lavas.

FIG. 3. – Position des laves de l'île San Esteban dans le diagramme K₂O-SiO₂ [Peccerillo et Taylor, 1976].

Independantly from their petrographic type, we have distinguished two groups of lavas in the chemical diagrams shown in figures 3, 4, 5, and 6. Group 1 lavas display the usual chemical features of medium-K CA series (tabl. III), i.e low Sr/Y ratios (<20) and high Y contents (>20 ppm). Group 2 lavas, characterised by higher Sr/Y ratios than 20 and lower Y values (fig. 6b), plot in the field of adakites and related rocks [Defant and Drummond, 1990; Maury et al., 1996; Martin, 1999; Jago et al., 2005]. One of the two basaltic andesites from Unit 1 (SE9605), three andesites from Unit 2 located at the northwestern edge of Isla San Esteban (SE9602, SE9601 and SE9619) and a number of Unit 2 dacites fulfill the requirements for adakitic rocks.

The two basaltic andesite samples from Unit 1, which contain respectively 46 and 52.8 wt% SiO₂ (tabl. III), represent the only mafic rocks found in Isla San Esteban. Sample SE9610, which belongs to Group 1 (“regular” CA lavas), is highly porphyritic, with 35 modal% plagioclase phenocrysts up to 0.5 mm in size, 5% augite phenocrysts and 5% large olivine crystals, up to 1 mm, totally converted to bowlingite. The microlitic groundmass

bears plagioclase laths, abundant augite and rare orthopyroxene grains plus titanomagnetite. Sample SE9605, which belongs to Group 2 (of adakitic affinity) is less porphyritic, with plagioclase, augite and rare ghosts of olivine phenocrysts (<1 modal%) set in a glassy groundmass.

The Group 1 andesite samples (SE9604 and SE9631) are rather easily distinguished from their Group 2 counterparts (SE9602, SE9601 and SE9619). Indeed, the former are subaphyric, with rare phenocrysts of plagioclase (<3 modal%) and clino- and orthopyroxenes (<2 %) set in a glassy groundmass. By contrast, Group 2 andesites are highly porphyritic, with 20 to 35 modal% large (up to 1 mm) plagioclase phenocrysts systematically accompanied by abundant (10-12 modal%) millimetric brown hornblende phenocrysts with opaque rims, lesser amounts (2-4%) of augite and orthopyroxene, plus rare (<2%) titanomagnetite microphenocrysts, all set in a microlitic glass-rich groundmass.

The dacitic samples also display contrasted petrographic features. Group 1 dacites are subaphyric to sparsely phyric, with 3-6 modal% plagioclase and alkali feldspar phenocrysts, 1-3% augite and orthopyroxene phenocrysts plus rare titanomagnetite (<1%) and apatite microphenocrysts. Most of them are amphibole-free except samples SE9609 and SE9621, which contain less than 2 modal% hornblende devoid of opaque rims. Their groundmass is glass-rich, sometimes perlitic (SE9609). Group 2 dacites are highly porphyritic, with 28-40 modal% labradorite-andesine phenocrysts displaying complex zoning patterns, and variable proportions of hornblende (up to 12%, often partially to totally destabilised) and pyroxene (orthopyroxene and lesser amounts of augite, up to 8%) phenocrysts, together with titanomagnetite (<3%), apatite and occasional embayed quartz phenocrysts. Their groundmass is glassy or microlitic, sometimes vesicular. The single rhyolitic sample (SE9618, Group 1) resembles Group 1 dacites. It displays a glassy groundmass in which are set 5 modal% plagioclase and alkali feldspar phenocrysts up to 2 mm large, and a few titanomagnetite microphenocrysts.

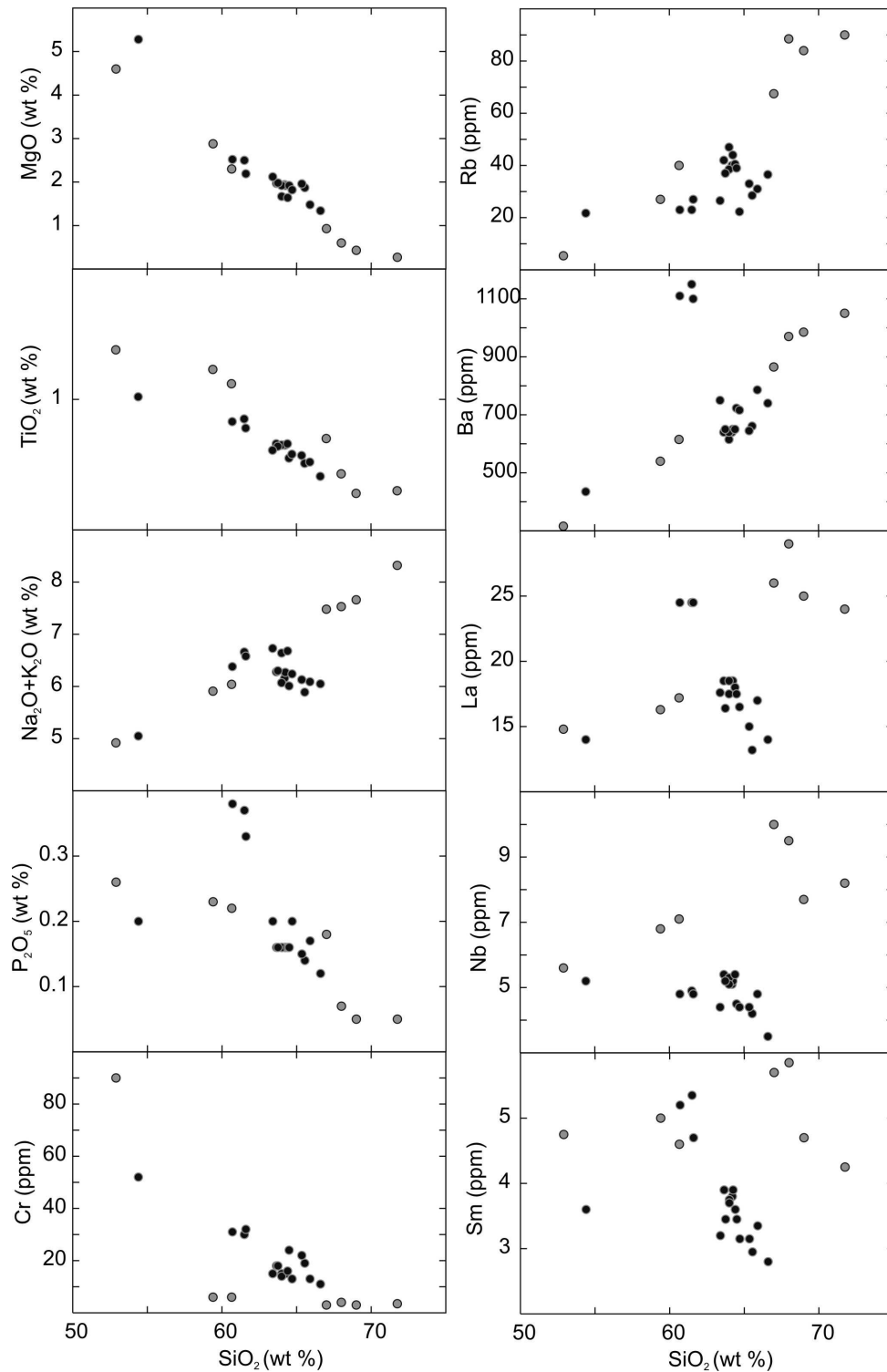


FIG. 4. – Selected plots of major and trace elements against SiO_2 contents for Isla San Esteban samples. Grey circles: Group 1 lavas; Black circles: Group 2 lavas.

FIG. 4. – Diagrammes de variation de certains éléments majeurs et en traces des laves de l'île San Esteban en fonction de leurs teneurs en SiO_2 . Cercles grisés: échantillons du Groupe 1; cercles noirs: échantillons du Groupe 2.

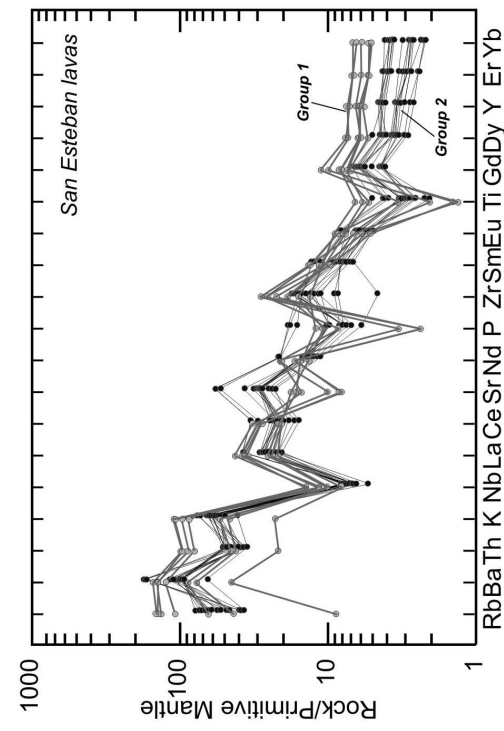
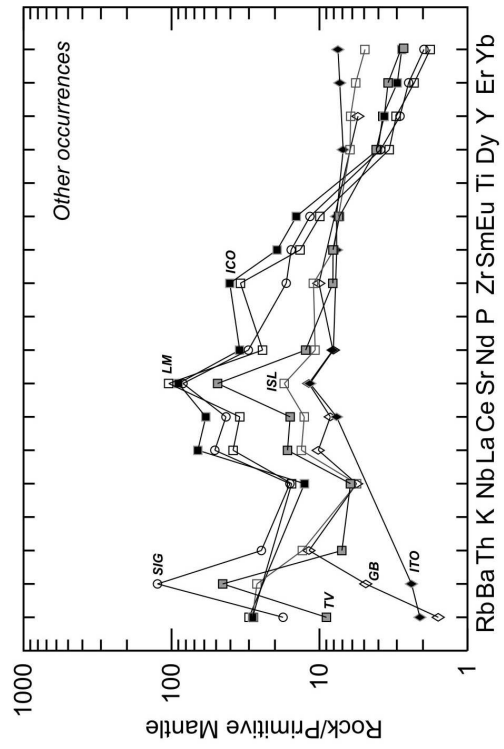
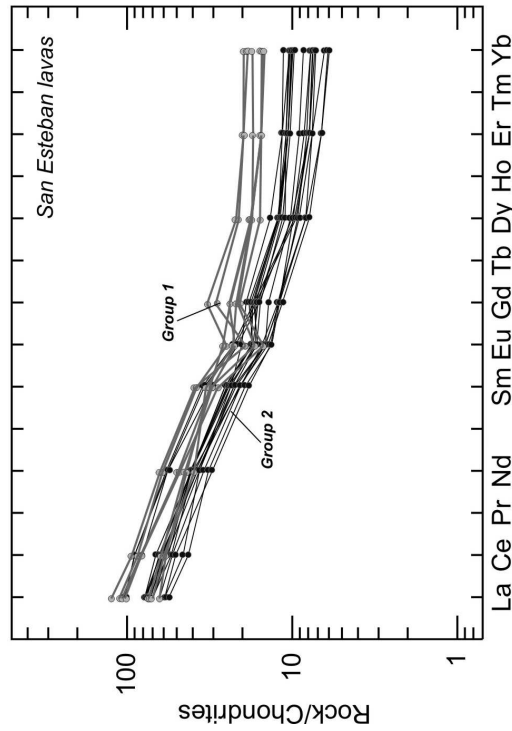
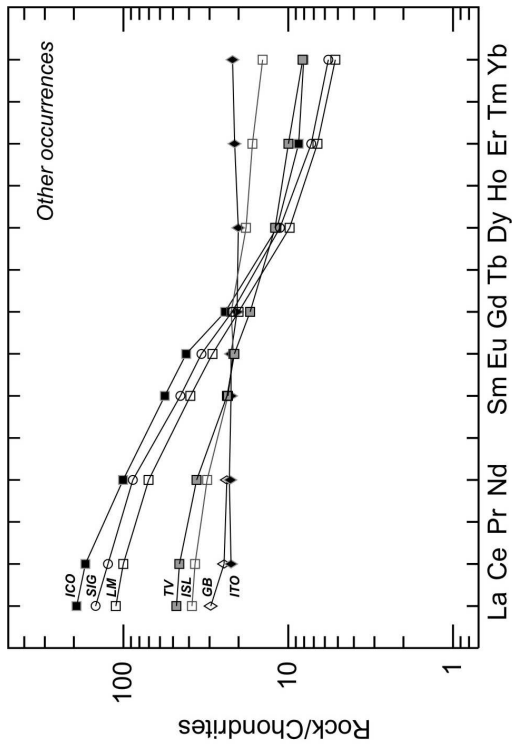


Fig. 5. – Normalised rare earth element and multielement patterns for lavas from Isla San Esteban and other Plio-Quaternary volcanic centres. Chondrite and primitive mantle compositions are from Sun and McDonough [1989]. GB: Guaymas Basin; ICO: Isla Coronado; ISL: Isla San Luis; ITO: Isla Tortuga; LM: Los Menceñares; TV: Tres Virgenes.

Fig. 5. – Diagrammes de terres rares et multielementaires normalisés (d'après Sun et McDonough, [1989]) de laves de l'île San Esteban et d'autres centres volcaniques plio-quaternaires. GB : Guaymas Basin ; ICO : Isla Coronado ; ISL : Isla San Luis ; ITO : Isla Tortuga ; LM : Los Menceñares ; TV : Tres Virgenes.

4.2. Major and trace element data

Most major element oxides either increase (K_2O , Na_2O) or decrease (TiO_2 , total iron, MgO , CaO) regularly with SiO_2 contents (fig. 4 and table III). Al_2O_3 contents remain high and rather constant (16-17 wt%) in the majority of the samples but decrease slightly in the most silica-rich ones (table III). Compatible transition elements Cr, Co and Ni are present in very low amounts, except in the two basaltic andesites (SE9610 and SE9605). Chondrite-normalised REE and primitive mantle-normalised incompatible multielement plots [Sun and McDonough, 1989] are shown in figure 5. Although all Isla San Esteban lavas display enriched patterns, Group 1 and Group 2 samples show several differences. Group 2 samples display much lower HREE and Y contents than Group 1 ones, as well as less important negative Eu anomalies in their REE patterns. The two groups show similar negative Nb and Ti spikes typical of their subduction-related signature, but the size of the Ti negative anomalies increases with silica contents in Group 1, which also shows very variable negative P anomalies. The two groups also display opposite Sr spikes (negative for Group 1, positive for Group 2) with respect to adjacent elements Ce and Nd.

Among the major and trace elements plots against SiO_2 contents (fig. 4) only one (MgO vs. SiO_2) displays a single trend ascribable to regular fractionation processes. In all the others, Group 1 and Group 2 samples define separate trends. In addition, Group 2 samples show frequent atypical positions or trends. For instance, the three Group 2 andesites (SE9602, SE9601 and SE9619) display contents in P_2O_5 , Ba, La, Sm and other REE (not shown) much higher than the basaltic andesite SE9605 and the dacites from the same group. Also, Group 2 dacites show total alkalis, REE and Nb contents lower than their counterparts from Group 1 and decreasing with increasing silica contents. All these features, unusual in fractionation-related calc-alkaline series, point to a complex origin and petrogenetic evolution of San Esteban lavas.

5. DISCUSSION

5.1. Tectonic constraints

Faulting and tilting of blocks within Isla San Esteban likely occurred between 3 and 2 Ma, when extension was still active in the lower Tiburón basin. Tectonic activity in Isla San Esteban ended after 2 Ma, when the extension-related processes migrated from Upper and

Lower Tiburón basins to Lower and Upper Delfín basins [Nagy and Stock, 2000]. Volcanism of Isla San Esteban may have been triggered during the breakup and thinning of the continental crust within the Lower Tiburón basin. Desonie [1992] proposed that volcanism of Isla San Esteban was either the result of anomalous melting due to spreading ridge subduction, or a long term consequence of subduction event which ended at 12.5 Ma. Isla San Esteban is presently not located on the same plate than the other CA and/or adakitic Plio-Pleistocene volcanic centres adjacent to the Gulf of California, e.g. Tres Virgenes and Los Mancenares. Taking into account the Pliocene reconstruction of the northern Gulf of California area and the value of about 300 km of strike-slip motion along the transform faults [Wilson et al., 2005], the Isla San Esteban volcanic center was yet located on the Pacific plate at the beginning of volcanic activity (~5 Ma). It was then juxtaposed to Isla Angel de la Guarda, while the Tiburón and Guaymas transform faults represented the main transform system of the Gulf. The Isla San Esteban volcanic center was captured by the North America plate around 4 to 3 Ma, when the main transform motion jumped from Tiburón transform fault to the Ballenas-Guaymas transform system [Nagy and Stock, 2000].

5.2. Adakites and related lavas in Baja California and Isla San Esteban

In Baja California Peninsula, Late Miocene adakites occur in Santa Clara [Aguillon-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002] and Jaraguay [Pallares et al., 2006] volcanic fields, as well as in Santa Margarita island [Bonini and Baldwin, 1998]. Their origin has been ascribed to the melting of the young oceanic crust from the upper lip of a slab window [Benoit et al., 2002], which developed from the tearing of the subducting plate after ridge-trench collision at ca. 12.5 Ma [Michaud et al., 2006; Pallares et al., 2007]. The MA (or “bajaite”) suite emplaced in many Late Miocene volcanic fields from the Peninsula also displays adakitic affinities [Calmus et al., 2003], and its lavas have been termed “low-silica adakites” [Martin et al., 2005]. They are considered as derived from the melting of a lithospheric mantle previously metasomatised by adakitic melts from the lips of the slab tear/window [Calmus et al., 2003]. The emplacement of the “bajaite” suite continued during the Pliocene in the Peninsula (fig. 1), until the Late Pleistocene or even Holocene in La

Purísima volcanic field [Bellon et al., 2006]. A single adakite from Isla Santa Margarita has been dated at 4.9 Ma [Bonini and Baldwin, 1998].

Given the position of Isla San Esteban over a “no-slab” region at the time of volcanic activity, such a model cannot be applied to its lavas. However, some of Group 2 lavas display strong adakitic features as shown in figure 6, where Sr/Y ratios are plotted against various chemical parameters. Obviously, the most extreme are the three Group 2 andesites (SE9602, SE9601 and SE9619) which fit the compositions of “typical” or “genuine” adakites [Defant and Drummond, 1990; Maury et al., 1996; Martin, 1999; Sajona et al., 2000b] or “high-silica adakites” [Martin et al., 2005]: SiO₂ contents higher than 60 wt%, Sr/Y ratios close to 75-80, La/Yb ratios close to 20 (fig. 6), and positive Sr spikes with respect to adjacent incompatible elements (fig. 4). These three adakites were erupted between 4.21±0.16 Ma and 3.44±0.19 Ma, and their emplacement was therefore contemporaneous with that of the Group 2 dacites and Group 1 lavas. They also display the highest P₂O₅ (0.3-0.4 wt%), Ba and Sr (1100 ppm) contents of our sample set, as well as the highest REE contents among Group 2 lavas. However, these concentrations are still lower than those of “bajaites”, which commonly reach up more than 2000 ppm of Ba and Sr, and 0.6 to 1 wt% P₂O₅ [Saunders et al., 1987; Calmus et al., 2003].

The single Group 2 basaltic andesite sample (SE9605) is clearly different from these three adakites, and does not show their specific enrichments, although its plots within the adakite field in the Sr/Y vs. Y diagram (fig. 6b). In most of figure 5 plots and in the Sr/Y vs. SiO₂ diagram (fig. 6a), it plots away from the three adakites but close to the Group 1 basaltic andesite sample (SE9610).

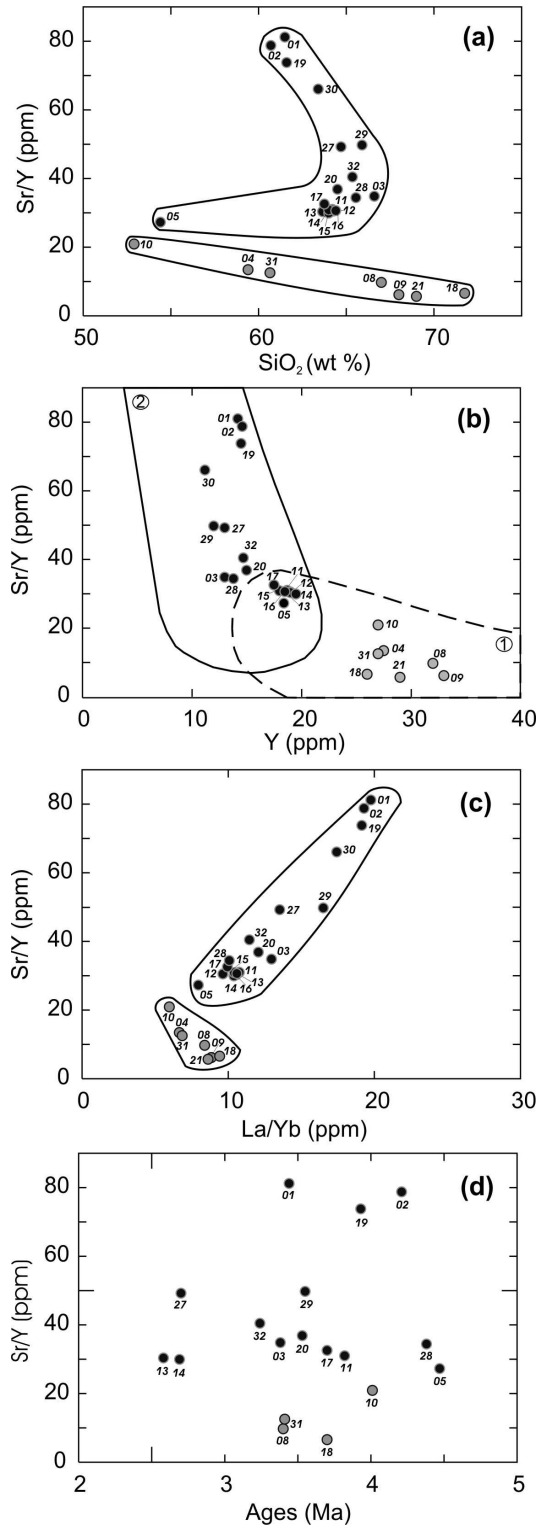


FIG. 6. – Plots of Sr/Y against selected chemical parameters and K-Ar ages of Isla San Esteban lavas. Grey circles: Group 1 lavas; Black circles: Group 2 lavas. Sample numbers are abbreviated (e.g.10 for SE9610).
 FIG. 6. – Variation du rapport Sr/Y des laves de l'île San Esteban en fonction de divers paramètres chimiques et de leur âge K-Ar. Cercles grisés : échantillons du Groupe 1 ; cercles noirs : échantillons du Groupe 2. Les numéros d'échantillons sont sous forme abrégée (par ex. 10 pour SE9610).

In most of the diagrams shown in figures 5 and 6, the 14 Group 2 dacites (table III) define trends extending from the three adakites (andesites) towards more silica-rich compositions, closer to those of regular calc-alkaline lavas. With increasing SiO₂ contents, their Sr/Y ratios decrease (fig. 6a), a feature mostly due to the progressive drop in Sr contents rather than to an increase in Y. The corresponding drop in La/Yb traduces the decrease of the light REE (LREE) contents with increasing SiO₂ contents (fig. 5). Middle REE (MREE) and Nb contents decrease simultaneously (fig. 5), a feature typical of series in which fractionation of amphibole is an important process [Villemant et al., 1980, 1981; Maury et al., 1992]. As calcic plagioclase and amphibole are by far the two most abundant phenocrysts in Group 2 andesites and dacites, the observed trace element variations may simply traduce their concomitant fractionation.

5.3. Relationships between CA lavas, genuine adakites and adakite-related lavas

According to table I data, Group 1 and Group 2 lavas were emplaced almost simultaneously between ca. 4.0 and 3.4 Ma. The temporal range of emplacement of Group 2 lavas (ca. 4.5 to 2.6 Ma) appears wider than that of Group 1, but this feature may traduce the larger number of dated Group 2 samples. The only mafic lava of each group, i.e. basaltic andesites SE9610 for Group 1 and SE9605 for Group 2, are both located in the oldest unit (Unit 1 along the western coast) and give the oldest ages from each group (4.01±0.18 Ma and 4.49±0.18 Ma, respectively). Andesites and dacites from groups 1 and 2 occur together within Units 1 and 2, while Group 2 lavas only seem to be represented in the youngest pyroclastic deposits (Unit 4), according to the data of Desonie [1992]. In average, andesites yield older ages than dacites and rhyolites.

Even if the evolution of Group 1 lavas is less constrained than that of Group 2, largely because of the smaller number of samples collected, Group 1 samples define almost linear trends (fig. 5) connecting basaltic andesite SE9610 to rhyolite SE9618, through progressive decrease of TiO₂ and MgO (as well as total iron and CaO not shown), and increase of K₂O (fig. 3), Na₂O and most incompatible trace elements (e.g. Rb, Ba; fig. 4). The progressive development of negative anomalies in Sr, Eu, Nb, Ti and P (fig. 4) is also consistent with fractionation of the observed phenocryst assemblage involving plagioclase, titanomagnetite and apatite in addition to pyroxenes (and olivine for the most mafic rock). Such an

evolution is very commonly observed in CA series worldwide, although in the case of Isla San Esteban primitive basaltic rocks are lacking.

One may therefore postulate that Group 1 lavas evolved by crystal fractionation of mafic magma not found at the surface, the less evolved observed lava being the basaltic andesite SE9610. The typical medium-K CA composition of this sample is consistent with an origin through partial melting of mantle metasomatised by slab-derived hydrous fluids rich in LILE and LREE [Tatsumi, 1989]. The composition of Group 2 basaltic andesite sample SE9605, the oldest of our dated set (4.49 ± 0.18 Ma) differs mostly from that of the SE9610 by its lower HREE and Y contents (table III), a feature also found in “bajaites” and often ascribed to metasomatism of lithospheric arc mantle by adakitic melts [Saunders et al., 1987; Sajona et al., 2000b; Prouteau et al., 2001b; Calmus et al., 2003; Martin et al., 2005]. Postulating that Group 2 dacites derive from Group 2 andesites by fractionation processes involving mostly plagioclase and amphibole, these andesites could represent the primary magma of the Group 2 (with the exception of basaltic andesite SE9605). The three samples (SE9602, SE9601 and SE9619) present all the features of “genuine” or “typical” adakites (or “high-silica adakites” [Martin et al., 2005]). Three main hypotheses are currently considered regarding their origin: (i) melting of oceanic basalts from the slab, converted to garnet amphibolite or eclogite [Defant and Drummond, 1990; Maury et al., 1996; Martin, 1999; Yogodzinski et al., 1995, 2001; Aguilon-Robles et al., 2001]; (ii) melting of the base of an overthickened arc crust [Atherton and Petford, 1993], an hypothesis unlikely in the case of the thinned continental crust of the Gulf of California, and finally (iii) high-pressure (more than 1 GPa) fractionation of hydrous mantle-derived mafic magmas [Prouteau and Scaillet, 2003]. Although the last hypothesis is difficult to discard, it applies more easily to a regular subduction setting where mafic calc-alkaline magmas can be stored at depth in the mantle wedge or within a thickened arc crust than to the Isla San Esteban occurrence, where the crust has been thinned during the rifting stage.

The main objection to the oceanic basalt melting hypothesis is that it requires a thermal regime 200°C to 300°C hotter (at depths of ca. 70 km) than that of predicted by thermal modeling of normal subduction zones [e.g., Peacock et al., 1994; Tatsumi, 2000]. However, in the present case, if one can expect slivers of oceanic crust to be present at depth below the Gulf of California, they could experience melting in the hot thermal regime

accompanying its opening, and especially during the spreading stage of the Lower Tiburón basin, concomitant with volcanic activity in Isla San Esteban.

5.4. Origin of the diversity of Plio-Quaternary volcanics in and near the Gulf of California

The possible occurrence beneath Isla San Esteban of slivers of subducted oceanic crust and of lithospheric mantle carrying a subduction-related geochemical imprint (due to its interaction with either slab-derived hydrous fluids or adakitic melts) is not an unusual feature in the Gulf of California. Selected analyses of other Plio-Quaternary volcanic centres have been plotted in the multielement diagrams of figure 5 (right). All of them, including the MORB-type tholeiites from Isla Tortuga and the Guaymas Basin, show positive spikes in Sr with respect to Ce and Nd. The fact that the Gulf tholeiites differ from regular MORB by their selective enrichment in LILE and variable Sr isotopic ratios has been noted by Batiza et al. [1979] for Isla Tortuga. The Guaymas Basin tholeiites display higher La/Yb, Sr/Zr, Zr/Ti and Th/Hf ratios than the basalts from the Gulf mouth region, and these differences have been attributed to the presence of a “minor residual calc-alkaline component” in the mantle underlying the central and northern parts of the Gulf of California [Saunders et al., 1982a,b]. In addition, highly fractionated REE patterns and multielement patterns depleted in HREE and Y, similar to those of Group 2 andesites, have been published for samples from Isla Coronado [Bigioggero et al., 1987] and Los Menceñares [Bigioggero et al., 1995]. They seem to correspond to rather typical adakites (fig. 7). Other sample patterns are intermediate between those of adakites and calc-alkaline lavas, e.g. those of some andesites and dacites from Tres Virgenes volcano [Cameron and Cameron, 1985; Aguilón-Robles, 2002], and such lavas might derive from the melting of a mantle metasomatised by adakitic melts.

The occurrence beneath the central and northern Gulf of slivers of oceanic crust and of subduction-modified mantle may be a consequence of the Miocene tectonic and magmatic history of the area. Prior to the opening of the Gulf of California, it was part of the western North American margin, and was therefore underlain by the subducting Farallon plate from ca. 25 to 13 Ma. Slab-derived hydrous fluids may then have interacted with the subcontinental lithospheric mantle as shown in figure 7 (upper cartoon).

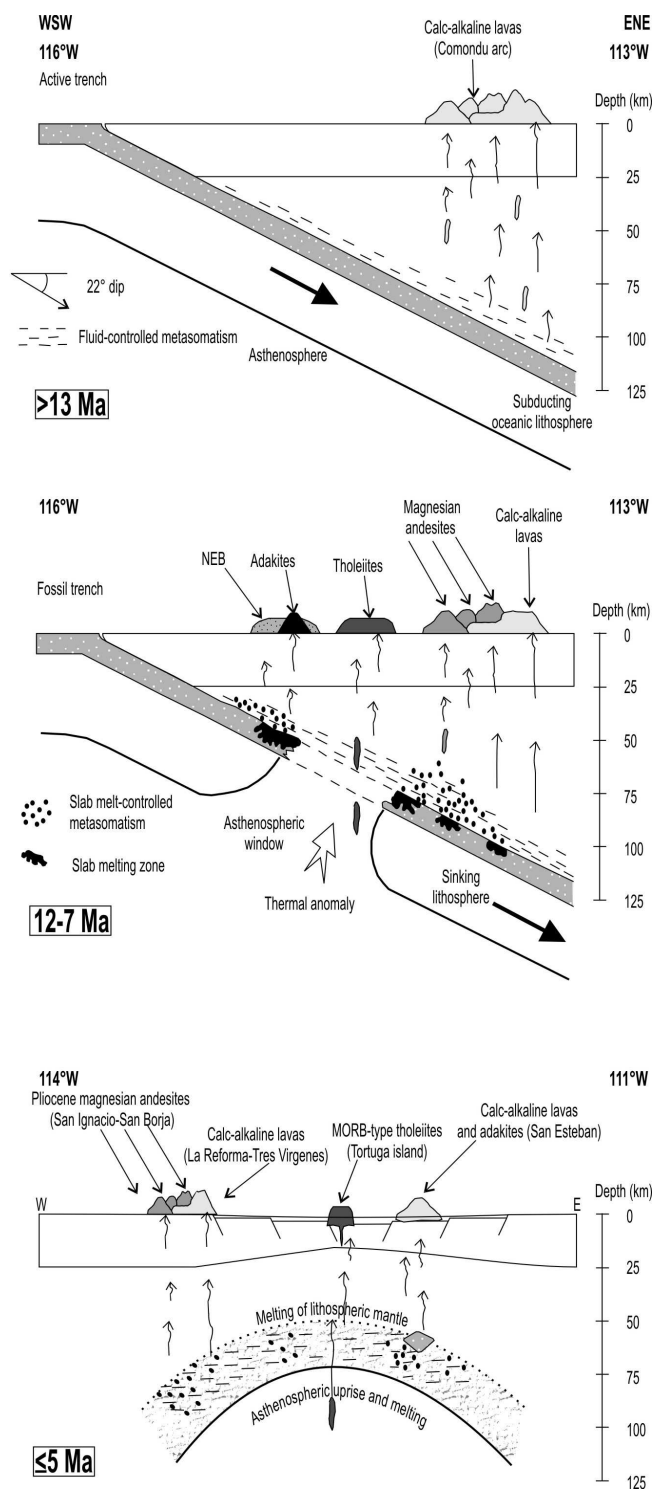


FIG. 7. – Schematic regional WSW-ENE cross-sections at the latitude of Isla San Esteban showing the tectono-magmatic evolution of Baja California and the Gulf of California since the Miocene. Stage 12-7 Ma is slightly modified from Benoit et al. [2002].

FIG. 7. – Coupes schématiques régionales WSW-ENE à la latitude de l'île San Esteban, montrant l'évolution tectono-magmatique de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie depuis le Miocène. L'étape 12-7 Ma est légèrement modifiée d'après Benoit et al. [2002].

The ridge-trench collision event at ca. 12.5 Ma resulted in the cessation of subduction (fig. 7 middle cartoon, slightly modified from Benoit et al. [2002]). A slab tear developed from north to south beneath the Peninsula [Michaud et al., 2006]. Then, between 12 and 7 Ma, the sinking of the deep part of the Farallon plate, combined to thermal erosion [Pallares et al., 2007], led to the development of an asthenospheric window and to the emplacement at the surface of a complex magmatic association [Benoit et al., 2002]. The partial melting of the edges of the slab tear/window [Thorkelson, 1996; Yogodzinski et al., 2001; Aguillón-Robles et al., 2001; Thorkelson and Breitsprecher, 2005] generated adakitic magmas which either reached the surface or were consumed at depth in metasomatic reactions, generating the source of magnesian andesites [Rapp et al., 1999; Prouteau et al., 2001b; Calmus et al., 2003].

The Plio-Quaternary evolution of the Gulf as well as the eastern coast of the Peninsula is depicted schematically in figure 7 (lower cartoon). We postulate that lithospheric mantle domains metasomatised by hydrous fluids, during the subduction stage older than 12 Ma, and by adakitic melts, during the 12-7 Ma stage, are still present beneath the thinned continental crust which represents most of the Gulf substratum (except at the level of the spreading centres). In addition, fragments or slivers of oceanic crust can be present at depth below this area. Indeed, Thorkelson [1996] and Thorkelson and Breitsprecher [2005] have shown that the slab edges of an asthenospheric window are able to either melt or to leave restite fragments which may become long-term residents of the continental lithospheric mantle. The petrogenesis of some of the slab tear-related Patagonian lavas is consistent with the contribution of such a residual oceanic crust component [Guivel et al., 2006]. We postulate that oceanic crust slivers, potential source of adakitic magmas, may have been introduced in the lithospheric mantle beneath Isla San Esteban (and possibly below other volcanic centres like Los Menceñares or Isla Coronado) during the opening of the Late Miocene slab window. Then, the extensional regime connected with the Pliocene opening of the Gulf generated a high thermal regime, and asthenosphere-derived MORB-type tholeiites were emplaced in Isla Tortuga and in local spreading centres (Guaymas Basin, Lower Tiburón?). During their ascent, they interacted with the subduction-modified lithospheric mantle and were enriched in LILE, LREE and radiogenic Sr. The high thermal regime associated to asthenospheric uprise also induced partial melting of the Gulf

heterogeneous lithospheric mantle. This melting generated either calc-alkaline basalts and basaltic andesites, or alternatively lavas similar to sample SE9605 and MA when the metasomatic imprint by adakitic melts was important. Occasional oceanic crust slivers also experienced partial melting, generating adakites similar to Group 2 andesites.

6. CONCLUSIONS

1) Isla San Esteban basaltic andesites, andesites, dacites and rhyolites were erupted between ca. 4.5 and 2.5 Ma over the thinned continental crust of the Gulf of California, in a typically extensional tectonic regime. Their emplacement was probably concomitant with the spreading phase in the adjacent Lower Tiburón Basin.

2) Two magmatic associations can be distinguished in the island. Group 1 lavas are typically medium-K calc-alkaline, and evolved from basaltic andesites to rhyolites through fractionation of plagioclase, pyroxenes, titanomagnetite and apatite. Group 2 lavas include genuine adakites of andesitic composition, and abundant adakitic dacites derived from the former by fractionation of plagioclase and hornblende.

3) Isla San Esteban adakites likely derive from the partial melting of slivers of subducted oceanic crust, incorporated into the subcontinental lithospheric mantle during the Late Miocene slab tearing event followed by the opening of an asthenospheric window. This melting was triggered by the high thermal regime accompanying the emplacement of MORB-type tholeiites along the Gulf spreading centres.

4) The same high thermal regime provoked the partial melting of lithospheric mantle containing a “subduction component” inherited either from hydrous fluids at the active subduction stage or from adakitic magmas during the slab tearing process. This melting generated CA lavas and magnesian andesites, respectively.

5) Adakites and related lavas similar to those of Isla San Esteban probably occur in other Plio-Quaternary volcanic centres located in the Gulf (Isla Coronado) or along the eastern coast of Baja California Peninsula (Los Mencionares).

6) The close temporal and spatial coexistence of contrasted magma sources in the tectonic framework of northwest Mexico, which displays a rapid (10 m.y.) transition between subduction, continental breakup and new oceanic crust generation, may be a key to better

understand the complexity of magmatic associations found within Mesozoic tectonic assemblages along the western margin of North America plate.

Acknowledgments

This work has been supported in part by the Mexican-French ECOS project n° M96U01, and received a financial support from CONACyT under SEP-2004-C01-46649 project. We thank the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and the Université de Bretagne Occidentale (Unité Mixte de Recherche 6538 “Domaines océaniques”) for the support of analytical expenses. The Instituto de Geología of the Universidad Autónoma de San Luis Potosí and the Instituto de Geología (ERNO) of the Universidad Nacional Autónoma de México provided financial support for fieldwork. We especially thank Jean-Claude Philippet for his help during the acquisition of the geochronological data, and Pablo Peñaflor Escarcega for sample preparation. Detailed and pertinent comments provided by an anonymous reviewer and editorial handling by George Mascle led to improve considerably the manuscript. The authors are grateful to Julio-Cesar Palomino for his technical assistance, and to Vazquez brothers of University of Sonora for their assistance during fieldwork.

CHAPITRE 6

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le contexte géodynamique du Nord-Ouest du Mexique pendant le Cénozoïque a été marqué par la subduction de la plaque Pacifique-Farallon sous la plaque Nord-américaine. Cet événement inhabituel a largement contrôlé l'histoire de l'évolution magmatique de l'actuelle péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie. En conséquence, un volcanisme très diversifié s'est mis en place dans la région. Plusieurs groupes pétrologiques et géochimiques (d'âge Néogène à Quaternaire) ont été identifiés dans les champs volcaniques de la Péninsule et dans les îles du golfe : (a) des laves calco-alcalines, (b) des adakites, (c) des adakites associées à des basaltes enrichis en Nb, (d) des andésites basaltiques tholéitiques et des tholéiites de type MORB, (e) des andésites magnésiennes ou « bajaites », et (f) des basaltes alcalins et trachybasaltes alcalins à signature OIB (Figure 6.1).

Les nouvelles données de terrain, pétrologiques, géochimiques (éléments majeurs et en traces) et géochronologiques (^{40}K - ^{40}Ar) obtenues lors de ce travail sur les laves des champs volcaniques de Basse Californie et de l'île de San Esteban (Golfe de Californie) ont été mises en relation avec les données précédemment publiées. Cette comparaison a permis une étude spatio-temporelle du volcanisme néogène-quaternaire de cette région du Nord-Ouest du Mexique.

Ces résultats sont en parfait accord avec l'hypothèse que vers 12,5 Ma la subduction de la plaque Pacifique-Farallon se soit arrêtée (Mammerickx et Klitgord, 1982; Stock et Hodges, 1989; Lonsdale, 1991), lorsque la dorsale active située au milieu de ces deux plaques a atteint la fosse bordant la plaque nord-américaine. Cette dorsale active Pacifique-Farallon a été subduite lentement sous la Californie et le Nord de la péninsule de Basse Californie, déclenchant de ce fait la formation d'une fenêtre asthénosphérique (Dickinson et Snyder, 1979; Dickinson, 1997; Atwater and Stock, 1998). Pourtant, les segments méridionaux de Magdalena, Guadalupe et Soledad ont été abandonnés au Sud, lorsque la subduction s'est arrêtée. Ce processus a conduit à l'extinction de l'arc de Comondu et à la rupture entre la plaque de Guadalupe et certains segments de la plaque de Magdalena, séparés l'une de l'autre par la zone de fracture de Shirley.

Pourtant, l'activité calco-alcaline a continué jusqu'à la fin du Miocène et s'est poursuivie jusqu'au Plio-Quaternaire en divers lieux de la péninsule (Caldeira de La Reforma, Demant,

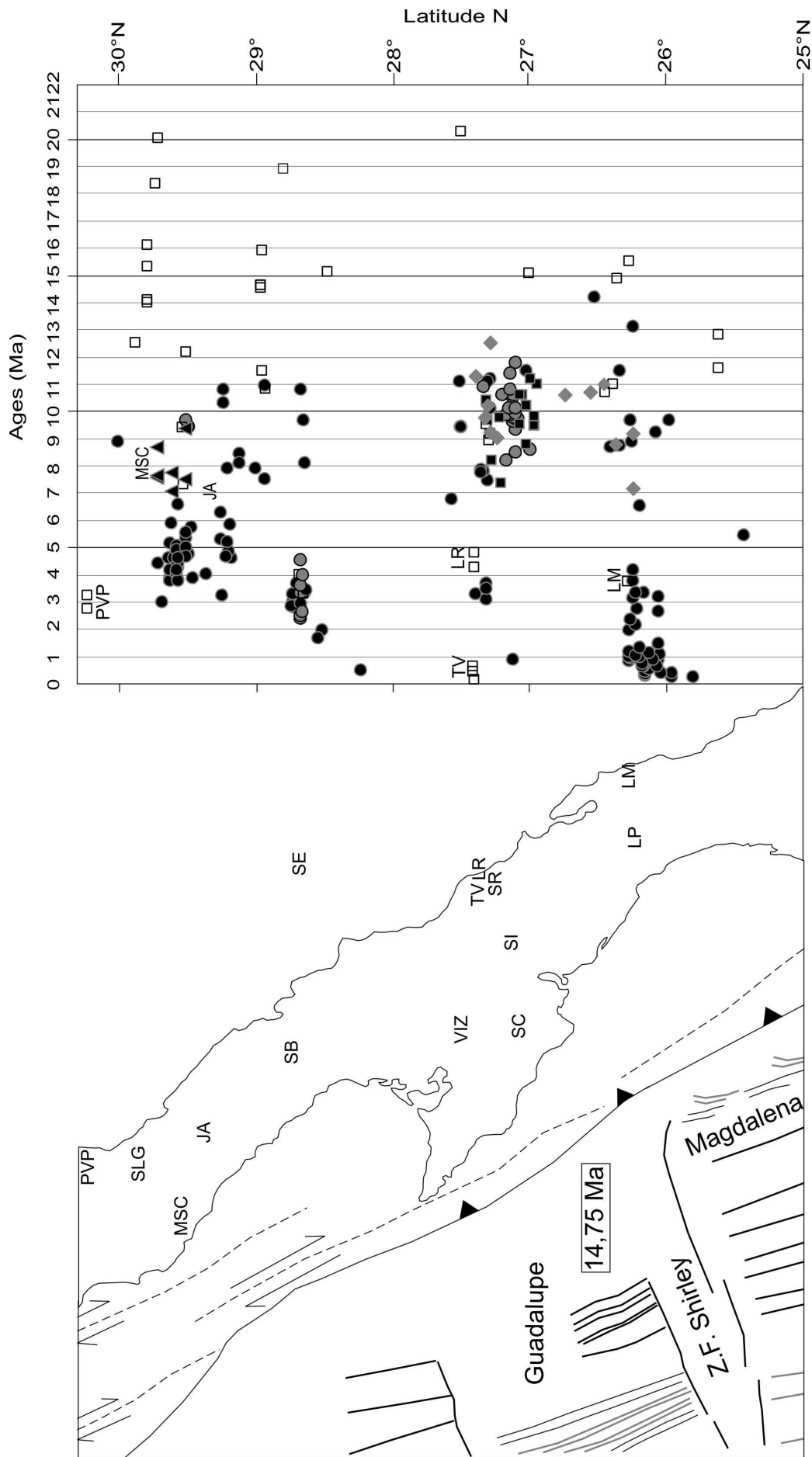
1984 ; Cerro Mencenares, Bigioggero et al., 1995 ; Volcan Tres Virgenes, Capra et al., 1998) et du Golfe de Californie (l'île San Esteban, Desonie, 1992; Calmus et al., soumis). Au cours de cette étude, les interprétations des données ont montré que l'activité calco-alkaline de l'arc de Comondu a disparu autour de 11 Ma. Même si nos résultats nous permettent d'étaler dans le temps l'activité calco-alkaline jusqu'à 7,3 Ma, nous ne pouvons pas affirmer que l'activité autour de 7 Ma soit directement liée à la subduction de la plaque Farallon.

Le volcanisme calco-alkalin de l'arc de Comondu a cédé progressivement la place à des associations volcaniques inhabituelles en contexte de subduction. Il a été remplacé par la mise en place (entre 11,5 et 7,5 Ma) des andésites magnésiennes, des adakites associées aux NEB, des andésites basaltiques tholéiitiques, et des trachybasaltes alcalins sur une région d'environ 600 km de long et 100 km de large et parallèle à la fosse de subduction (Figure 6.1).

La série des andésites magnésiennes ou « bajaites » représente le volcanisme le plus abondant en Basse Californie après le volcanisme calco-alkalin de l'arc de Comondu. L'origine des andésites magnésiennes et des laves associées est encore très discutée de nos jours, en partie car plusieurs types de ces roches ont été décrits sur la base de différences de composition chimique (Crawford et al., 1989). Cependant, en Basse Californie, les andésites magnésiennes ont été définies par Rogers et al. (1985), puis décrites par Saunders et al. (1987) et Calmus et al. (2003).

Cette étude apporte particulièrement la preuve de l'existence de ces andésites magnésiennes mises en place pendant le Miocène supérieur (11,1 Ma) dans les champs volcaniques de Jaraguay et San Borja. Mais, la chronologie développée révèle aussi que le pic d'activité de ce volcanisme a été entre 8,5 Ma et 3,8 Ma à Jaraguay et 3,7 Ma à 1,8 Ma à San Borja (Figure 6.1). Pourtant, une activité quaternaire a été documentée plus au Sud de la péninsule dans le champ volcanique de La Purisima-San Jose Comondu par Bellon et al. (2006).

Outre ce volcanisme peu courant, nous avons rapporté pour la première fois : (a) l'existence d'un dyke adakitique à Jaraguay daté à 9,4 et 9,6 Ma, qui montre des caractéristiques semblables en chimie et en âge aux adakites de Santa Clara et Santa Rosalia (mises en place entre 12,50 Ma et 8,20 Ma ; Aguillón-Robles et al., 2001 ; Conly et al., 2005) ; et (b) l'existence de trachybasaltes alcalins (à signature OIB) datés entre 9,3 et 7,0 Ma dans la région de San Carlos (plateaux San Carlos, Santa Catarina et La Mesa).



□ Laves calco-alcalines ● Adakites ◆ Basaltes enrichis en Nb ● Basaltes-andésites tholéitiques ● Andésites magnésiennes « bejaites » ▲ Trachybasaltes alcalins
 PVP : Puertecitos Volcan Prieto; SLG : San Luis Gonzaga; MSC : San Carlos; JA : Jaraguay; SB : San Borja; SE : San Esteban; VIZ : Vizcaino; SC : Santa Clara; SI : San Ignacio; SR : Santa Rosalia;
 TV : Tres Virgenes; LR : La Reforma; LP : La Purisima; LM : Los Mencionares.

Les teneurs élevées en MgO, Cr, Co et Ni ; l'appauvrissement en terres rares lourdes et Y ; l'enrichissement important en Sr et Ba ; et l'appauvrissement relatif en Rb et en Th par rapport aux autres éléments en trace très incompatibles sont essentiels pour mieux comprendre l'origine de la signature géochimique de la série « bajaitique ». Ainsi, les fortes teneurs en MgO et en éléments compatibles des andésites magnésiennes de Basse Californie nous laissent penser qu'elles dériveraient de la fusion partielle d'une source mantellique péridotitique (Sato, 1977) ou de l'interaction de cette source avec les magmas qui remontent vers la surface (Kelemen, 1995). Si l'on considère la percolation des liquides adakitiques issus de la fusion de la croûte océanique subductée au travers d'un manteau lithosphérique, il est probable que dans ces conditions le manteau puisse hériter une signature adakitique (Furukawa and Tatsumi, 1999). Ce phénomène va engendrer un manteau métasomatisé riche en amphibole (pargasite) (Sen et Dunn, 1994; Rapp et al., 1999; Prouteau et al., 2001) qui peut subir une fusion-déshydratation. Si nous considérons les arguments précédents, on trouve une analogie avec la signature géochimique des « bajaites ». Donc, on considère l'idée que les andésites magnésiennes de Basse Californie ont une origine due à la déshydratation-fusion d'un manteau lithosphérique californien riche en pargasite à des profondeurs d'environ 80 km. Le modèle quantitatif exposé en chapitre 5 est en accord avec l'hypothèse que cette amphibole (pargasite) ait été produite pendant la métasomatose du coin mantellique de Basse Californie par les liquides adakitiques, lorsque le manteau a subi une percolation de ces liquides adakitiques, après la fin de la subduction de la jeune plaque océanique Farallon, entre 12,5 Ma et 8 Ma.

Les éléments incompatibles abondants dans la pargasite (Sr, Ba, K, terres rares légères) vont être libérés en grande quantité pendant le processus de déshydratation-fusion. Ce fait est une caractéristique qui marque l'évolution géochimique temporelle du volcanisme « bajaitique ». En ce qui concerne à l'appauvrissement temporel progressif des terres rares et de Y dans la série, nous constatons (chapitre 5) qu'il est compatible avec l'augmentation de la quantité de grenat résiduel dans le manteau lithosphérique selon la réaction : $1.0 \text{ amphibole} = 0.1 \text{ cpx} + 0.3 \text{ grenat} + 0.6 \text{ liquide}$ (Francis et Ludden, 1995).

A la fin du Miocène supérieur un nouveau régime tectonique extensif (l'ouverture du Golfe de Californie) vient affecter le Nord-Ouest du Mexique, rendant encore plus complexe le magmatisme (Figure 6.2). L'évolution tectonique post-subduction de la région du Golfe de Californie s'est traduite par un volcanisme plio-quadernaire qui présente des signatures

géochimiques très diversifiées. Dans ce travail nous nous sommes focalisé sur une petite île de 43 km² nommée San Esteban, qui montre des roches d'affinité adakitique (chapitre 6). L'analyse des données géochimiques et pétrologiques a permis de caractériser les roches de cette île (andésites basaltiques, andésites, dacites et rhyolites). Deux associations magmatiques peuvent y être distinguées : (a) les laves du groupe 1 sont typiquement calco-alcalines modérément potassiques et ont évolué depuis des andésites basaltiques jusqu'à des rhyolites par fractionnement de plagioclase, de pyroxène, de titanomagnétite et d'apatite ; (b) les laves du groupe 2 incluent d'authentiques adakites de composition andésitique et des dacites adakitiques très abondantes, ces dernières dérivées des adakites précédentes par fractionnement de plagioclase et hornblende. Les analyses chronologiques et structurales de cette île ont permis d'établir que ces roches ont été mises en place entre 4,5 et 2,5 Ma dans un régime tectonique extensif typique, sur la croûte continentale amincie du Golfe de Californie (Figure 6.2). Il est possible que cette mise en place ait eu lieu simultanément avec la phase d'expansion dans le bassin inférieur Tiburon adjacent.

Nous considérons que les roches volcaniques post-subduction du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire sont liées à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique provoquée par une déchirure dans la plaque plongeante Farallon (Figure 6.2). D'après l'interprétation de nos résultats, nous proposons que cette fenêtre asthénosphérique ne soit pas le résultat de la subduction d'une dorsale comme proposé auparavant (Aguillón-Robles et al., 2001 ; Aguillón-Robles, 2002; Benoit et al., 2002; Bourgois et Michaud, 2002), mais soit plutôt due à une déchirure dans la plaque plongeante (Farallon). Pour cela il est important de prendre en compte le fait que la partie profonde de la plaque subductée s'est détachée lors de la collision entre la dorsale Pacifique-Farallon et la fosse de subduction. Ce processus s'est produit lorsque la dorsale active Pacifique-Magdalena s'est rapprochée de la fosse à l'est de la péninsule de Vizcaino, il y a approximativement 12,5 Ma. La déchirure dans la plaque plongeante Farallon s'est ouverte parallèlement à la fosse entre 25° et 30°N, à partir de la fenêtre méridionale de Californie préexistante, et s'est transformée en fenêtre asthénosphérique par érosion thermique des lèvres de la déchirure combinée avec le détachement et la chute dans le manteau profond de la partie ancienne de la plaque Farallon (Figure 6.2).

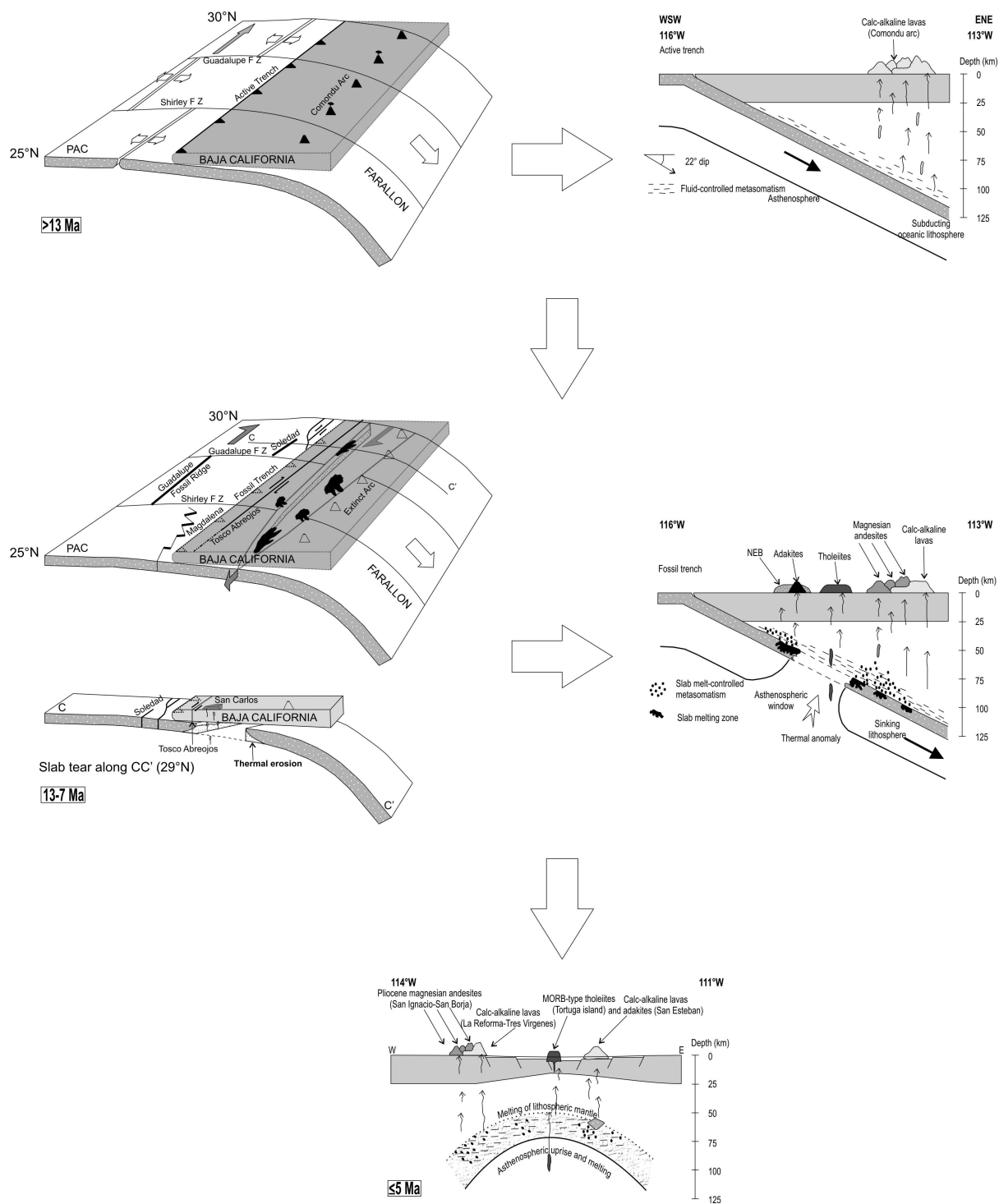


Figure 6.2. Modèle schématique régional de la déchirure dans la plaque plongeante Fallaron et de l'évolution tectono-magmatique de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie depuis le Miocène. D'après Pallares et al. (2007) et Calmus et al. (Soumis BSGF).

Une récente modélisation cinématique effectuée par A. Chambord (2007) montre qu'un écartement entre les plaques Magdalena et Guadalupe débute au niveau de la zone de fracture de Shirley vers 15 Ma (Figure 6.1). Cet écartement est attribué à l'arrêt de la force de traction exercée par la plaque plongeante Farallon, lequel a provoqué un changement brutal de la direction d'accrétion de la dorsale Pacifique-Magdalena. En conséquence, cette interprétation suggère que la déchirure se soit produite à cette époque.

Cette hypothèse semble en contradiction avec nos résultats car le volcanisme lié à la déchirure n'apparaît dans l'ensemble de la Péninsule qu'à partir de 12-11 Ma (Figure 6.1). La modélisation thermique également réalisée par A. Chambord montre que le « pic » de température maximale au niveau des bords d'une déchirure évoluant en fenêtre est obtenu, selon la profondeur de la déchirure, entre 0,5 et 1,5 Ma après l'initiation de cette dernière. Les temps nécessaires à la migration vers la surface des liquides magmatiques étant inférieurs à 0,1 Ma (Turner et al., 2000), il semble demeurer une discordance d'au moins 1,5 Ma entre l'âge de la déchirure postulé d'après les données cinématiques et celui documenté par l'étude du magmatisme.

Nous cherchons actuellement à expliquer cette discordance temporelle, et quelques éléments préliminaires de solution peuvent être apportés. En premier lieu, le volcanisme « bajaitique » pourrait avoir débuté dès 14-13 Ma dans le secteur de La Purisima, ainsi que le montrent les résultats obtenus sur les échantillons BC9969 ($14,2 \pm 0,20$ Ma) et BC9942 ($13,1 \pm 0,30$ Ma) (Benoit et al., 2002 ; Bellon et al., 2006 ; Figure 6. 1). On remarque que cette zone se situe en face de la « pseudo-fenêtre » créée dans la plaque plongeante au niveau de la zone de fracture Shirley d'après la reconstitution à 14,75 Ma (Chambord, 2007 ; Figure 6. 1). Les magmas « bajaitiques » ont pu éventuellement profiter de cette zone de faiblesse pour se mettre en place plus précocement qu'ailleurs, et la taille de la fenêtre a pu augmenter plus rapidement au niveau de ce secteur de la Péninsule.

D'autre part, nous devons souligner qu'à 12-11 Ma, on observe déjà des adakites à Santa Clara et Santa Rosalia, dans des zones distantes d'environ 100 km l'une de l'autre en est-ouest. Si ces adakites résultent de la fusion des lèvres de la fenêtre, celle-ci aurait donc atteint une largeur minimale de 115 km en postulant un pendage de 22° de la plaque plongeante (Benoit et al., 2002). La vitesse de convergence de la plaque Farallon par rapport à la plaque Nord-américaine vers 15 Ma est d'environ 7 cm/an (Atwater, 1970). En conséquence, la création d'une fenêtre de 115 km de large suppose un laps de temps d'environ 1,5 Ma.

On se trouve donc devant le choix suivant :

1. Considérer que l'âge des deux andésites magnésiennes BC9969 et BC9942 est représentatif du début de la formation de la fenêtre, facilitée au niveau de La Purisima par la rotation de la zona de fracture de Shirley (Figure 6. 1) qui a créé une zone de faiblesse locale ; auquel cas il n'y a pratiquement pas de discordance entre les données cinématiques et l'âge du début du magmatisme (compte tenu du laps de temps de 0,5 à 1,5 Ma nécessaire à l'échauffement des lèvres de la fenêtre en formation), mais on doit alors expliquer pourquoi il n'existe pas apparemment pas de témoins magmatiques de l'ouverture de la fenêtre plus au nord vers 14-13 Ma, ou bien envisager un mode de propagation de la déchirure différent de celui proposé précédemment (du nord vers le sud à partir de la fenêtre de Californie méridionale).

2. Alternativement, on peut retenir l'âge maximum de 12 Ma pour l'existence d'une fenêtre de 115 km de large, dont témoignent en particulier les adakites les plus vieilles de Santa Clara et Santa Rosalia. Auquel cas, on obtient l'âge d'environ 13,5 Ma pour le début de la déchirure, ce qui réduit la discordance entre les deux sources d'information (anomalies magnétiques et magmatisme) à environ 1,5 Ma. Ce raisonnement demeure bien sûr fragile car on ne peut exclure, d'une part des variations importantes de la vitesse de subduction entre 15 et 12 Ma, ni d'autre part l'existence dans la péninsule d'andésites magnésiennes, d'adakites ou de tholéiites un peu plus anciennes que celles actuellement datées et qui n'auraient pas été échantillonnées en raison des difficultés d'accès à certains secteurs. Nous poursuivons actuellement la confrontation des résultats cinématiques et géochronologiques pour tenter de régler ce problème.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abratis, M., Wörner, G., 2001. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into Caribbean realm, *Geology*, 29, 127-130.
- Aragón-Arreola M., Morandi M., Martin-Barajas A., Delgado-Argote L., Gonzales-Fernandez A., 2005. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: kinematic implications for oblique rifting. *Tectonophysics*, 409, 19-38.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? *Geology* 29, 531-534.
- Aguillón-Robles, A., 2002. Subduction de dorsale et évolution du magmatisme associé: exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest (France) 214 p. annexes.
- Alabaster, T., Storey, B., 1999. Antarctic Peninsula continental magnesian andesites: indicators of ridge-trench interactions during Gondwana break-up. *Journal of the Geological Society*, 147, 595-598.
- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous processes, Part I: fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 60, 57-75.
- Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoric and solar, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197-214.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, I., Rangin, C., 1981. Fault tectonics of Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, México. *Journal of Structural Geology* 3, 347-357.
- Arai, S., Ishimaru, S., Okrugin, V.M. 2003. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamtchatka arc: implication for the metasomatic agent. *Island Arc* 12, 233-46.
- Arculus, R.J., Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation, *Journal of Geophysical Research*, 91, 5913-5926.
- Arculus, R. J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189-208.
- Arculus, R. J., Lapierre, H., Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Gology* 27, 547-550.

- Arth, J.G., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application, *Journal Research, U.S. Geological Survey*, 4, 41-47.
- Atherton, M. P., Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144-146.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of the Western North America. *Geological Society of America Bulletin* 81, 3513-3536.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history, northeast Pacific and western North America, In: Winterer, E.L., Hussong, D. M., and Decker, R. W. (Eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii. Geological Society of America, The Geology of North America*, vol. N, pp. 21-72.
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific-North American plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review* 40, 375-402.
- Axen, G.J., Fletcher, J.M., 1998. Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, México and Salton Trough, California, *International Geology Review*, 40, 217-244.
- Barnes, D.A., 1984. Volcanic arc derived Mesozoic sedimentary rocks of Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico in V. A. J. Frizzel, *Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México, Pacific Section, Society of Economic Paleontology and Mineralogy*, 39, 119-130.
- Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor RN., Nesbitt RW., Hirata T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20:133-139.
- Batiza, R., 1978. Geology, petrology, and geochemistry of Isla Tortuga: A recently formed tholeiitic island in the Gulf of California, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1309-1324.
- Batiza, R., Futa, K., Hedge, C. E., 1979. Trace element and strontium isotope characteristics of volcanic rocks from Isla Tortuga: A young seamount in the Gulf of California. – *Earth and Planetary Science Letters*, 43, 269-278.
- Batiza, R., Chase, C. G., 1981. Miocene spreading center south of Isla Guadalupe. *Nature* 289, 787-789.
- Beal, C.H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México, *Geological Society of America, Memoir* 31, 138 p.

- Bédard, J.H., 1994. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids, *Chemical Geology*, 118, 143-153.
- Bellon, H., Quoc Buu, N., Chaumont, J., Philippet, J.C., 1981. Implantation ionique d'argon dans une cible support. Application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 292, 977-980.
- Bellon, H., Rangin, C., 1991. Geochemistry and isotopic dating of Cenozoic volcanic arc sequences around the Celebes and Sulu Seas, in Silver E., Rangin, C., Proceedings, Ocean Drilling Program, Scientific results, 124, Washington, D.C., U.S. Government Printing office, 51-63.
- Bellon, H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Bourgois, J., Cotten, J., Maury, R.C., 2006. La Purísima Volcanic Field, Baja California Sur, Mexico: Mid-Miocene to Recent volcanism in relation with subduction and asthenospheric window opening. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152, 253-272.
- Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2002. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *Journal of Geology* 110, 627-648.
- Beukel, J. van den, 1990. Breakup of young oceanic lithosphere in the upper part of a subduction zone: implication for the emplacement of ophiolites. *Tectonics* 9, 825-844.
- Bigoggero, B., Capaldi, G., Chiesa, S., Montrasio, A., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987. Post-subduction magmatism in the Gulf of California: The Isla Coronados (Baja California Sur, Mexico). – *Instituto Lombardo (Rendiconti Scienze)*, B121, 117-132.
- Bigoggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A., Vezzoli, L., 1995. The Cerro Mencenares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1108-1122.
- Blanckenburg, F. von, Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14 (1), 120-131.
- Bohannon, G., Parsons, T., 1995. Tectonic implications of post 30 Ma Pacific and North America relative motions. - *Geological Society of America Bulletin*, 107, 937-959.
- Bonatti, E., Hamlyn, P., Ottonello, G., 1981. Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Zabargad (Red Sea). *Geology* 9, 474-479.

- Bonini, A.J., Baldwin, S.L., 1998. Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: Implications for the tectonic evolution of the Baja California continental borderland. *Geological Society of America Bulletin* 110, 1094-1104..
- Bourgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., Frutos-Jara, J., 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology* 24, 723-726.
- Bourgois, J., Michaud, F., 2002. Comparison between Chile and México triple junctions areas substantiate slab window development beneath northwestern México during the past 12-10 M.y. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 35-44.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, México: The role of slab melts. *Lithos* 66, 77-105.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Pérez-Segura, E., Aguillón-Robles, A., Carreno, A.-L., Bourgois, J., Cotten, J., Benoit, M., 2007. Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in Baja California: an example from Isla San Esteban (Gulf of California, México). *Bulletin de la Société géologique de France*, submitted.
- Cameron, K.L., Cameron, M., 1985. Rare earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico, and adjacent west Texas: evidence for the predominance of a subcrustal component. – *Contribution Mineral Petrology.*, 91, 1-11.
- Capra L., Macias, J.L., Espindola, J.M., Siebe, C., 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80: 237-264.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 651-665.
- Carreño, A.L., 1985. Biostratigraphy of late Miocene to Pliocene on the Pacific Island María Madre, Mexico. *Micropaleontology*. 31, 139-166.
- Carreño, A.L., 1992. Neogene microfossils from the Santiago Diatomite, Baja California Sur, Mexico, In: Alcaide-Orraca, M., Gómez-Caballero, A., Eds., *Calcareous Neogene*

- microfossils of Baja California Sur, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana. 59, 1-37.
- Chambord, A., 2007. Evolution géodynamique de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique : exemple de la Basse Californie. Mémoire de stage de Master 2, Université de Bretagne Occidentale, Brest (France), 49 p, annexes.
- Chazot, G., Menzies, M.A., Harte, B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60-3, 423-437.
- Chung, S.L., Liu, D., Ji, J., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo, C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., Zhang, Q., 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31, 1021-1024.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin* 105, 715-737.
- Conly, A.G., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 303-341.
- Cole, R.B., Basu, A.R., 1995. Nd-Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 167-179.
- Colletta, B., Angelier, J., 1983. Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie, *Bulletin du Centre de Recherches Exploration et Production Elf Aquitaine*, 433-441.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119, 115-138.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., 2002. Postcollisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87-110.

- Coulon, C., Maluski, H., Bollinger, C., Wang, S., 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ^{39}Ar - ^{40}Ar dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 281-302.
- Cox, A., and Dalrymple G.B., 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Journal of Geophysical Research*, 72, 2603-2614.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.) *Boninites and related rocks*. London, Unwin Hyman, pp. 1-49.
- Dalpé, C., Baker, D. R., 2000. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 233-250.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. Clark, K. F., 1981. Age trends of igneous activity in relation with metallogenesis in the southern Cordillera, In: DICKINSON W., R., PAYNE, W., D., Eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera*. Arizona Geological Society Digest XIV, 137-154.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1969. *Potassium-Argon Dating*. W.H. Freeman Co., San Francisco, 258pp.
- Davaille, A., Lees, J.M., 2004. Thermal modelling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamtchatka corner. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 293-304.
- Davies, J.H., Blanckenburg, F. von, 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Sciences Letters* 129, 85-102.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Steward, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of Geological Society of London* 149, 569-579.
- Defant, M.J., Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS (American Geophysical Union Transactions)* 82, 67-69.
- De Long, S.E., Schwartz, W.M., Anderson, R.E., 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth Planetary Sciences Letters* 44, 239-246.

- Demant, A., 1984. The Reforma Caldera, Santa Rosalía area, Baja California. A volcanological, petrographical and mineralogical study. In Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area. Symposium, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 75-96.
- DeMets, C., 1995. A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion. *Geophysical Research Letters.*, 22, 3545-3548.
- Desonie, D.L., 1992. Geological and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52, 123-140.
- Dickinson, W.R., 1997. Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California. *Geological Society of American Bulletin* 109, 936-954.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Journal of Geology* 87, 609-627.
- D’Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Lahsen, A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321, 407-427.
- D’Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M., Manetti, P., Mazzarini, F., 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area ($\approx 52^{\circ}\text{S}$, Argentina-Chile). *Lithos* 57, 67-89.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Di Vincenzo, Tonarini, S., 2004. The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike Volcanic Field ($\sim 50^{\circ}\text{S}$, Argentina): Evidences for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 107-124.
- Dorsey, R., Burns, B., 1994. Regional stratigraphy, sedimentology and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, México. *Sedimentary Geology* 88, 231-251.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions Royal Society Edinburg. Earth Sciences* 87, 205-215.
- Engebretson, D.C., Cox, A., Gordon R.G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin, Geological Society of America, Special Paper 206, 59 p.

- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L. A., 2000. Estudio de la deformación en las islas San Lorenzo y Las Ánimas, Golfo de California: implicaciones sobre su desplazamiento. *GEOS*, 20, 8-20.
- Fenby, S.S., Gastil, R.G., 1991. Geologic-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas, In: Dauphin, J. P., Simoneit, B.R.T., Eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 79- 83.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulses and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* 32, 77-80.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L. 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology* 29, 507-510.
- Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., 2000. Heterogeneous cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: evidence from fission-track thermochronology. *Geology*, 28, 107-110.
- Fletcher, J.M., Munguia, L., 2000. Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19, 1107-1123.
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of Northern Algeria: a combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57,187-216.
- Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E., Herve, M., Mpodozis, C.M., Soffia, M.J., Harambour, S., 1986. Pliocene rear trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23-27.
- Francis, D., Ludden, J., 1995. The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *Journal of Petrology* 36, 1171-1191.
- Frey F.A., 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks, In: Anderson, P. (Ed.) *Rare Earth element geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 153-204.
- Furukawa, Y., Tatsumi, Y., 1999. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13-15 Ma. *Geophysical Research Letters* 26, 2271-2274.
- Garduño-Monroy, V. H., Vargas-Ledezma, H., Campos-Enriquez, J. O., 1993. Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, Mexico): A resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 47-58.

- Garner, E.L., Murphy, T.J., Gramlich, J.M., Paulsen, P.J., Barnes, I.L., 1976. Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium, *Journal Research U.S. National Bur. Standard., Section A*, 79 A, 713-725.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geological, Geological Society of America Memoir*, 140, 170 p.
- Gastil, G., Krummenacheer, D., Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of American Bulletin* 90, 839-857.
- Gastil, G. R., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J. D., Ingle, J. C. Jr., Krummenacheer, D., 1999. Geology and paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16, 1-34.
- Gill, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390 p.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J. J., Delgado-Argote, L. A., Michaud, F., Córdoba, D., Bartolomé, R., 2005. Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geothermal Research*, 110, BO1313, doi: 10.1029/2003JB002941.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernández, M., Panza, J., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16, 1-17.
- Gorring, M., Kay, S., 2001. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology* 42, 1067-1094.
- Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., Kay, S., 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology* 193, 215-235.
- Green, T.H., Sie, S.H., Ryan, C.G., Cousens, D.R., 1989. Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature. *Chemical Geology*, 74, 201-216.
- Green, T.H., Adam, J., Site, S.H., 1993. Proton microprobe determined trace element partition coefficients between pargasite, augite and silicate or carbonatitic melts. *EOS (American Geophysical Union Transactions)* 74, 340.
- Grégoire, M., McInnes B.I.A., O'Reilly, S.Y., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea, Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids. *Lithos* 59, 91-108.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury, R.C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic

- and volcanic suites from the Chile triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics* 311, 83-111.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Martin, H., Arnaud, N., Fourcade, S., Cotten, J., Maury, R.C., 2003. Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction. *Journal Geophysical Research* 108 (B7), 2345, doi:10.129/2002JB002119.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M. and de la Cruz, R., 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149, 346-370.
- Hart S.R., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 1-8.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P., Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* 117, 149-166.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, In: Frizzell V.A. Jr. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Publication 39, pp. 219-236.
- Hausback, B.P., 1984. Geology of the Baja California Peninsula, In Frizzel, V.A.J., Ed., *Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico*, Pacific Section. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Publication 39, 219-236.
- Herzig, C.T., 1990. Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 261-271.
- Hochstaedter, A.G., Kepezhinskas, P., Defant, M., Drummond, M., Koloskov, A., 1996. Insights into the volcanic arc mantle wedge from magnesian lavas from the Kamchatka arc. *Journal Geophysical Research* 101, 697-712.
- Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D., Storey, M., 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology* 19, 657-660.
- Hou, Z.-Q., Gao, Y.-F., Qu, X.-M., Rui, Z.-Y., Mo, X.-X., 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 220, 139-155.

- Hyndman, R. D., Currie, C. A. Mazzoti, S. P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA Today*, 15 (2), 4-10.
- Ingle, J.C., Jr., 1974. Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California, In: Gastil G., Lillegraven, J., Eds., a guidebook to the geology of peninsular California. American Association of Petroleum Geologist, Pacific Section, 121- 138.
- Ionov, D. A., and Hofmann, A. W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131, 341-356.
- Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., Shirasaka, M., Okrugin V.M. 2007. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka. *Journal of Petrology* 48, 395-433.
- Iwamori, H., 2000. Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholiths and paired metamorphic belts. *Earth and Planetary Sciences Letters* 181, 131-144.
- Jego, S., Maury, R.C., Polve, M., Yumul Jr., G.P., Bellon, H., Tamayo Jr., R.A. & Cotten, J. 2005. Geochemistry of adakites from the Philippines: Constraints on their origins. *Resource Geology*, 55, 163-187.
- Johnson K.T.M., Dick, H.J.B., 1992. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone, *Journal of Geophysical Research* 97, 9219-9241.
- Johnston, A.D., and Wyllie, P.J., 1989. The system tonalite-peridotite-H₂O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 257-264.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 117-132.
- Kay, S., Ramos, V., Márquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge collision in southern South America. *Journal of Geology* 101, 703– 714.
- Karig D. E., Jensky, W.E., 1972. The proto-Gulf of California, *Earth and Planetary Science Letters*, 17 169-174.

- Keith, S. B., 1982. Paleoconvergence rates determined from K_2O/SiO_2 ratios in magmatic rocks and their application to Cretaceous and Tertiary tectonic patterns in southwestern North America. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 524-532.
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma 1. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite, *Journal of Petrology* 31, 51-98.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 111-134.
- Kelemen, P. B., 1995. Genesis of high Mg andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 1-19.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36, 1505-1527.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1217-1229.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Nakano, S., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 193-205.
- Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., Maury, R. C., Cotten, J., Bourgois, J., 1994. Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (southern Chile). *Geology* 22, 515-518
- Lagabrielle, Y., Guivel, C., Maury, R.C., Bourgois, J., Fourcade, S., Martin, H., 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics* 326, 215-228.
- Lanphere, M.A., Dalrymple, G.B., 1976. Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum technique, *Earth Planetary Science Letters*, 32, 141-148.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41, 1467-1470.

- Lee, S. van der, Nolet, G., 1997. Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate. *Nature*, 386, 266-269.
- Lemarchand, F., Villemant, B., Calais, G., 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 1,071-1,081.
- Lin, J.Y., Hsu, S.K., Sibuet, J.C., 2004. Melting features along the Ryukyu slab tear, beneath the southwestern Okinawa Trough. *Geophysical Research Letters* 31, L19607, doi:10.129/2004GL020862.
- Lippolt, H.J., Troesch, M., Hess, J.C., 1990. Excess argon and dating of Quaternary Eifel volcanism, IV. Common argon with high and lower-than-atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios in phonolitic rocks, East Eifel, F.R.G., *Earth Planetary Science Letters*, 101, 19-33.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.A. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, pp. 87-125.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. In E.L. Winterer, D.M. Hussong, et R.W. Decker, R. W., Ed., *The Eastern Pacific Ocean and Hawaiï*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. N., 499-521.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, México. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343-372.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., 1995. San Quintin Volcanic field, Baja California Norte, México. Geology, petrology, and geochemistry. *Journal Geophysical Research* 100, 10,353-10,380.
- Lyle, M. Ness, G. E., 1991. The opening of the southern Gulf of California, In: Dauphin, J. P., Simoneit, B.R.T., Eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 403-423.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F. 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindano, the Philippines. *Earth and Planetary Sciences Letters* 243, 581-593.
- Mahood, G.A., Drake, R.E., 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 93, 1232-1241.
- Mammerickx, J., Klitgord, K.M., 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present. *Journal of Geophysical Research* 87, 6751-6759.

- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Martín, A., Fletcher, J.M., López-Martínez, M., Mendoza-Borunda, R., 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics* 318, 27-51.
- Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szákacs, Downes, H., 1998. Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 297, 157-176.
- Maury, R.C., Caroff, M., Achard, S., Guille, G., Joron, J.L., Gachon, A., Rocaboy, A., Leterrier, J., 1992. L'atoll de Mururoa (Polynésie française). II : La série magmatique. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, 659-679.
- Maury R. C., F. G. Sajona, M. Pubellier, H. Bellon, et M.J. Defant, 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 579-595.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Rehault J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin : a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de la Academie de Science de Paris, II*, 331 (3), 159-173.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374.
- McInnes, B.I.A., Grégoire, M., Binns, R.A., Herzing, P.M., Hannington M.D. 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 169-83.
- McKenzie D., O'Nions R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations, *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.
- McLean, H., Hausback, B.P., Knapp, J.H., 1987. The geology of West-Central Baja California Sur, Mexico. U. S. Geological Survey Bulletin 1579, 16 p.
- Menzies, M.A., Rogers, N.W., Tindle, A.G., Hawkesworth, C.J., 1987. Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere

- interactions. In: Menzies, M.A., and Hawkesworth, C.J. (Eds.) *Mantle metasomatism*, Academic Press, New York, pp. 151-188.
- Michaud F., Bourgois J., Royer J.-Y., Dymant J., Sichler B., Bandy W., Mortera C., Calmus T., Vieyra M., Sosson M., Pontoise B., Bigot-Cormier F., Diaz O., Hurtado A. D., Pardo G., Trouillard-Perrot C. 2002. The FAMEX Cruise off Baja California (March/April 2002): Preliminary Results, *AGU*, San Francisco, 6-10 december, poster.
- Michaud, F., Sosson, M., Royer, J.-Y., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dymant, J., Pontoise, B., Sichler, B., 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: the Tosco-Abrejos fault revisited. *Geophysical Research Letters* 31, L088604, doi:10.129/2004GL0119665.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Mortera-Gutiérrez, C., Dymant, J., 2005. La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana* 67, 53-63.
- Michaud, F., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Dymant, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutiérrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., Pontoise, B., 2006. Oceanic-ridge subduction vs. slab break-off: plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology* 34, 13-16.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth Sciences Review* 11, 337-364.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 66, 91-104.
- Muller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor: *Journal Geophysical Research* 102, 3211-3214.
- Nagy, E. A., Stock, J.M., 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 105, 16251-16269.
- Ness, G. E., Lyle, M. W., Couch, R. W., 1991. Marine magnetic anomalies and oceanic crustal isochrones of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, In: Dauphin, J. P., Simoneit, B.R.T., Eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 47-69.
- Niida, K., Green, D.H. 1999. Stability and chemical composition of paragonitic amphibole in MORB pyroxene under upper mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 18-40.

- Nier, A.O., 1935. Evidence for the existence of an isotope of potassium of mass 40, *Physical Review*, 48, 283.
- Nier, A.O., 1950. A determination of the relative abundance of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium, *Physical Review*, 77, 789-793.
- Nonnotte, P., 2007. Etude volcano-tectonique de la zone de Divergence Nord Tanzanienne (Terminaison Sud du Rift Kenyan). Caractérisation pétrologique et géochimique du volcanisme récent (8 Ma-Actuel) et du manteau source. Contraintes de mise en place. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest (France) 257 p. annexes.
- Ohba, T., Kimura, Y., Fujimaki, H., 2007. High- magnesian andesite produced by two-stage magma mixing: a case study from Hachimantai, Northern Honshu, Japan. *Journal of Petrology*, 48, 627-645.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Moran-Zenteno, D., Alanis-Alvarez, S., and Nieto-Samaniego, A., 1992. Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000, quinta edición, Instituto de Geología UNAM y Sría. de Energía e Industria Paraestatal, CRM, mapa y texto explicativo, 74 p.
- Oskin, M., Stock, J., Martin-Barajas, A., 2001. Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29, 459-462.
- Oskin, M. E., 2002. Tectonic evolution of the northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margins of the Upper Delfín Basin. –, PhD Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, Cal., 481 p.
- Oskin, M., Stock, J., 2003. Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California. *Geology*, 31, 23-26.
- Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Royer, J.Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J., 2007. Slab tearing following ridge-trench collision: evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 95–117.
- Pallares, C., Bellon, H., Benoit, M., Maury, R. C., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Cotten, J., Soumis. Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30°N): insights on the origin of post-subduction magnesian andesites. *LITHOS*.
- Paz-Moreno, F. A., Demant, A., 1999. The Recent Isla San Luis volcanic center: Petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 31-52.

- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Petford, N., Atherton, M. P., 1996. Na-rich partials melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37, 1491-1521.
- Priadi, B., 1993. Géochimie du magmatisme de l'Ouest et du Nord de Sulawesi, Indonésie, Thèse de Doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse, France, 293 p.
- Prinzhofer, A., Allègre, C.J., 1985. Residual peridotites and the mechanism of partial melting, *Earth and Planetary Science Letters* 74, 251-265.
- Prouteau, G., R.C. Maury, F.G. Sajona, J. Cotten, et J.-L. Joron, Behaviour of niobium, tantalum and other high field strength elements in adakites and related lavas from the Philippines, *The Island Arc*, 9, 487-498, 2000.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.
- Prouteau, G., Maury, R.C., Pubellier, M., Cotten, J., Rangin, C., Bellon, H., 2001a. Le magmatisme post-collisionnel du nord-ouest de Bornéo, produit de la fusion d'un fragment de croûte océanique ancré dans le manteau supérieur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 319-332.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., & Maury, R.C., 2001b, Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.
- Prouteau, G., Scaillet, B., 2003. Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. *Journal of Petrology* 44, 2203-2241.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205, 261-282.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., Applegate, G. S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chemical Geology* 160, 335-356.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature* 315, 389-392.

- Rogers, G., Saunders, A.D., 1989. Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: Implications for magmatism associated with ridge-trench collisions, In: Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites and related rocks*. London, Unwin Hyman, pp. 416-445.
- Rojas-Beltrán, M. A., 1999. Distribución, vulcanología física, composición y edad de las lavas del tercio norte de Baja California Sur. Master Degree thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 160 p.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H., Cotten, J., 2000a. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, Central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54, 173-206.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., Fontaine, L., 2000b. Slab melt as metasomatic agent in island arc mantle sources, Negros and Batan (Philippines). *Island Arc*, 9, 472-486.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37, 693-726.
- Santillan, M., Barrera, T., 1930. Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte. *Anales del Instituto de Geología*. V 5, pp 1-37.
- Sato, H., 1977. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos* 10, 113-120.
- Saunders, A. D., Fornari, D. J., Joron, J.L., Tarney J., Treuil, M., 1982a. Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California, Deep Sea Drilling Project Leg. 64¹. In: Blaklee, J., Platt, L.W., Stout, L.N., Eds., *National Science Foundation & University of California, U.S. Government Printing Office, Washington, Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 64, PART 2, 595-642*.
- Saunders, A. D., Fornari, D. J., Morrisson, M. A., 1982b. The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: The Gulf of California, Mexico. *Journal of the Geological Society of London*, 139, 335-346.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P., 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32, 223-245.
- Sawlan, M.G., Smith, J.G., 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In: Frizzel, V.A, Jr.,

- (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section*. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, pp. 237-251.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift, In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.A. (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, pp. 301-369.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Maury, R.C., Jochum, K.P., Hofmann, A.W., 1995. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature* 377, 595-600.
- Schmid, C., Goes, S., van der LEE, S., Giardini, D., 2002. Fate of the Cenozoic Farallon slab from a comparison of kinematic thermal modelling with tomographic images. *Earth Planetary Science Letter*, 204, 17-32.
- Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Hausback, B.P., 2006. Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Virgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and (U-Th)/He dating of zircon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 281-295.
- Sedlock, R.L., 2003. Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas. In: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kingrough, D.L. and Martin-Barajas, A. (Eds.) *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374, pp. 1-42.
- Sekine, T., Wyllie, P. J., 1982. Phase relationships in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 368-374.
- Sen, C., Dunn, T., 1994a. Dehydration melting of a basaltic composition amphibole at 1.5 and 2.0 Gpa: implication for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 394-409.
- Sen, C., Dunn, T., 1994b. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 422-432.
- Severinghaus, J., Atwater, T., 1990. Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. In Wernicke B. P., (Ed), *Basin and Range Extensional Tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada*: Boulder Colorado, Geological Society of America, memoir 176, pp 1-22.

- Shimizu, N., 1974. An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr, and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1, 789-1,798.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., 1999. Generation of rhyolite magmas by melting of subducted sediments in Shodo-Shima island, Southwest Japan, and its bearing on the origin of high-Mg andesites. *Island Arc* 8, 383-392.
- Sparks, R.S.J., 1986. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time. *Earth and Planetary Science Letters* 78, 211-223.
- Spencer, J. E., Normark, W., 1979. Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7, 554-557.
- Spencer, J. E., Normark, W. R., 1989. Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico: In: Winterer, E.L., Hussong, D. M., Decker, R. W. (Eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, vol. N, pp. 21-72.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.
- Stock, J.M., K.V. Hodges, 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics* 8, 99-115.
- Stock, J.M., Lee, J., 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics* 13 (6), 1472-1487.
- Stock J.M., 2000. Relations of the Puertecitos volcanic province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, In: H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Diaz & J.M. Stock, Eds., *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America, *Special Paper*, 334, 143-156.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basin*. Geological Society of London *Special Publication* 42, pp. 313-345.
- Syracuse, E.M., Abers, G.A., 2006. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and its implications. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7 (5), Q05017, doi:10.129/2005GC001045.

- Tatsumi, Y., 1981. Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth and Planetary Sciences Letters*. 54, 357-365.
- Tatsumi, Y., 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. II. Melting phase relations at high pressures. *Earth and Planetary Sciences Letters* 60, 305-317.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basaltic magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4697-4707.
- Tatsumi, Y., 2000. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophysical Research Letters*, 27, 3941-3944.
- Tatsumi, Y., 2001. Geochemical modelling of partial melting of subducting sediments and subsequent melt-mantle interaction: Generation of high-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, Southern Japan. *Geology* 29, 323-326.
- Tatsumi, Y., Kogiso, T. 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. In: Larter, R.D., Leat, P.T. (Eds) *Intra-oceanic subduction systems; tectonic and magmatic processes*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 219, pp. 55-80.
- Thorkelson, D. J., Taylor, R. P., 1989. Cordilleran slab windows. *Geology* 17, 833-836.
- Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255, 47-63.
- Thorkelson, D.J., Breitsprecher, K., 2005. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos* 79, 25-41.
- Turner, S.P., George, R.M.M, Evans, P.J., Hawkesworth, C.J., Zellmer, G.F., 2000. Timescales of magma formation, ascent and storage beneath subduction-zone volcanoes. *Transactions Royal Society Edinburgh* 358, 1443-1464.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondu Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 144, 125-147.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L., Treuil, M., 1981. Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalts series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1997-2016.
- Villemant, B., Joron, J.L., Jaffrezic, H., Treuil, M., Maury, R.C., Brousse, R., 1980. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). II. Géochimie. *Bulletin de Minéralogie.*, 103, 267-286.
- Von Weizsäcker, C.F., 1937. Über die möglichkeit eines daulen Beta-Zerfalls von Kalium, *Physics, Z.*, 38, 632.

- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.-F., Bellon, H. Zhu, Y.-T., 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33, 465-468.
- Wilson, D.S., McCrory, P.A., Stanley, R.G., 2005. Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America. *Tectonics* 24, TC3008, doi:10.129/2003TC001621.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290,1910-1917.
- Wyllie, P. J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 375-380.
- Yeats, R. S., Haq, B. U., 1981. Deep-sea drilling off the Californias; Implications of Leg 63. In *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, D.C. U.S. Government Printing Office*, vol. 63, 949-961.
- Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov, N.I., Matvenkov, V.V., 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *Journal of Petrology* 35, 163-204.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107, 505-519.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plates edges. *Nature* 409, 500-504.
- Yoshioka, S., Wortel, M.J.R., 1995. Three-dimensional numerical modeling of detachment of subducted lithosphere. *Journal Geophysical Research* 100, 22,223-22,244.

ANNEXES

MÉTHODOLOGIE ET ACQUISITION DES DONNÉES

Dans tous les domaines de la science, la réalisation d'analyses est primordiale pour obtenir des résultats pouvant nous amener à émettre des interprétations à établir des hypothèses, tout en essayant de trouver des explications et des réponses aux questions qui se présentent jour après jour. Ainsi, un simple échantillon de roche a derrière lui toute une histoire une chronique que l'on peut lire et que l'on essaie de reconstruire, à partir d'observations, de données etc. Pour cela il existe de nombreuses méthodes qui permettent l'obtention d'arguments ou d'indices pour mieux compléter cette histoire. Il ne s'agit pas seulement de déterminer l'âge ou la composition chimique d'un caillou, mais également de savoir comment on obtient cet âge ou cette composition. C'est donc cela qui fait l'objet de cette annexe.

On y fait une description détaillée de la méthode employée, essentiellement pour l'obtention des données chronologiques par la méthode $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$, dans les installations de géochronologie montées dans l'UMR 6538. Il me semble véritablement important d'insister sur cette expérience recommencée à chaque datation, car il constitue l'obtention de 70% des datations présentées dans ce travail. J'ai ainsi reçu une formation de la part de M. Jean-Claude Philippet, qui avait la charge de réaliser les extractions de l'argon, puis les analyses de l'argon extrait et le traitement des données. Dans un premier temps lors de mon arrivée au laboratoire, comme tout le monde, je n'avais qu'à préparer les échantillons à dater, mais apprendre ce métier m'a été proposé par mon directeur de thèse H. Bellon lorsque nous avons appris que M. Philippet ne serait pas remplacé après son départ en retraite. En effet le départ en retraite de M. Philippet privait le laboratoire de cet accès facilité à l'analyse de l'argon. C'est ainsi qu'a commencé la formation, qui n'a cependant pas été facile, car cela m'a demandé plusieurs mois au rythme de la formation pour réussir à faire une analyse complète. J'ai d'abord débuté par ce qui constitue la première étape, c'est-à-dire l'apprentissage de la préparation des boulettes qui contiennent l'échantillon (gravillon) et le traceur ^{38}Ar , puis l'introduction de ces boulettes dans la ligne de stockage, et enfin, la partie qui comprend le chauffage, la fusion et l'introduction des gaz dans le spectromètre de masse. Je n'ai toutefois jamais effectué les travaux de verrerie, réalisés au début par M. Philippet, et par la suite par le verrier de Chimie et par mon directeur de thèse. Une fois capable de maîtriser cette première étape, je suis passé à l'étape de la mesure isotopique, mais il m'a fallu comprendre le fonctionnement de l'alimentation du spectromètre de masse, et lorsque tout a commencé à s'éclaircir, le système électronique a été remplacé par un système piloté par un ordinateur, ce dernier est plus

pratique à manipuler que le précédent. J'ai finalement dû apprendre à gérer l'obtention des données et à les ranger dans des fichiers spéciaux pour réaliser les calculs des âges.

Ce deuxième chapitre comprend aussi, d'une part, la méthode utilisée pour l'obtention des données, et d'autre part, la méthode des travaux analytiques géochimiques des éléments majeurs et en trace effectuée par Jo Cotten dans les locaux de l'UFR Sciences et Techniques destinés à accueillir le ICP-AES de l'UMR CNRS-UBO 6538. Même la géochimie des éléments en trace analysés par ICP-MS par M. Benoit dans les installations de géochimie isotopique de l'Institut Universitaire Européen de la Mer au sein de l'UMR CNRS-UBO 6538 Domaines Océaniques.

LA DATATION ISOTOPIQUE $^{40}\text{K} - ^{40}\text{AR}$

1. Principes généraux de la méthode et calcul de l'âge

La méthode conventionnelle de datation isotopique potassium-argon ($^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$), fonde ses principes sur la désintégration radioactive de l'isotope père ^{40}K en isotope fils ^{40}Ar radiogénique. Elle s'applique à une roche provenant de la solidification d'un magma entièrement dégazé, et repose sur l'hypothèse que cette roche ne contenait pas d'argon au moment de sa formation. Une datation de la roche est possible quand l'un des minéraux la constituant contient du potassium, et que le minéral a piégé la totalité de l'argon formé lors de la désintégration du ^{40}K . Les minéraux sont alors datés en mesurant les concentrations du ^{40}K et de l' ^{40}Ar accumulé. Le dosage du ^{40}K et de l' ^{40}Ar nécessite l'emploi de techniques raffinées de spectrométrie de masse mises en œuvre dans des laboratoires spécialisés comme à Brest. La période radioactive du ^{40}K est de 1,25 milliards d'années ; la méthode permet ainsi de dater des roches avec une bonne précision. Les minéraux les mieux adaptés à cette méthode sont la biotite, la muscovite et les feldspaths des roches volcaniques et des roches métamorphiques.

Cette méthode a été initialement proposée par Von Weizsacker en 1937 à la suite des travaux de Nier (1935) sur l'isotope ^{40}K ; cependant, son application pour la datation des roches et des minéraux s'instaure à partir de 1950 et prend une place prépondérante au cours des années.

Au moment de la cristallisation d'une lave, on suppose l'absence de ^{40}Ar radiogénique dans un système « roche totale » ou « minéral » datée au moment initial ($t_0 = 0$) de sa fermeture, de ce fait, le fonctionnement du chronomètre $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ est considéré idéal. Ainsi la désintégration de l'isotope radioactif du potassium ^{40}K dans ce système est traduite par l'équation suivante : $dN/dt = -\lambda N$, où dN/dt représente le nombre de désintégrations d'atomes pères par unité de temps, N le nombre total d'atomes pères et λ la constante de désintégration radioactive.

L'intégration de cette équation donne : $N = N_0 e^{-\lambda t}$, où N_0 est le nombre d'atomes pères à l'instant initial $t_0 = 0$ (moment de fermeture du système « roche totale » ou « minéral ») et N , le nombre d'atomes pères subsistant au temps t . Le nombre d'atomes radiogéniques fils ($^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$) formés à l'instant sera:

$$D = N_0 - N = N(e^{\lambda t} - 1)$$

La durée nécessaire à la transformation en atomes fils radiogéniques de la moitié des atomes pères présents au moment initial t_0 est la période de désintégration d'un isotope radioactif d'un élément. Selon Garner et al. (1976), la composition isotopique du potassium au pourcentage atomique est la suivante:

$$^{39}\text{K} = 93,2581 \% ; ^{40}\text{K} = 0,01167 \% ; ^{41}\text{K} = 6,7302 \%$$

Seul ^{40}K est radioactif et sa période de désintégration est de $1,25 \times 10^9$ ans.

La désintégration aboutit sur la formation des isotopes radiogéniques ^{40}Ar (11,0 %) et ^{40}Ca (88,8 %) selon quatre processus exposés dans la figure A.1 :

a) Radioactivité β^- (88,8 %)

L'atome de ^{40}Ca résulte de la transformation d'un neutron en un proton, permettant l'émission d'un rayonnement β^- et ainsi l'augmentation du numéro atomique de 19 à 20.

b) Capture électronique et c) radioactivité γ (11,0 %)

Le noyau capture un des électrons de la couche électronique la plus interne, ce qui entraîne la transformation d'un proton en un neutron, diminuant ainsi le numéro atomique de 19 à 18 et produisant un atome de ^{40}Ar à l'état excité, qui recouvre l'état fondamental stable par émission d'un rayonnement γ .

d) Radioactivité β^+ (0,001 %).

L'émission d'un rayonnement β^+ est permise par la transformation directe d'un proton en un neutron, et réduit le numéro atomique de 19 à 18 en produisant un atome de ^{40}Ar . Une proportion plus importante de ^{40}Ca que de ^{40}Ar radiogénique est conduite par la désintégration radioactive de ^{40}K . L'isotope ^{40}Ca est particulièrement abondant à l'état naturel dans les roches et la proportion de ^{40}Ca radiogénique y sera donc le plus souvent négligeable, contrairement à ^{40}Ar . De ce fait le chronomètre $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ sera préférentiellement utilisé pour la datation isotopique des roches. Les abondances respectives dans l'atmosphère des trois isotopes de l'argon sont (Nier, 1950):

$$^{40}\text{Ar} = 99,600 \% ; ^{38}\text{Ar} = 0,063 \% ; ^{36}\text{Ar} = 0,337 \%$$

Le gaz rare le plus abondant dans l'atmosphère est l'argon, sa composition isotopique est le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ égal à 295,6. Cet argon (^{40}Ar et ^{36}Ar) est piégé dans des phases minérales (préférentiellement sur la bordure des minéraux) et va par la suite coexister avec ^{40}Ar radiogénique issu de la désintégration radioactive de ^{40}K au moment de la cristallisation d'une roche. Néanmoins, ^{40}Ar non atmosphérique et non radiogénique peut parfois également être contenu dans certaines roches ou phases minérales. Cela amène à définir les divers types de ^{40}Ar qui peuvent être présents dans une roche ou une phase minérale, selon la nomenclature proposée par Lippolt et al. (1990) et inspirée de celle de Lanphere et Dalrymple (1976) :

- ^{40}Ar radiogénique = ^{40}Ar issu de la désintégration in situ de ^{40}K depuis l'événement géologique à dater.

- ^{40}Ar atmosphérique = ^{40}Ar d'origine atmosphérique, piégé dans la roche au moment de sa cristallisation par refroidissement, puis parfois postérieurement à sa cristallisation, sous l'action de l'altération météorique ou d'une contamination par l'eau de mer.

- ^{40}Ar hérité = ^{40}Ar produit à l'intérieur d'un minéral par désintégration de ^{40}K avant l'événement géologique à dater ; ceci apparaît dans les roches dont les structures minérales ont été déstabilisées lors d'une, voire de plusieurs phases de réchauffement (métamorphisme).

- ^{40}Ar en excès = ^{40}Ar non atmosphérique incorporé dans les minéraux ou les roches par un processus autre que la désintégration in situ de ^{40}K ; il s'agit en particulier d'argon de composition non atmosphérique transporté par des circulations de fluides et incorporé dans les magmas avant leur solidification ou dans les roches consolidées après leur mise en place.

- ^{40}Ar étranger = ^{40}Ar en excès + ^{40}Ar hérité.

- ^{40}Ar commun = ^{40}Ar atmosphérique + ^{40}Ar en excès.

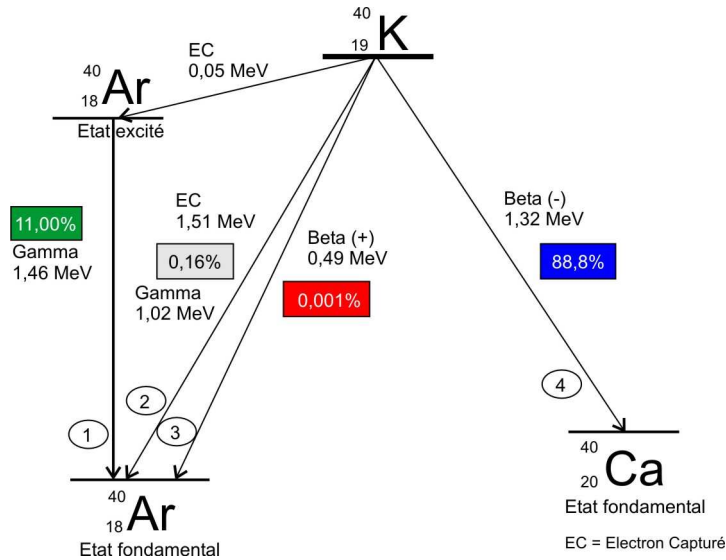


Figure A.1. Représentation schématique de la désintégration de l'isotope radioactif du potassium ^{40}K .
 1 Electron capturé associé à l'émission de rayonnement gamma.
 2 Electron capturé sans émission de rayonnement gamma.
 3 Emission de positron.
 4 Emission d'électrons ou rayonnement bêta, (modifié d'après Dalrymple et Lanphere, 1969 et Priadi, 1993).

A partir de l'équation : $D = N(e^{\lambda t} - 1)$, on peut déterminer $t = 1/\lambda \ln(1 + D/N)$.

Dans le cas de la désintégration de ^{40}K , on a :

$N = ^{40}\text{Ar}$ (nombre d'atomes pères encore présents à l'instant t).

$D = ^{40}\text{Ar}_{\text{rad.}} + ^{40}\text{Ca}_{\text{rad.}}$ (nombre d'atomes fils créés présents à l'instant t).

$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$ (λ_e = constante de désintégration de ^{40}K en ^{40}Ar ; λ_β = constante de désintégration de ^{40}K en ^{40}Ca).

L'équation devient alors :

$$t = [1/(\lambda_e + \lambda_\beta)] \ln \{ 1 + (^{40}\text{Ar}_{\text{rad.}} / ^{40}\text{K}) \cdot ([\lambda_e + \lambda_\beta] / \lambda_e) \}$$

Les constantes de désintégration radioactive employées sont celles énoncées par Steiger et Jäger (1977) :

$$\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1} ; \lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

Dans une roche ou un minéral, l'abondance de ^{40}K représente 0,0116 % de celle de potassium total en atomes. La teneur en K_2O des échantillons datés est mesurée au laboratoire de géochronologie de l'UBO par spectrométrie d'absorption atomique, celle d' ^{40}Ar radiogénique par spectrométrie de masse. Ainsi, en tenant compte des valeurs des constantes de désintégration radioactive et des unités de mesure définies par les concentrations du potassium et de l'argon, on peut écrire l'équation d'âge :

$$t = 4154,04 \cdot \log(1 + 142,69 [^{40}\text{Ar}^* / \text{K}])$$

$^{40}\text{Ar}^*$ est ^{40}Ar radiogénique et il est donné en cm^3/g ; K en %. L'âge t est donné en Millions d'années (Ma).

Si les matériaux datés satisfont les conditions suivantes, on attribue à l'âge calculé une signification géologique:

a) ^{40}Ar présent dans le système roche totale ou dans le système « minérale » doit être uniquement ^{40}Ar radiogénique et ^{40}Ar atmosphérique.

b) L'argon 40 d'une autre origine est susceptible d'y être présent, son abondance est moindre dans l'échantillon, toutefois, il convient de pouvoir estimer l'ampleur de la correction à effectuer. Au moment de la cristallisation d'une roche ou d'un minéral, lors de l'événement géologique que l'on souhaite dater, il y a eu la présence de ^{40}Ar en excès et/ou de ^{40}Ar hérité susceptible(s) d'avoir été intégré(s) au système roche totale ou minérale au moment de sa fermeture.

c) Depuis l'événement géologique à dater, le système roche totale ou système minérale doit être clos vis-à-vis de l'extérieur, pour K et Ar, (exemple : postérieurement à la cristallisation dans le cas d'une lave) ; il ne doit donc pas avoir subi de perte ou d'apport secondaire de K et/ou Ar, en particulier sous l'effet de l'altération météorique et de la contamination par l'eau de mer.

d) Dans tous les systèmes étudiés, les valeurs de λ_e , λ_β et des abondances isotopiques du potassium sont constantes.

2. Protocoles de préparation des échantillons et des analyses réalisées

2.1 Préparation des échantillons sélectionnés à dater

L'intérêt géologique de l'information que nous souhaitons obtenir joue un rôle majeur dans le choix de l'échantillon à dater, soit sur roche totale, soit sur une ou deux phases minérales isolées ou/et sur la mésostase séparée. On retient pour la préparation la partie qui à l'œil nu semble la plus saine ; dégagée à la scie à roches de toutes les zones d'altération visibles, elle est alors concassée au marteau et tamisée régulièrement dans le but de recouvrer avec le meilleur rendement possible la fraction granulométrique 0,30 à 0,15 mm destinée à l'analyse de la roche totale (Figure A.2) ou 0,30 à 0,08 mm sur laquelle sera réalisée une séparation minérale en utilisant principalement un séparateur magnétique isodynamique (Franz). Le grain est choisi en fonction de la taille moyenne du minéral dans la roche.



Figure A.2. Photographie qui montre les tubes contenant à gauche les grains tamisés et à droite la poudre fine réalisée à partir des grains, les tamis, le marteau ainsi que la plaquette d'échantillon.

Issue du broyage, la fraction des particules très fines, susceptible notamment de concentrer les produits d'altération de la roche, est éliminée par tamisage puis par lavage à l'eau distillée.

On réduit en poudre dans un broyeur en agate électrique dix à quinze pour cent du granulat de roche totale ou de minéraux séparés, destinés à l'analyse de l'argon. Cette poudre sera utilisée pour doser le potassium par spectrométrie d'absorption atomique. L'autre partie est conservée et utilisée pour analyse de l'argon par spectrométrie de masse.

Pour la datation des minéraux séparés, les phases minérales à conserver sont isolées par séparateur magnétique sur des fractions granulométriques de 0,16 à 0,10 mm, voire inférieures. Un tri complémentaire peut permettre d'éliminer des phases étrangères ou des grains mixtes.

3. Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique

3.1. Préparation des solutions : solution d'attaque, « solution mère », « solution fille »

On place dans un flacon hermétique en polypropylène (rigide et indéformable à la température de 100°C) une fraction de poudre réalisée à partir du granulat tamisé de l'échantillon à dater, puis, sur une balance SAUTER AR 1014 (Figure A.3a), on pèse des masses de poudre qui

peuvent varier de 0,006 à 0,2 g, selon la teneur en K_2O estimée. Par la suite cette fraction est attaquée pendant une journée par 4 ml d'acide fluorhydrique dans une étuve à 80° . On obtient ainsi une solution d'attaque (Figure A.3c).

Puis une solution tampon est préparée contenant 0,4 g/l de chlorure de césium ($CsCl$), 20 g/l d'acide borique (H_3BO_3) et le complément d'eau tri-distillée (Figure A.3b et c). Ensuite, on ajoute 96 ml de cette solution tampon aux 4 ml d'acide fluorhydrique contenant l'échantillon attaqué et dissout. On obtient alors 100 ml de la « solution mère ».

La « solution fille » est réalisée par dilution à $1/25^{\text{ème}}$ par ajout d'eau tri-distillée, soit 2 ml de solution mère, 2 ml de la solution de chlorure de césium et 46 ml d'eau tri-distillée (Figure A.3b et c). Celle-là sera utilisée directement pour le dosage du potassium.

L'acide borique sert à complexer l'acide fluorhydrique et à dissoudre les fluorures ; le chlorure de césium permet de neutraliser le phénomène d'ionisation du potassium, et l'acide chlorhydrique d'ajuster le pH de la « solution fille » à 3 ou 4.

3.2. Analyse par absorption atomique

Le principe de la méthode se fonde sur l'absorption des radiations électromagnétiques des régions visibles et des radiations UV du spectre par les atomes. On observe ce phénomène lorsque la radiation caractéristique (de résonance) de l'élément traversé dans un nuage constitué d'atomes de l'élément ici raie. La solution contenant l'élément de l'échantillon est vaporisée par aspiration de la solution dans une flamme (Figure A.3d) ou par évaporation d'une surface chauffée électriquement. Ainsi les atomes peuvent puiser de l'énergie dans un milieu extérieur, afin de passer de l'état fondamental stable à l'état excité. L'élément à doser (K), contenu dans la « solution fille », est amené à l'état d'atome au niveau d'une flamme « air + acétylène » (Figure A.3d).

On peut subséquentement déduire que l'atomisation consiste en :

La solution contenant l'élément à doser, aspirée dans la flamme et nébulisée en très fines gouttelettes.

La formation de microcristaux ou de molécules gazeuses lorsque le solvant s'évapore.

Les deux dernières étapes sont quasi-simultanées, la dissociation en atomes des microcristaux ou des molécules gazeuses s'effectue sous l'effet de la chaleur de la flamme.



Figure A.3. Dosage du K et des analyses en spectrométrie d'absorption. a) pesée des échantillons ; b) spectromètre d'absorption, acides et solutions pour l'attaque chimique ; c) attaque chimique des échantillons ; d) fonctionnement du spectromètre d'absorption. Photo H. Bellon.

L'énergie nécessaire pour faire passer les atomes de l'état fondamental stable à l'état excité est apportée sous forme lumineuse par une lampe à cathode creuse, dont la longueur d'onde est caractéristique de l'élément à doser (7664 Å pour le potassium ; Figure A.3d). Suivant la loi de Lambert-Beer on mesure une diminution de l'intensité incidente émise par le tube à cathode creuse à la suite de l'absorption partielle de l'énergie par l'élément, ainsi :

$$\ln(I_0/I) = k.l.C$$

D'où I_0 = intensité de la radiation émise par la lampe à cathode creuse jusqu'à la flamme. I = intensité lumineuse résiduelle après absorption par l'élément à doser de l'énergie nécessaire pour passer de l'état stable à l'état excité. k = coefficient d'absorption atomique, dépendant de l'élément à doser et de la longueur d'onde du faisceau incident. l = largeur de la zone d'analyse. C = concentration des atomes à doser dans la flamme.

L'intensité de la lumière ($I_0 - I$) absorbée dans la flamme est fonction de la concentration de K dans la solution fille. L'intensité lumineuse résiduelle est transmise à un monochromateur, puis transformée en impulsions électriques par photo multiplicateur et traduite en lecture

inversée sous forme spectrale sur un papier d'enregistrement. La hauteur du pic obtenu est inversement proportionnelle à l'intensité lumineuse résiduelle, mais proportionnelle à l'intensité de lumière absorbée et donc proportionnelle à la concentration de l'élément à doser. Le spectromètre d'absorption utilisé au laboratoire de géochimie-géochronologie, est un Varian Techtron AA-6 (Figure A.3b, c et d).

3.3. Réalisation d'une courbe d'étalonnage

Il est nécessaire d'établir une courbe d'étalonnage pour chaque série d'analyses, ceci se fait à l'aide de solutions d'échantillons standards dont on connaît la teneur en K_2O , ainsi ces solutions sont préparées dans des conditions identiques à celles des solutions d'échantillons de K_2O inconnu. Généralement, on prépare en moyenne 30 à 40 analyses de K_2O soit 15 ou 20 échantillons par série en faisant des duplicata de chaque exemplaire. Au cours d'une manipulation, les solutions standards sont analysées régulièrement en alternance avec les solutions d'échantillons dont la concentration en K_2O reste à déterminer pour mieux les encadrer (Tableau A.1; Figure A.4).

Afin de tracer la courbe d'étalonnage, on mesure d'abord sur le spectre analytique enregistré la transmittance de chaque solution standard, qui correspond au pourcentage de lumière résiduelle transmise au monochromateur après passage dans la flamme. A l'aide d'une solution appelée « blanc », le bruit de fond minimal du spectromètre est régulièrement mesuré en cours de manipulation, cette solution est dépourvue de K_2O mais elle est préparée dans les mêmes conditions que les solutions contenant l'élément à doser. Par définition, la transmittance du blanc est égale à 100. $T = 100 \cdot x/y$. Le titre en K_2O (ppm K_2O) de chaque solution standard est alors calculé. Dans le cas présent la masse pesée est diluée dans la « solution fille » dans un rapport 1 : 2500 ; K_2O est calculé et exprimé en % (Tableau 1). Le report sur diagramme de la transmittance de chaque solution standard en fonction du titre en K_2O permet d'établir la courbe d'étalonnage (Figure A.4), dont l'allure est directement liée aux paramètres de fonctionnement du spectromètre d'absorption durant la manipulation.

N° d'analyse	PIC Echantillon	PIC St Inf.	Gamma St Inf.	PIC St Sup.	Gamma St Sup.	Dilution (1/n)	Poids analysé (g)	K2O (%)	Nom de l'échantillon
8282	45,5	28	0,118	58,75	0,283	25	0,0406	1,305	STD BASALTE BR CRPG
8283	125,5	122	0,722	135	0,853	25	0,1213	1,561	STD SBA1
8295	90,00	59,50	0,283	96,70	0,529	25	0,0902	1,343	AMN-MEX / BC0539
8296	102,00	96,70	0,529	121,50	0,722	25	0,0904	1,577	AMN-MEX / BC0610
8297	125,50	121,50	0,722	134,25	0,853	25	0,0900	2,120	AMN-MEX / BC0601
8298	81,50	58,00	0,283	94,80	0,529	25	0,0901	1,221	AMN-MEX / BC0523
8299	111,50	94,80	0,529	120,25	0,722	25	0,0907	1,807	AMN-MEX / BC0505
8300	129,50	119,75	0,722	132,50	0,853	25	0,0910	2,259	AMN-MEX / BC0532
8301	147,50	131,50	0,853	151,00	1,075	25	0,0903	2,866	AMN-MEX / BC0506
8302	118,50	92,70	0,529	119,00	0,722	25	0,0907	1,980	AMN-MEX / BC0545
8303	99,00	92,00	0,529	118,25	0,722	25	0,0902	1,609	AMN-MEX / BC0604
8304								#DIV/0!	BLANC
8275	116,25	114,50	0,722	122,50	0,853	25	0,0913	2,055	AMN-MEX / BC0545
8276	99,50	90,00	0,529	114,25	0,722	25	0,0903	1,674	AMN-MEX / BC0604
8235	88,75	54	0,283	90	0,529	25	0,0914	1,424	AMN-MEX / BC05105
8239	61,25	53,75	0,283	90	0,529	25	0,0901	0,926	AMN-MEX / BC0602
8245	143,00	126,00	0,853	143,50	1,075	25	0,0900	2,968	AMN-MEX / BC0539
8246	104	89,00	0,529	103,00	0,722	25	0,0913	2,015	AMN-MEX / BC0610
8254	123	113,75	0,722	126,00	0,853	25	0,0902	2,275	AMN-MEX / BC0531
8257	119	113,50	0,722	125,50	0,853	25	0,0905	2,160	AMN-MEX / BC0601
8259	78,5	53	0,283	90	0,529	25	0,0901	1,256	AMN-MEX / BC0523
8264	125,5	113,50	0,722	125,50	0,853	25	0,0903	2,362	AMN-MEX / BC0535
8269B	112,5	100	0,529	113,25	0,722	25	0,0907	1,960	AMN-MEX / BC0527
8271	26	0	0	54	0,283	25	0,0920	0,370	AMN-MEX / BC0532
8274	158,75	144,50	1,075	165,5	1,415	25	0,0904	3,611	AMN-MEX / BC0549
8278	117,5	113,50	0,722	125,50	0,853	25	0,0906	2,113	AMN-MEX / BC0606
8280	114,5	113,5	0,722	124,5	0,853	25	0,0903	2,032	AMN-MEX / BC05102
8281	117,5	113,5	0,722	124,5	0,853	25	0,0902	2,133	AMN-MEX / BC0605
8099	24,00	0,00	0,000	24,00	0,118	25	0,0185	1,595	STD / Basalte BR
8100	51,00	24,00	0,118	53,00	0,283	25	0,0452	1,502	STD / Basalte BR
8101	90,50	89,20	0,529	112,50	0,722	25	0,0932	1,448	STD / Basalte BR
8102	119,50	112,50	0,722	123,25	0,853	25	0,1154	1,749	STD / SBA 1
8103	131,50	123,25	0,853	143,00	1,075	25	0,1386	1,706	STD / SBA 1
8104	144,00	143,00	1,075	164,50	1,415	25	0,0984	2,771	STD / SBA 2
8105	167,00	164,50	1,415	174,00	1,608	25	0,1281	2,861	STD / SBA 2
8106	177,50	174,00	1,608	185,50	1,942	25	0,1072	3,987	STD / SBA 3
8107	190,00	185,50	1,942	199,00	2,263	25	0,1298	3,946	STD / SBA 3

Tableau A.1 Analyses des échantillons et des standards concernant le 28 mars 2007

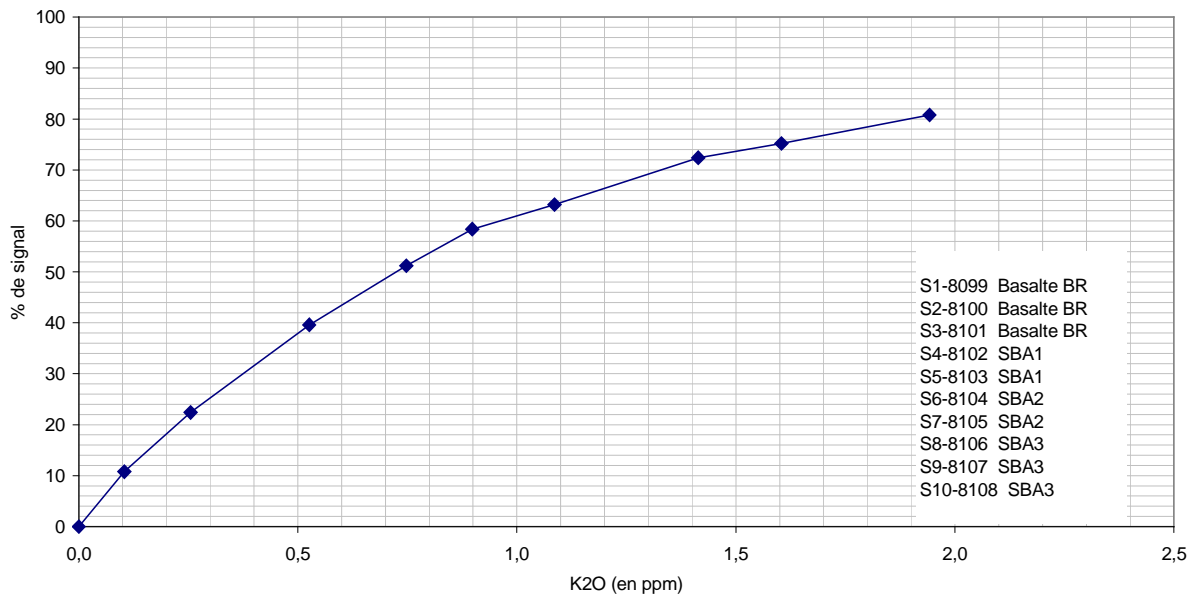


Figure A.4 Courbe d'étalonnage du potassium à partir des solutions standards. Remarque : l'inflexion du point 6 est une anomalie dénotant un petit écart dans la dilution.

3.4. Détermination de la teneur en K₂O des échantillons

La transmittance de chaque solution d'échantillon dosée est calculée et permet, par report sur la courbe d'étalonnage, de déduire directement la valeur du titre en ppm de K₂O. On calcule la teneur de K₂O de chaque échantillon en suivant la relation :

$$K_2O = (\text{ppm } K_2O \cdot \text{dilution}) / \text{poids échantillon}$$

K₂O est donné en ppm, K₂O en %, dilution en cm³ et poids échantillon en g. Deux analyses de K₂O indépendantes, c'est-à-dire 2 solutions mères sont systématiquement réalisées pour chaque échantillon à dater, dans une même série d'attaques et de mesures ; seuls les résultats reproductibles (différence <1%) sont retenus.

4. Dosage de l'argon par spectrométrie de masse

4.1. Principe de la spectrométrie de masse

Dans une enceinte où règne un vide poussé, des ions de masse m et de charge e , animés d'une vitesse acquise par une différence de potentiel V , décrivent, lors de leur passage dans un champ magnétique B , une trajectoire circulaire de rayon R (Figure A.5), suivant la loi :

$$R = (0,144 \cdot 10^{-3} / B) \cdot mV/e$$

Unités d'expression des paramètres B en Tesla, V en volt, R en mètre.

Le spectromètre utilisé, Thomson Cameca, 205 TSN (Figure A.5 et A.5.1) a été modifié par le laboratoire à plusieurs reprises, il a pour caractéristiques :

- Rayon de courbure : 6 cm.
- Champ magnétique : 3500 gauss.
- Tension d'accélération des ions, variable de 0 à 800 V.
- Déviation des ions : 180°.

Les différents isotopes d'un même élément sont isolés grâce à un spectromètre de masse, dans notre cas on sépare ici ^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar . Le champ magnétique B est fixe et la tension V variable, il est possible, par le réglage de cette tension, d'amener successivement les trajectoires d'ions de rapports m/e distincts sur le même demi-cercle et d'en mesurer les abondances respectives. Dans le cas de l'argon, on devrait alors pouvoir successivement déterminer les abondances des isotopes ionisés ^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar .

La spectrométrie de masse permet uniquement de mesurer des rapports entre isotopes, et non pas la connaissance directe des concentrations de chaque isotope. La méthode de dilution isotopique supplémentaire du même élément de concentration connue est appelée traceur. Dans le cas d'une roche ou d'un minéral à dater, ^{38}Ar d'origine atmosphérique contenu dans l'échantillon est très peu abondant et négligeable par rapport aux concentrations ^{40}Ar et ^{36}Ar . ^{38}Ar sera utilisé comme traceur et introduit en quantité précisément connue lors de l'analyse de chaque échantillon.

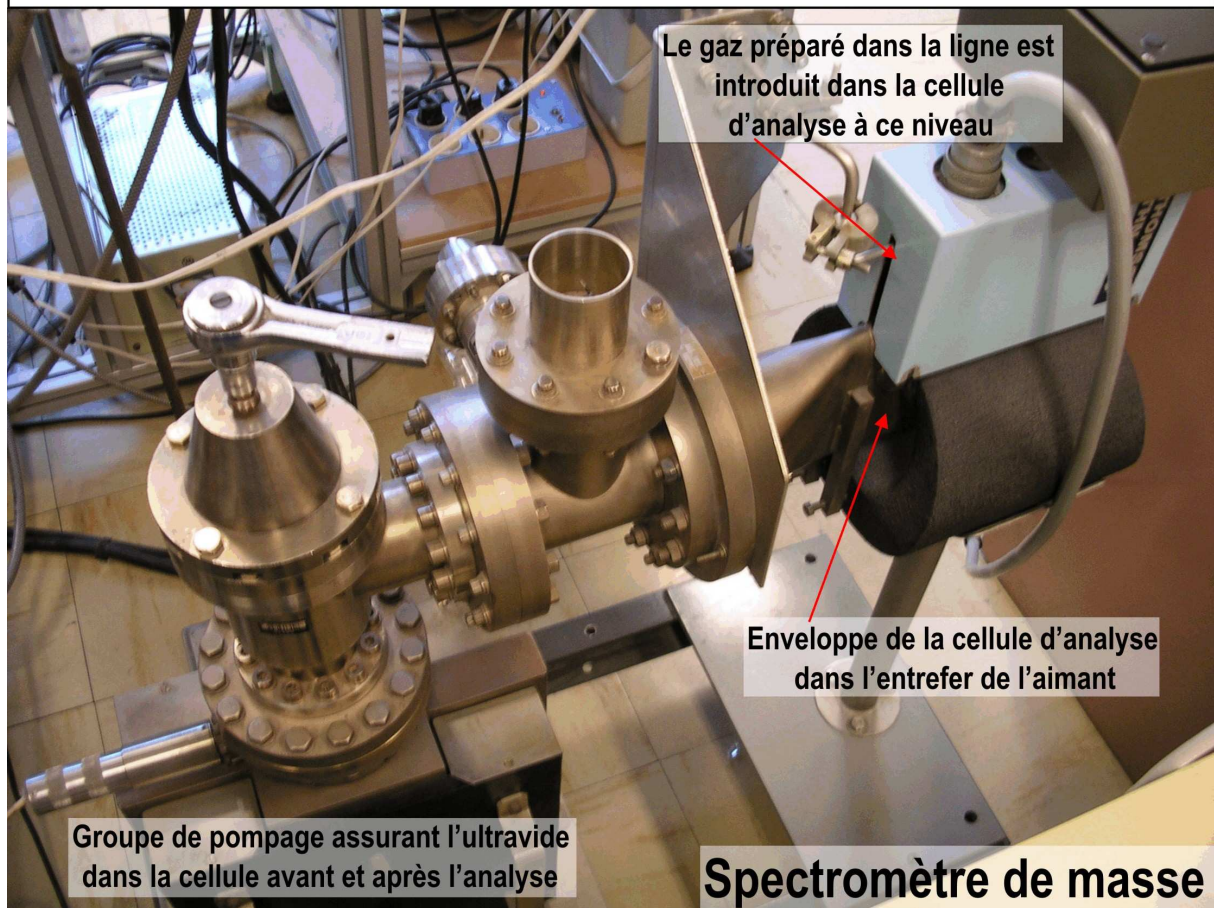
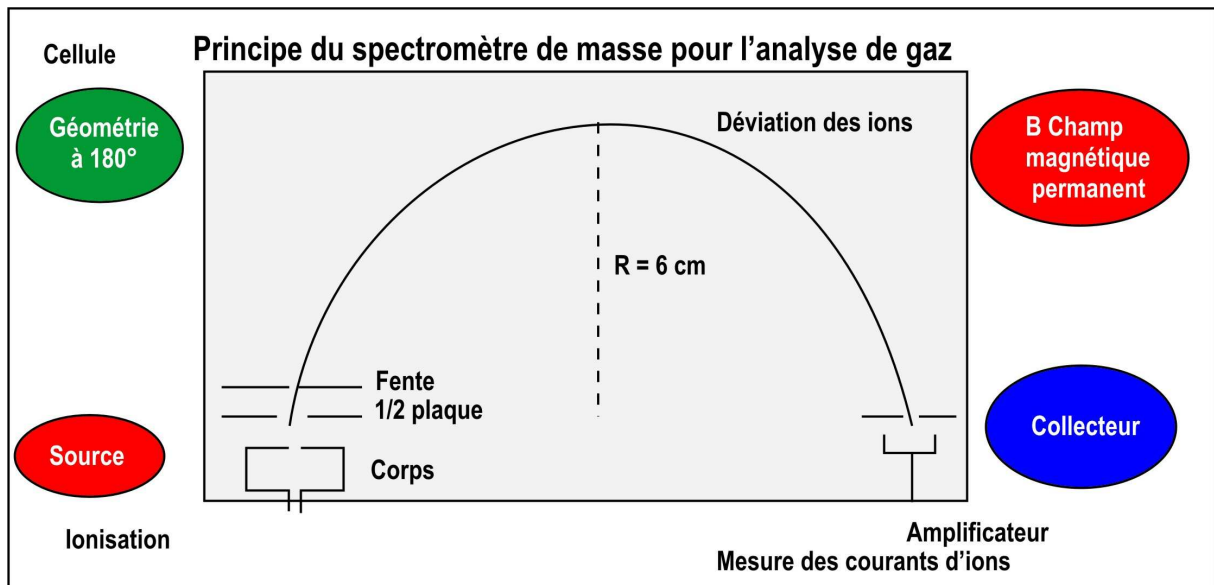


Figure A.5 Spectromètre de masse pour l'analyse de gaz dans le laboratoire de Géochronologie de la UBO ; spectromètre KAr, H. BELLON ; THOMSON CAMECA type TSN 205 SE. Photo H. Bellon.

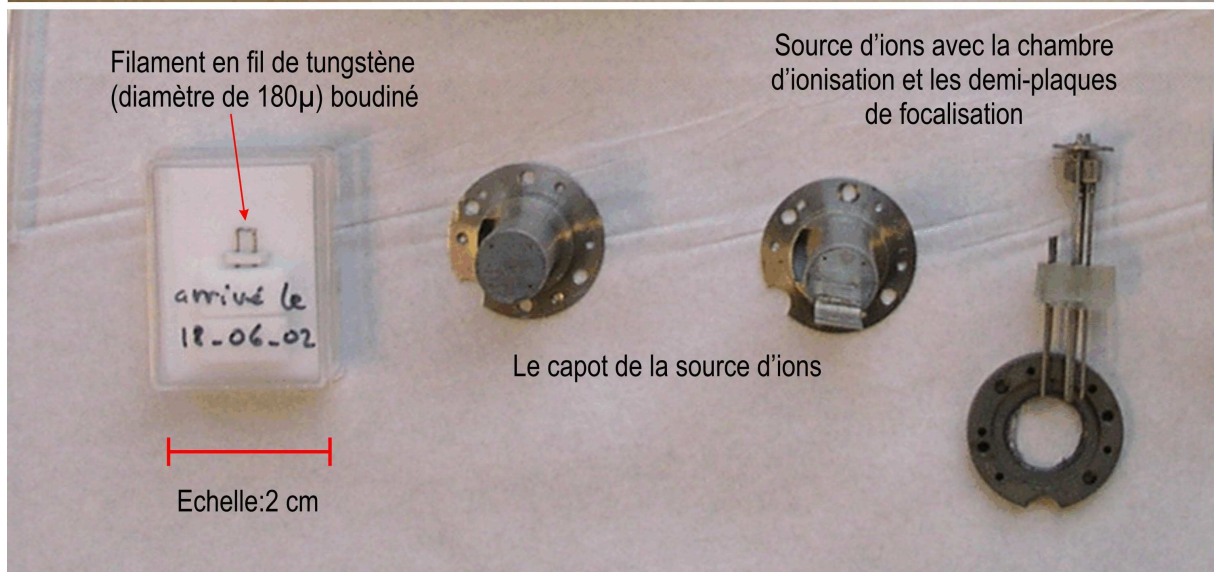
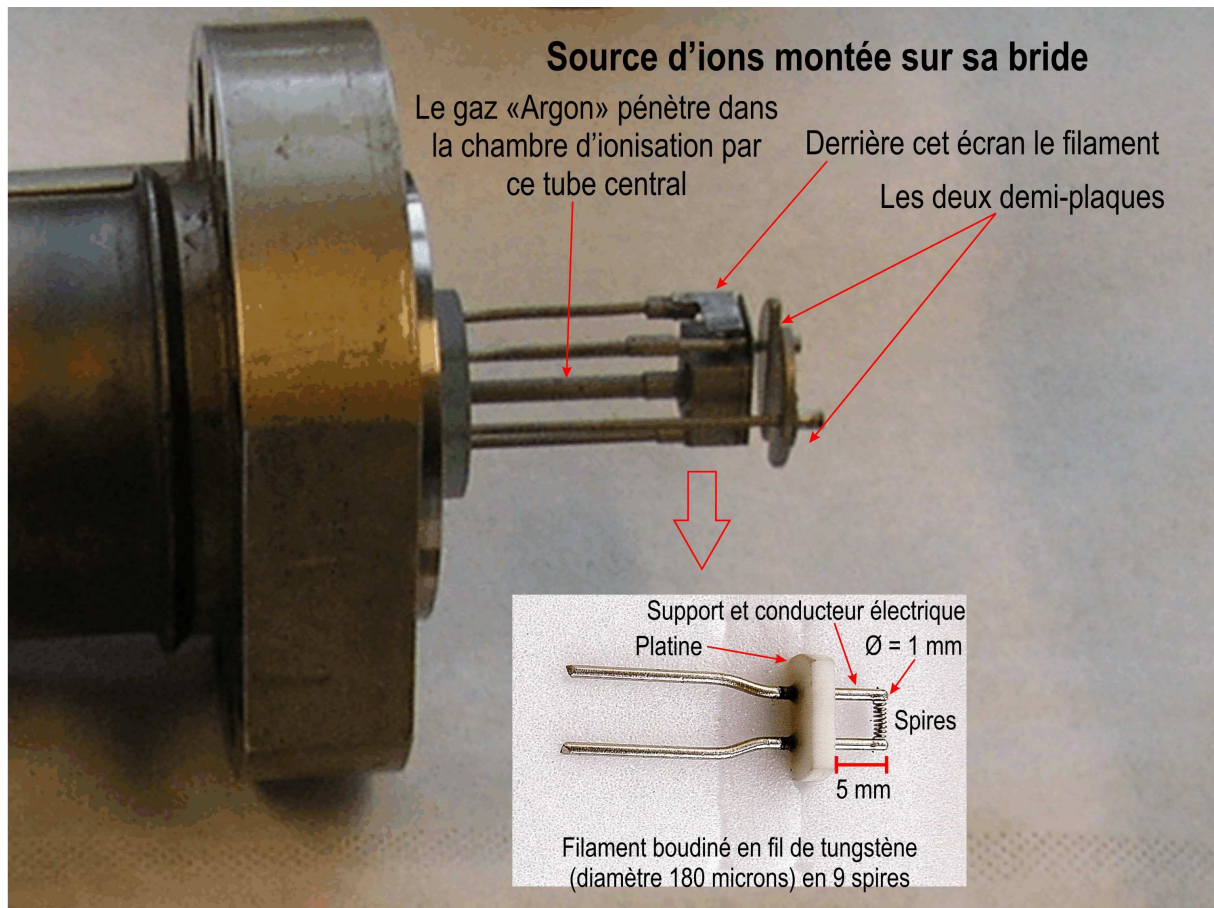


Figure A.5.1 Les éléments de la source d'ions dans le spectromètre de masse pour l'analyse d'un gaz. Photo H. Bellon.

Le filament (Figure A.5.1) est boudiné en fil de tungstène (W), il émet des électrons lorsque la courant en traversant atteint 2, 515 Ampères. La source d'émission est détectée par la mesure du courant filament corps.

La tension des demi-plaques (Figure A.5.1) est respectivement de -497,6 V et -526,1 V.

La tension entre le filament et le corps de la source est de 51,68 V, en suivant :

<u>Courant/Fil</u>	<u>Courant Fil/Corps</u>
2,515 A	0,009 A
2,875 A	0,143 A
2,890 A	0,157 A
2,920 A	0,187 A
2,960 A	0,233 A
3,001 A	0,283 A
3,030 A	0,327 A
3,050 A	0,364 A
3,070 A	0,402 A
3,080 A	0,422 A
3,091 A	0,444 A

On utilise un spectromètre de marque THOMSON CAMECA et de type TSN 205 SE qui met en évidence la présence d'un champ magnétique comptant 3500 Gauss de déviation de 180° des ions selon un rayon de courbure de 6 cm (Figure A.5). A l'intérieur, les isotopes de l'argon sont ionisés par bombardement d'électrons dans la chambre d'ionisation. Les électrons sont produits par un filament (13 spires et demie) de tungstène d'un diamètre = 120 µm, parcouru par un courant d'intensité constante d'environ 3,3 A (Figure A.5.1). Ils pénètrent dans la chambre d'ionisation par une fente latérale, avec une énergie de 50 eV suffisante pour ioniser les gaz inertes. À une tension d'accélération V variable le faisceau d'ions obtenu est conditionnée dans la chambre d'ionisation. Une présélection de la tension d'accélération des ions, qui permet d'enregistrer successivement les signaux ⁴⁰Ar, ³⁸Ar et ³⁶Ar pour chaque échantillon analysé fait partie du système. Focalisé entre deux demi-plaques (Figure A.5 et A.5.1), puis dévié dans le champ magnétique constant ; il atteint alors le collecteur de Faraday. Le courant d'ions reçu par le collecteur est amplifié, puis transformé en tension par une résistance de 10¹¹ Ohm et dirigé vers un voltmètre électronique (Keithley 642 E ; Figure A.6) connecté à un enregistreur graphique.

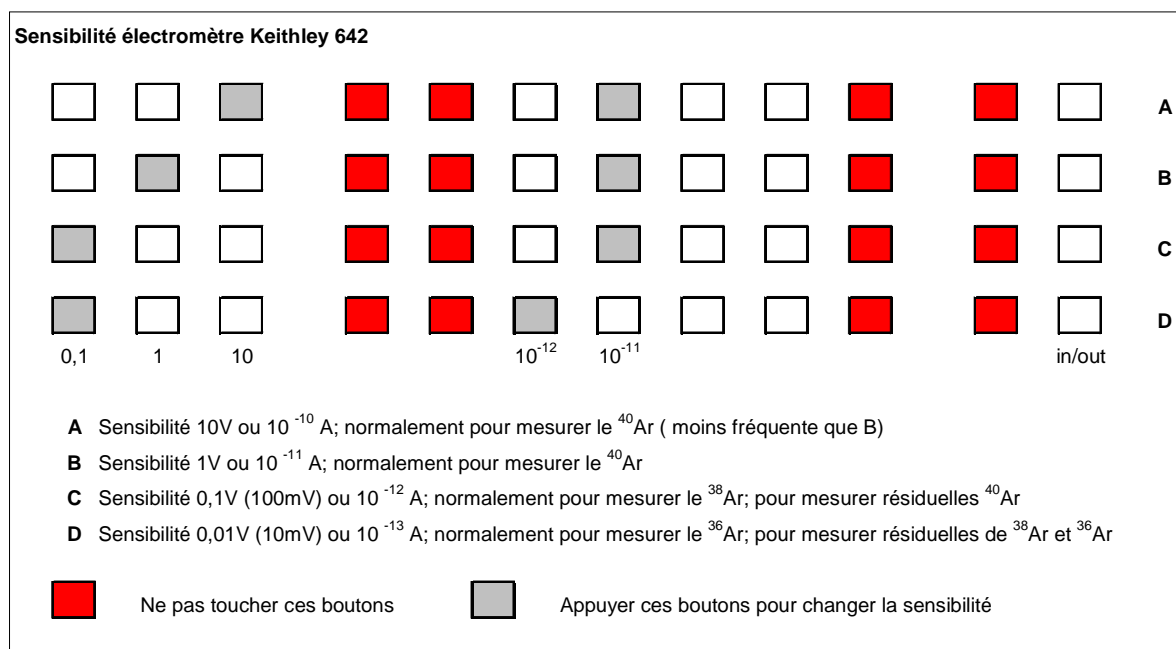


Figure A.6 Utilisation du voltmètre électronique Keithley 642 E.

4.2. Analyse de l'argon: de l'échantillon solide (roche ou minéral) à l'échantillon gazeux

Il existe quatre étapes majeures pour analyser l'argon contenu dans une roche ou un minéral ; cette manipulation a une durée totale d'environ 4 heures et consiste en:

- L'extraction de gaz par chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion et première purification du mélange.
- L'ultra purification du mélange gazeux.
- L'analyse par spectrométrie de masse des isotopes de l'argon
- La mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique, afin de corriger la discrimination en masse du spectromètre.

4.3. Le pilotage de l'alimentation du spectromètre de masse

Le système de pilotage de la nouvelle alimentation du spectromètre de masse a été mis au point très récemment. Ainsi, il est plus facile à manipuler que l'ancienne alimentation sur laquelle tout était à régler manuellement.

En premier lieu il faut ouvrir le logiciel GESTALIM, puis sélectionner la carte nommée : PCI-1716 BoardID=0 I/O=cc00H, et valider sur l'onglet vert. Immédiatement nous allons repérer une fenêtre qui permet de régler la tension de balayage de chaque pic, du pied au sommet. Pour établir une liaison entre le système de pilotage et l'alimentation, il faut chercher

la tension du sommet 28, puis valider, mais il faut la mettre à 0 %, et ensuite allumer le voltage de l'alimentation.

Nous pouvons régler la tension du sommet et de la base (pied) du pic d'argon 40, sommet et base du pic d'argon 38, sommet et base du pic d'argon 36, sommet et base de du pic d'argon 28 etc. en tenant compte des valeurs des sensibilités montrées dans la figure A.6. Pour ajuster les tensions il est nécessaire de faire changer les valeurs numériques affichées dans la partie supérieure de la fenêtre en cliquant sur les onglets roses ou bleus selon notre volonté d'augmenter ou diminuer la tension. Dès qu'on arrive à trouver la tension désirée, il faut cliquer sur l'onglet rouge pour programmer cette tension et ensuite l'onglet vert pour valider. Nous allons voir changer tout de suite les valeurs affichées sur l'alimentation du spectromètre de masse (Tension d'Accélération, I. Filament, U. Filament, I.Fil/Corps, U/Fil/Corps, UP1 et UP2). Dès que les tensions des sommets sont réglées il faut chercher dans le fichier HT-Masses la valeur du pied correspondant. Lorsque les tensions des sommets et pieds sont programmés on peut continuer avec la mesure isotopique.

A la fin de l'analyse nous devons répéter l'opération effectuée pour lier le système et l'alimentation, mais on doit éteindre le voltage et fermer la fenêtre de réglage de tension.

4.4. Analyse des isotopes de l'argon par spectrométrie de masse

Après avoir mesuré l'argon résiduel contenu dans le spectromètre de masse, les gaz de l'échantillon et du traceur y sont introduits par ouverture de la vanne à fuite réglable VFR. Auparavant, la mesure de l'argon résiduel était faite avant d'introduire le gaz de l'échantillon, mais suite aux instructions du professeur Bellon nous avons arrêté cette manipulation car il s'est aperçu que cette manœuvre ne changeait ni n'altérait le résultat définitif. D'abord nous avons commencé par mesurer l'argon une fois par jour le matin, puis une fois par jour matin ou après-midi, ensuite deux ou trois fois dans la semaine, et un jour nous avons complètement arrêté.

Les pics des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar de l'échantillon et ^{38}Ar du traceur sont enregistrés successivement par sélection de leur tension d'accélération respective. La hauteur maximale du sommet des pics est atteinte quelques minutes après l'introduction des gaz ; quatre séries de mesures des isotopes ^{40}Ar , ^{38}Ar et ^{36}Ar sont alors successivement effectuées (Figure A.7).

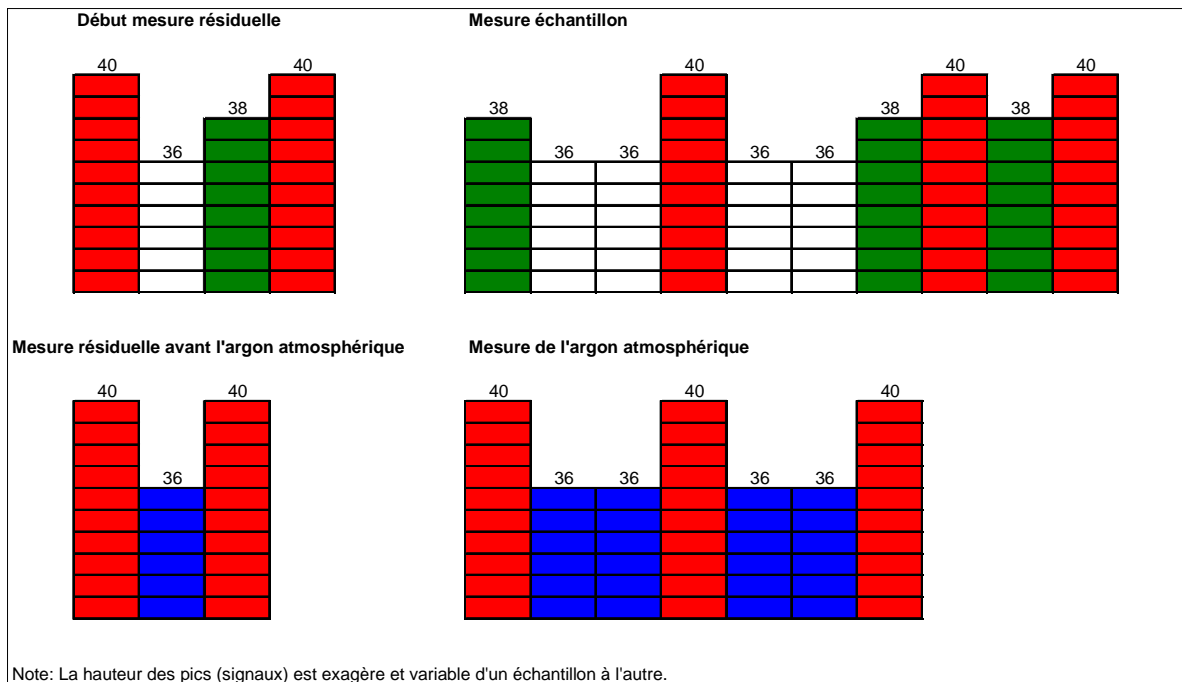


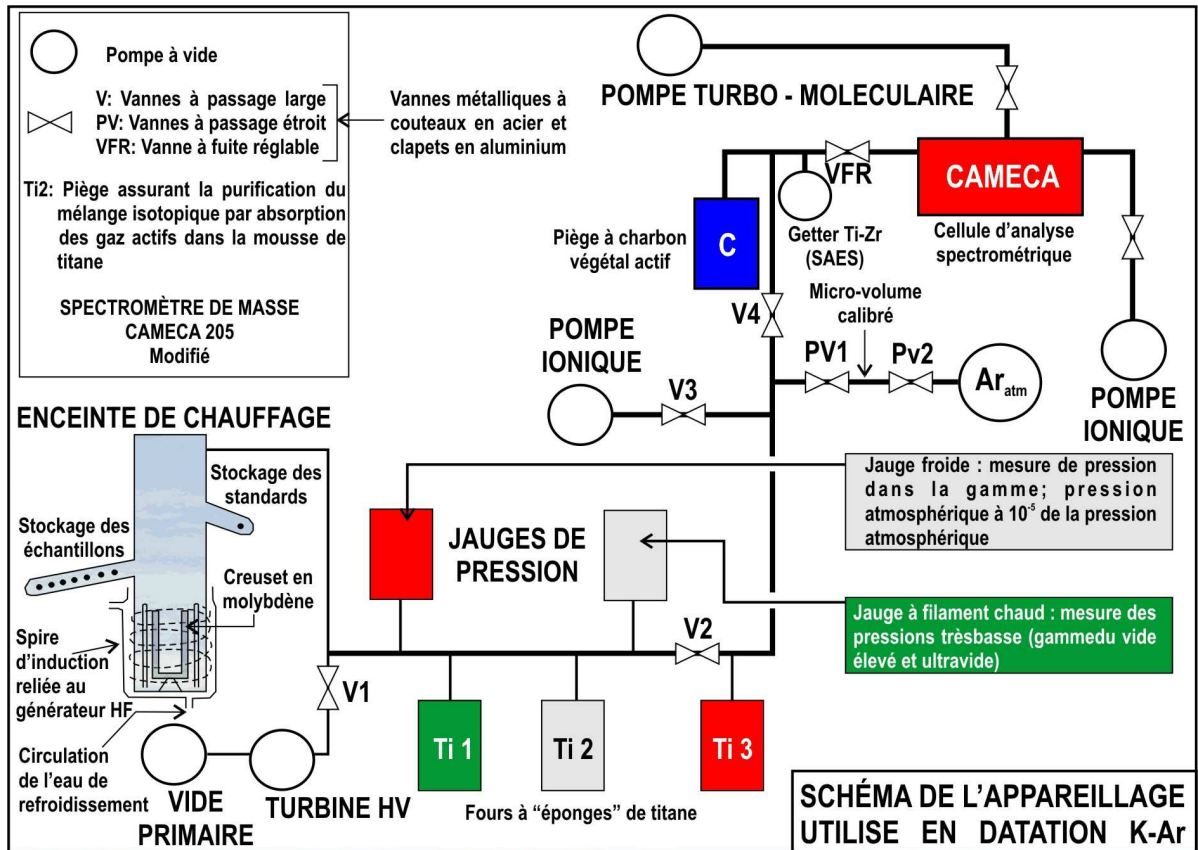
Figure A.7. Séquence de la mesure des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar de l'échantillon et ^{38}Ar du traceur.

4.5. Mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique

La valeur de 295,6 est établie pour le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ dans l'atmosphère (Nier, 1950). Les spectromètres de masse utilisés pour la datation isotopique $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ mesurent le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique différent de 295,6, qui varie en fonction de la pression de ^{40}Ar introduit dans le spectromètre. Donc, il devient indispensable de faire la détermination de la valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique correspondant à l'échantillon que l'on vient d'analyser. Après un temps de pompage ionique (entre 5 et 10 minutes) de la cellule du spectromètre et du volume compris entre V4 et la VFR (pompage au travers de V3 pour ce volume), consécutif à l'analyse des gaz de l'échantillon, une dose d'argon atmosphérique est prélevée dans l'intervalle 1cm^3 (PV1-PV2) (abaissement de la pression dans le ballon réalisée en refroidissant le charbon à l'azote liquide pendant un temps adéquat en fonction de la pression désirée), l'argon est dilué dans le volume de ligne compris entre V2, V3 et la VFR (Ti III froid). Le volume compris entre V2, V3, V4 et PV2 avait été remis en pompage ionique au travers de V3 quelques minutes après l'introduction des gaz de l'échantillon dans le spectromètre. La cellule du spectromètre est isolée de sa pompe ionique et le contrôle de la résiduelle est effectué (5 à 6 minutes). L'introduction de l'argon atmosphérique s'ensuit immédiatement jusqu'à une pression légèrement supérieure à la pression désirée. La VFR est refermée et le volume compris entre V2, V3, la VFR et PV2 est pompé au travers de V3

(environ 5 minutes). Puis V4 est refermée et l'argon enfermé dans la cellule du spectromètre est détendu jusqu'à V4 (Figure A.8).

Un micro-volume d'argon atmosphérique qui est contenu dans le réservoir de l'argon atmosphérique est introduit dans le spectromètre de masse, vidé au préalable des gaz de l'échantillon (pompage intermédiaire). La quantité du volume de l'argon atmosphérique est introduite en fonction de la quantité d' ^{40}Ar de l'échantillon, et cela est donné par la hauteur du pic d' ^{40}Ar qui est ajustée à la hauteur du pic d' ^{40}Ar de l'échantillon analysé. Deux séries de mesures des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar sont alors effectuées, afin de déterminer la valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique correspondant à l'échantillon analysé (Figure A.7). Ainsi un contrôle de l'évolution éventuelle de ce rapport en fonction de la valeur de ^{40}Ar est fait par une courbe tracée au fur et à mesure des manipulations. Les valeurs de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique varient peu dans l'ensemble en fonction de ^{40}Ar , bien qu'une légère inflexion de la courbe apparaisse pour de faibles valeurs de ^{40}Ar . La forme de la courbe et les valeurs mesurées de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique dépendent très directement des paramètres techniques du spectromètre de masse. Si on veut assurer la stabilité de la courbe d'argon atmosphérique, et comparer entre eux les spectres analytiques de l'argon obtenus à partir d'une suite d'échantillons, ces paramètres doivent être maintenus constants au fil des manipulations.



VUE DU BANC UTILISÉ POUR L'EXTRACTION DE L'ARGON DE L'ÉCHANTILLON EN GRAINS; L'ENSEMBLE EST SOUS VIDE

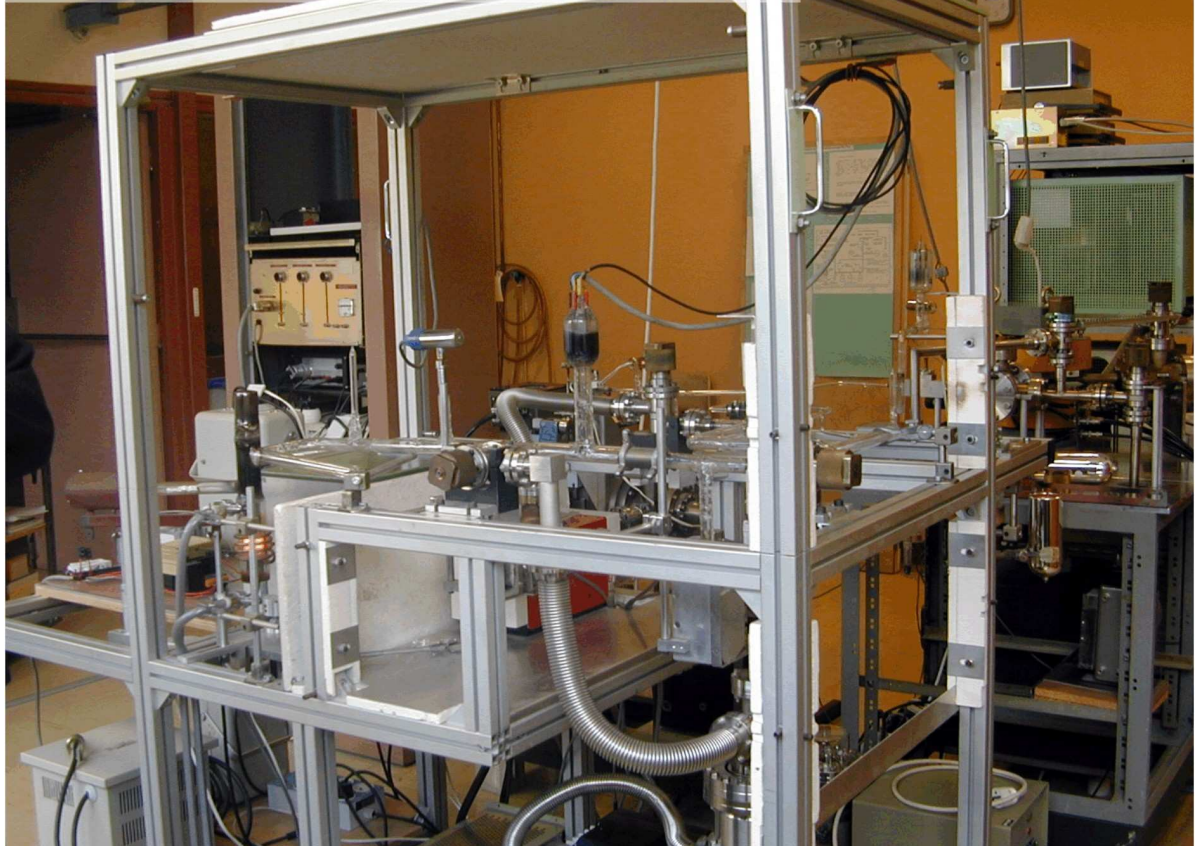


Figure A.8. Schéma et photographie de l'appareillage utilisé pour la datation Potassium-Argon, mis au point au laboratoire de Géochronologie de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest. Cliche H. Bellon.

4.6. Préparation des fichiers Excel

Pour préparer les fichiers en Excel (Figure A.9 et A.10) nous allons continuer sur l'exemple irréal de AMN-MEX/BC0607. D'abord nous allons suivre la route d'accès suivante sur PCBELLON1 : Mes documents → Mesures K-Ar → Continents-Pays-Régions → Amériques → Mexique → Basse-Californie → Baja California. Bien évidemment la route d'accès va changer en fonction de l'échantillon à analyser et de son origine géographique. Dès que nous arrivons sur le dossier Baja California, nous allons ouvrir de préférence un fichier fait préalablement, car il est plus facile de renommer ce fichier.

Sur la feuille 1 il faut enlever tous les chiffres présents sous les colonnes : Temps min., I fil/corps μA , 40 Ar Exp 200mm=1V, 38 Ar Exp 200mm=1V, 36 Ar Exp 200mm=.01V (Figure A.9) . Cette opération doit se faire pour les données de l'échantillon et pour l'argon atmosphérique. Mais il faut faire attention de ne pas effacer les formules qui sont dans certaines caisses car elles vont servir de base dans les calculs pour compléter les graphiques (Figure A.9). Puis on fait la mise en page, de cette feuille et dans l'onglet « En tête/pied de page » on écrit (exemple) : 06-060 B7020-2 AMN-MEX / BC 0607 05 Septembre 2006. Nous aurons ainsi les détails de l'échantillon à analyser.

Sur la feuille 2, il faut juste effacer les valeurs.

En feuille3 (Figure A.10), il faut effacer les chiffres des valeurs mesurées qui concernent la manipulation précédente (40Ar Exp mm, 36Ar Exp mm, 38Ar Exp mm, 40Ar Atm mm, 36Ar Atm mm). Nous devons donner le nom de l'échantillon à analyser, son numéro, le code de l'analyse et la fraction de roche analysée (AMN-MEX/BC0607 RT, 06-060 / B7020-2). Puis il est nécessaire d'entrer la valeur de K_2O de l'échantillon analysé, de modifier la valeur de Tr ^{38}Ar (E-07cc) qui sera en fonction de la valeur donnée par le standard de la série en cour. Ensuite il faut mettre la valeur de Cible ^{38}Ar (traceur) qui correspond à chaque analyse (cette valeur est la même que nous avons déjà écrite sur le cahier de manipulations. Finalement pour cette feuille il est nécessaire de faire la mise en page comme en feuille1. Nous avons alors le fichier prêt à être rempli avec les données que nous allons obtenir ; il est par ailleurs absolument nécessaire de remplir les cases au fur et à mesure qu'on obtient les données.

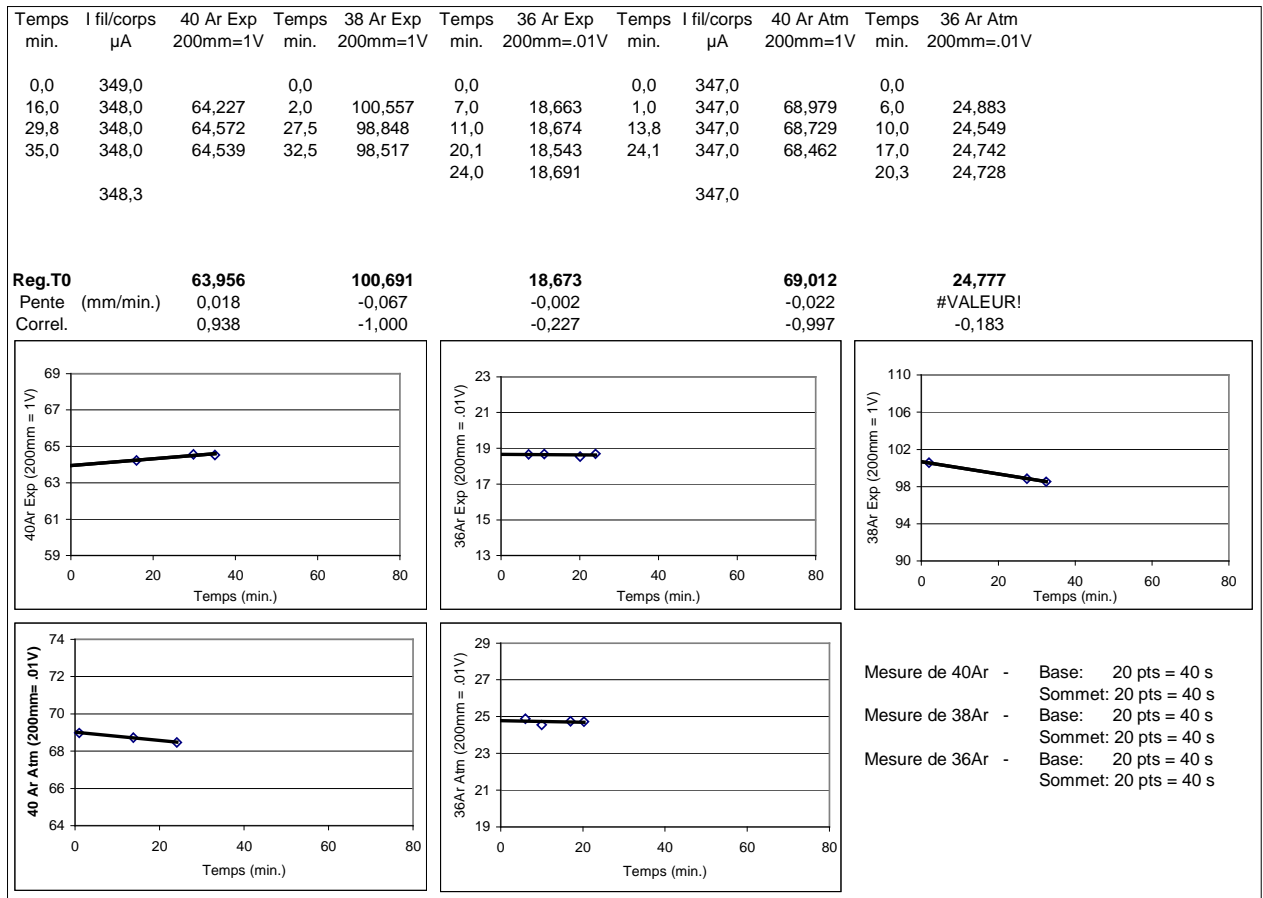


Figure A.9 Exemple d'exploitation d'un spectre d'argon

40Ar Exp (mm):	63,956	40Ar Atm (mm):	69,012	K2O (%) :	1,93	40K (mole):	3,846E-08
Sensibilité (V):	1,00	Sensibilité (V):	1,00	Pds Fondu (g):	0,8045		
40Ar rés(mm/10mV)		40Ar rés(mm/10mV)		Tr 38Ar (E-07cc):	16,6570	Tr 38Ar (mole):	7,436E-11
36Ar Exp (mm):	18,673	36Ar Atm (mm):	24,777	Inc, sur K (%) :	1,00		
Sensibilité (V):	0,01	Sensibilité (V):	0,01	Inc, sur Tr 38Ar (%) :	2,00	Cible 38Ar :	I/H512E*20"
36Ar rés(mm/10mV)		36Ar rés(mm/10mV)		Inc, sur 40Ar/38Ar (%) :	0,50		
38Ar Exp (mm):	100,691	Contam. 36/38:	1,20E-04	Inc, sur 38Ar/36Ar (%) :	0,50		
Sensibilité (V):	1,00	Contam. 40/38:		Inc, sur Coef, Dis, (%) :	0,70		
38Ar rés(mm/10mV)							
40Ar/36Ar Exp:	366,20	40Ar/36Ar Atm Mes:	278,53	40Ar/36Ar Vrai:	388,69	40Ar/38Ar Vrai:	0,65
38Ar/36Ar Exp:	576,54	40Ar/36Ar Atm Util:	278,50	38Ar/36Ar Vrai:	594,24	38Ar/36Ar Vrai (Atm -/+2):	596,45 592,06
40Ar/38Ar Exp:	0,64	Coef. Discrim.:	0,015	40Ar*/36Ar Vrai:	93,09	40Ar*/36Ar Vrai (Atm -/+2):	95,90 90,31
				40Ar*/38Ar Vrai:	0,16		
AGE t (Ma):	5,21			40Ar* / g (cc):	3,243E-07		
Incertitude (+/-Ma):	0,21	Cox Dalrymple 1967		40Ar*/40Ar Tot (%) :	23,9		
Incertitude (+/-%) :	4,10			36Ar Exp (cc):	2,803E-09		
Incertitude (+/-Ma):	0,34	Mahood Drake 1982		36Ar Ech / g (cc):			
Incertitude (+/-%) :	6,46			40K/36Ar			
AMN-MEX/BC0607 RT							
06-060 / B7020-2							
AGE t (Ma) (pour Atm-2):	5,34						
AGE t (Ma) (pour Atm+2):	5,07						

Figure A.10 Exemple d'un dossier de données et de calcul de l'âge d'un échantillon.

4.7. Exploitation des résultats : calcul de l'âge

Un exemple d'exploitation d'un spectre d'argon pour le calcul de l'âge d'un échantillon est proposé dans les figures A.9 et A.10. Les caractéristiques de l'échantillon, du traceur ^{38}Ar , le numéro de la manipulation, la masse d'échantillon fondue et sa teneur de K_2O sont précisés. La hauteur des pics des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar de l'échantillon et ^{38}Ar du traceur est mesurée puis corrigée suite à l'apport d'argon résiduel contenu dans le spectromètre de masse avant le début de l'analyse, ainsi que des faibles concentrations de ^{36}Ar du traceur (soit environ : $1,2 \cdot 10^{-4}$ atome de ^{36}Ar pour un atome de ^{38}Ar). Les rapports mesurés $^{40}\text{Ar}_{\text{total}}/^{36}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'échantillon sont alors calculés. Ces rapports doivent être corrigés à l'aide du coefficient δ de discrimination de masse, afin de tenir compte de la différence entre la valeur mesurée et la valeur théorique du rapport d'argon atmosphérique. Les valeurs mesurées puis corrigées sont alors introduites dans le calcul de l'âge.

5. Banc de préparation de l'argon à partir de l'échantillon solide

Le système est composé d'une ligne en verre pyrex avec un tube principal de diamètre = 20 mm, reliée au spectromètre de masse (Figure A.8), et destinée d'abord à l'extraction des gaz par chauffage progressif de l'échantillon jusqu'à sa fusion. Insoler la fraction de gaz rares par rapport à celle des gaz actifs est ce qu'on appelle « purification du mélange gazeux ». La ligne est séparée en deux parties par la vanne V2 (Figure A.8). L'extraction des gaz par chauffage progressif d'un échantillon jusqu'à sa fusion constitue la première partie. Un dispositif de chauffage de l'échantillon par induction saisit la première partie, il existe deux jauges qui permettent la mesure de la pression dans l'enceinte ainsi que deux pièges à mousse de titane chauffés par des fours électriques (Figure A.8) ; la mousse de titane agit lors de son refroidissement, de 800°C à la température ambiante, en piégeant sélectivement les gaz actifs, mais peut à nouveau libérer ces gaz par chauffage. La seconde partie de la ligne comprend un piège contenant quelques grains de charbon végétal pur et un ballon sphérique contenant de l'argon de composition atmosphérique. Les getters agissent en fixant les gaz actifs sur un alliage Zr-Al, lorsqu'ils sont soumis à une tension inférieure à 15 V ; ils libèrent ces gaz actifs lorsqu'ils sont soumis à une tension de 40 V. Plongé dans l'azote liquide, le charbon pur a la propriété d'absorber tous les gaz lorsque sa température chute à -180°C ; il permet ici le transfert de l'ensemble des gaz en aval de la vanne V4 vers le spectromètre de masse (Figure A.5 et A.8).

5.1. Réalisation du vide dans l'enceinte

Au début d'une analyse, l'ensemble de la ligne et le spectromètre de masse doivent être préalablement amenés à la pression la plus faible possible. Dans la première partie de la ligne, un vide poussé à $1,3 * 10^{-6}$ et jusqu'à $1,3 * 10^{-7}$ Hpa est réalisé par une pompe turbomoléculaire reliée à une pompe primaire pour l'évacuation des gaz. Dans la seconde partie de la ligne et dans le spectromètre de masse, fonctionnent deux pompes ioniques. À ce moment là, les vannes V1, V3 et V4 s'ouvrent complètement, permettant ainsi d'obtenir un vide impeccable. Les pièges à mousse de titane et les getters sont alors en fonction de dégazage, c'est-à-dire qu'on les chauffe à une température d'environ de 800°C pour les pièges à mousse de titane, de même qu'on augmente la tension à 40 V pour les getters. Ces conditions sont réalisées avant chaque manipulation et le vide maximal est atteint dans l'ensemble de l'enceinte au bout de quelques heures.

5.2. Chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion

La quantité de la masse à peser est variable selon l'âge présumé de l'échantillon à analyser, de ce fait on prend entre 0,2 et 1 g de granulat d'échantillon (fraction 0,30 à 0,16 mm), il est ensuite modelé sous forme de boulette dans une feuille de papier d'aluminium de 1 cm². Cette dernière se caractérise par l'implantation d'une quantité connue de traceur ³⁸Ar à l'état d'ions, implantation réalisée dans un carré central de 7 mm de côté, à une profondeur de 300 Å dans l'aluminium, (Bellon et al., 1981). L'enceinte est préparée pour une série de 8 ou 9 manipulations consécutives et les boulettes des échantillons et du standard (GL-O, glauconie) sont stockées dans un magasin près du dispositif de fusion, cependant les échantillons et les standards ne sont pas stockés dans le même endroit (Figure A.8). Un pré-dégazage de l'argon de composition atmosphérique est effectué avant toute série de manipulations, afin de mettre en surface cet argon présent entre les grains d'échantillon et sur les parois des boulettes ; la technique consiste à faire chauffer à 150°C ou 180°C le magasin de stockage contenant les boulettes des échantillons dans un four électrique cylindrique pendant une demi-journée (étuvage). Lors d'une manipulation, la boulette contenant l'échantillon à analyser est déposée à l'intérieur d'un creuset cylindrique en tôle de molybdène, lui-même entouré par un tube de quartz, l'ensemble étant contenu dans une double enveloppe cylindrique de pyrex (Figure A.8). Après la fermeture de la vanne V1 et la vérification de la pression dans la ligne par la jauge à filament chaud, débute le chauffage de l'échantillon par induction, jusqu'à la fusion à 1500°C. La température à l'intérieur du creuset en molybdène augmenté progressivement et est contrôlée par l'intermédiaire de l'intensité du courant de l'anode du

générateur haute fréquence c'est-à-dire une augmentation de 0,05 A à 0,5 A. L'augmentation de la température est lente au début du processus de chauffage, et se fait par paliers temporels successifs d'environ 5 à 10 minutes et on évite ainsi toute réaction violente dans le cas d'un échantillon riche en gaz.

L'extraction de l'ensemble des gaz contenus dans l'échantillon s'effectue progressivement lors de son chauffage jusqu'à fusion complète. Généralement elle est détectable après 15 minutes de chauffage et on peut la traduire par une augmentation de la pression au niveau de la première partie de la ligne. On n'a pas établi de relation systématique entre l'importance de l'élévation de la pression c'est-à-dire l'importance du dégazage et les caractéristiques pétrologiques des échantillons datés (altération, perte au feu élevée, vacuoles, phénocristaux, etc.).

5.3. Implantation d'argon dans une cible support : traceur ^{38}Ar

Au cours de l'élaboration de cette thèse, j'ai eu la chance de passer quelques jours au Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse (CSNSM), situé au campus de l'Université Paris-Sud 11 Orsay. Cette visite a eu pour objectif de faire des implantations du traceur ^{38}Ar dans les feuilles d'aluminium. Même si mes compétences dans ce domaine de la physique sont limitées, j'ai assisté Mme Odile KAITASOV (Activités : Semiramis-Technologie des accélérateurs et détecteurs) dans la préparation du matériel.

Cette technique a été mise au point et proposée par Bellon et al. (1981), elle consiste à doser l' ^{40}Ar radiogénique dans les roches et minéraux, par dilution isotopique, de l' ^{38}Ar implanté à l'état d'ions dans une cible d'aluminium.

Le volume d' ^{38}Ar est implanté dans une cible d'aluminium dont la surface totale est de 1 cm^2 et la surface effectivement implantée est de $0,49\text{ cm}^2$ pour une épaisseur de $20\text{ }\mu\text{m}$.

La technique d'implantation consiste à ioniser l'argon gazeux dans une source d'ions. Les ions formés sont accélérés et analysés en masse, puis refocalisés sous l'action d'un champ magnétique sur une fente de définition. Les ions $^{38}\text{Ar}^+$ séparés sont refocalisés et subissent un balayage XY électrostatique ; ce balayage conduit à une implantation de l' ^{38}Ar dans la cible. L'énergie d'implantation de 30 keV permet d'enliser les ions dans la cible à une profondeur de 300 \AA ; cette profondeur évite la diffusion de l'argon lors des opérations de mise sous vide des échantillons et donc de la cible, notamment au cours du dégazage (à $200\text{-}250^\circ\text{C}$) destiné à éliminer une partie de l'argon atmosphérique polluant. L' ^{38}Ar est implanté dans une feuille d'aluminium sur laquelle sont délimitées des zones qui resteront vierges d' ^{38}Ar après le

balayage XY et des zones de 0,7 cm de côté qui, à l'inverse, seront remplies, et délimitées par l'intermédiaire d'un cache en nickel.

Chaque cible pourvue d' ^{38}Ar au cours du cycle d'implantation est jointe à la pesée de l'échantillon. Puis, la cible et l'échantillon subissent le même cycle opérationnel avant la phase d'analyse spectrométrique du mélange isotopique réalisé. On trouvera plus de détails sur les possibilités offertes par cette technique, la reproductibilité et les avantages dans Bellon et al. (1981).

5.4. Purification du mélange gazeux

L'extraction d'un mélange gazeux composé à la fois de gaz actifs (H_2O , CO_2 , N_2 , H_2 , O_2 ,..) et de gaz inertes (gaz rares dont essentiellement l'argon) est permis grâce au chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion. Le rapport gaz actifs/gaz inertes est alors de l'ordre de 10^5 et doit être fortement réduit. La purification du mélange gazeux débute dans la première partie de la ligne par l'extraction en cascade des fours à mousse de titane. Ainsi, 35 à 45 minutes après le début du chauffage de l'échantillon, on met à refroidir les mousses de titane pour piéger d'une façon sélective les gaz actifs (T2 dix minutes après T1). Dans la première partie de la ligne le piégeage des gaz actifs produit une chute rapide de la pression, qui est inférieure à 10^{-3} Hpa au moment de l'ouverture de la vanne V2, en même temps que le passage des gaz dans la seconde partie de la ligne. La purification du mélange gazeux se poursuit dans la seconde partie de la ligne par l'extinction du four à mousse de titane T3. L'extinction du générateur haute fréquence marque la fin du chauffage de l'échantillon. Après le piégeage du mélange gazeux (exercé à -180°C) dans le charbon végétal pur, il est transféré vers le spectromètre de masse. La purification du mélange gazeux est achevée par le getter Ti-Zr (tension = 0 V) après la fermeture de la vanne V4. Au terme de cette purification, le mélange gazeux comprend environ 90% d'argon et 10% de gaz actifs résiduels. La dilution isotopique est effectuée au cours du chauffage de l'échantillon et de la cible d'aluminium implantée d'ions ^{38}Ar . Ce mélange subit ensuite toutes les phases de la purification.

6. Déroulement d'une manipulation

Pour effectuer une analyse de datation K-Ar, il est important de suivre certaines étapes. Pour cela nous allons fixer quelques règles qui pourront être modifiées par chaque utilisateur en fonction des convenances. Une de ces règles est le temps d'arrivée aux installations où se trouve l'équipe de développement de l'analyse. Dans cet exemple nous allons considérer une arrivée très tôt (autour de 7h 45 ou 8h00) car une analyse dure entre 4 et 4,5 heures.

8h00

-Arrivée au laboratoire

De 8h 00 à 8h 05

-Mettre sous tension le TANDON 286

-Mettre sous tension le multiplexeur

-Mettre sous tension l'enregistreur SERVOGOR 124

-Ajustement des tensions des VARIACS

Les VARIACS sont les autotransformateurs qui règlent la température des fours à éponges de titane (T1, T2, T3) (Figure A.8). Sur chaque autotransformateur apparaît le nom de chaque titane. Nous allons ensuite ajuster les VARIACS de la façon suivante :

-T1 à 130 v (titane I)

-T2 à 55 % (titane II)

-T3 à 50 % (titane III)

-Mettre sous tension la Jauge Bayard-Alpert VEECO

La jauge de la figure A.8 est placée sur la couverture de l'appareillage, juste à côté de l'horloge. Nous devons ajuster la jauge en :

-échelle logarithmique

De 8h 05 à 8h 10

-Faire tomber l'échantillon dans le creuset de Mo (molybdène)

Pour cela nous pouvons nous aider d'un aimant pour tirer la boulette jusqu'à la faire tomber.

-Par ailleurs à ce moment-là nous devons commencer à préparer la feuille du cahier de manipulations concernant le numéro de manipulation, feuille qui doit être remplie en tête de la façon suivant (l'exemple irréal de AMN-MEX/BC0607 pour tous les cas):

Date : Mardi 05 septembre 2006 Nom éch : AMN-MEX/BC0607

Numéro d'analyse : B7020 α3tp 2 Poids éch : 0,8045 g

IRMA 20 (numéro de carré d'aluminium où est implanté le traceur ³⁸Ar)

I/H 512 E (code de la feuille d'aluminium où est implanté le traceur ³⁸Ar)

4,1.10¹³ at (valeur atomique de la quantité du traceur ³⁸Ar)

K₂O = 1,93 % (valeur de potassium de l'échantillon à mesurer)

De 8h 10 à 8h 11

-Fermeture de la vanne 1 (V1)

Dans la feuille du cahier de manipulations nous devons écrire l'heure de la fermeture
(exemple) : 8h 10 fermeture vanne

-Lecture sur la Jauge B-A VEECO

Dans la feuille du cahier de manipulations nous devons écrire la pression à l'heure de la fermeture de vanne 1 (exemple) : $P = 4.10^5$ T (torrs)

-Extinction de la Jauge B-A VEECO après la lecture

-Ouverture des robinets de circulation d'eau de refroidissement

-Mettre sous tension le "générateur apériodique CELES" HF en relevant la poignée située à l'arrière

De 8h 11 à 8h 12

Toujours sur "générateur apériodique CELES" (début de la fusion)

-appuyer sur le bouton marche auxiliaire

-appuyer sur le bouton marche HF1

-appuyer sur le bouton augmentation

8h 12 (0min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation)

-Après chaque augmentation, vérifier la valeur indiquée par la Jauge Pirani, puis la rapporter sous la colonne nommée GETTER du cahier de manipulations.

Ces pas sont enregistrés sur le cahier de manipulations dans tous les cas (exemple) :

8h12 UHT = 0,6 kV I = 0,05 A (ampère) GETTER

-Approvisionnement en azote liquide

-PRÉPARER LES FICHIERS SUR EXCEL (pendant le temps libre de la durée de la fusion, Figure A.9 et A.10)

8h 22 (10min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation), exemple :

8h22 UHT = 1,0 kV I = 0,10 A (ampère) GETTER ($<10^{-2}$ mB)

8h 27 (15min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation), exemple :

8h27 UHT = 1,4 kV I = 0,15 A (ampère) GETTER ($1,5.10^{-2}$ mB)

8h 32 (20min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation), exemple :

8h32 UHT = 1,8 kV I = 0,20 A (ampère) GETTER (2.10^{-2} mB)

8h 37 (25min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation), exemple :

8h37 UHT = 2,4 kV I = 0,30 A (ampère) GETTER ($4 \cdot 10^{-2}$ mB)

-extinction du titane I (y compris les autotransformateurs)

8h 44 (32min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation), exemple :

8h44 UHT = 3,2 kV I = 0,40 A (ampère) GETTER ($<10^{-2}$ mB)

-extinction du titane II (y compris les autotransformateurs)

8h 52

-Fermeture de la petite vanne 1 (PV1) intervanne 1cm³ Ar atmosphérique

-Fermeture de la vanne 4 (V4)

-Fermeture de la vanne 3 (V3)

-Baisser getter de 30v à 15v (getter SAES, Figure A.8)

8h 54 (42min)

Augmenter (appuyer sur le bouton augmentation), exemple :

-Ouverture de la vanne 2 (V2)

L'ouverture de cette vanne va permettre le passage des gaz entre V2 et V3 afin de les piéger dans titane III

8h54 UHT = 3,9 kV I = 0,50 A (ampère) GETTER ($<10^{-2}$ mB)

-Passage

-extinction du titane III (y compris les autotransformateurs)

-Mettre sous tension le spectromètre de masse; Haute Tension (lire l'indication du courant corps avant et après). Appuyer sur l'interrupteur de HT et d'alimentation auxiliaire.

9h 07

-Préparer le piégeage des gaz dans le charbon

-mettre l'azote liquide dans le vase Dewar

-fixer le vase Dewar sur le support (le tube en quartz qui contient le charbon plonge dans l'azote liquide)

9h 09 (57min)

-Début du piégeage

-Ouvrir la vanne 4 (V4)

-Fermeture de la vanne de la pompe ionique du spectromètre masse

9h 14

-Début de la diminution à 0,40 A. Puis diminuer jusqu'à zéro par paliers successifs durant le temps restant jusqu'à la fin du piégeage.

9h 24 (72min)

-Fin du piégeage

-Fermeture de la vanne 4 (V4)

-Retirer le vase Dewar

-Réchauffer le charbon à l'aide d'un bêcher rempli d'eau à température ambiante $\pm 20^{\circ}\text{C}$

9h 26

-Début de l'analyse en spectrométrie de masse

Dès que nous commençons l'analyse en spectrométrie de masse, nous arrêtons le chronomètre employé précédemment. Il faut maintenant préparer le spectre en papier (exemple) :

9h 30 fermeture vanne pompe ionique spectromètre

i Fil= 3,100 A Ufil/c= 51,36 v UP1= 497,6 v UP2= 526,1 v

Uextr=530,0 v Ufil=2,732 v

Ic (HT off)= -0,5325 Ic(HT on)= -0,3925

Mardi 05 septembre 2006 B7020 α 3tp 2 AMN-MEX/BC0607

Toutes les mesures sont sur le TANDON 286 et le logiciel GEO. Pour démarrer une mesure sur ces appareils il faut taper :

C:\> cd GEO → C:\ GEO > geo12 pour arriver à la page principale. On y tape Entrée → Mesure → Mesure Mono-collecteur → Nom de la mesure (06-060).

Puis il faut introduire les gaz de l'échantillon en ouvrant la VFR (vanne à fuite réglable Granville-Philips ; 010=fermée 270= ouverte) et en tapant T_0 pour enregistrer le temps en secondes sur geo12. En même temps il faut piloter le logiciel GESALIM (voir section 4.3) qui commande l'alimentation du spectromètre de masse. A mon arrivée, on effectuait encore la mesure des gaz résiduels (Figure A.7) mais au bout d'un certain temps, sur décision des chefs du labo de géochronologie, nous avons cessé de le faire.

On va alors mesurer les pics des isotopes (Figure A.7) ; pour la mesure des gaz de l'échantillon, il faut régler le sommet avec le logiciel GESALIM et ensuite chercher les valeurs des pieds correspondants dans le fichier HT-Masses. La manipulation des sensibilités à utiliser sur l'électromètre Keithley 642 pour chaque mesure (sommet ou pied) est expliquée sur la figure A.6. Pour les sommets 40 et 38 on mesure approximativement 40 points (pas moins) et également pour les pieds; en ce qui concerne le sommet 36 on mesure de 100 à 140 points selon la stabilité du spectre. Si l'on dénote des impulsions parasites, on mesurera plus de points.

Après la mesure des gaz de l'échantillon on ferme la vanne VFR, puis on ouvre la pompe ionique du spectromètre de masse, ensuite on ouvre la vanne 3 pour le pompage intermédiaire

pendant 30 minutes, après lesquelles on referme la pompe ionique pour introduire les gaz atmosphériques qui seront aussi analysés suivant la même procédure.

À la fin d'une analyse nous devons arrêter le logiciel GEO en choisissant l'option sortir puis entrée C:\>hdsit pour ensuite fermer le système et éteindre le TANDON.

7. Problèmes rencontrés lors des manipulations

Nous aborderons dans cette section quelques exemples de cas spécifiques rencontrés au cours des manipulations. Ces conjonctures ont joué un rôle déterminant lorsqu'il nous a fallu prendre des décisions quant au choix des âges à utiliser.

Le premier cas traite de la sélection d'un âge à partir de la prise en compte des aspects de la manipulation. Prenons l'exemple de l'échantillon :

BC0517

J'ai effectué pour cette roche trois manipulations qui donnent trois âges différents. Le premier âge : 8,27 Ma (1^{ère} manipulation numéro 05-085), le deuxième âge : 7,58 Ma (2^e manipulation numéro 05-86) et le troisième âge : 7,66 Ma (3^e manipulation : 05-092), les incertitudes ne sont pas prises en compte. Le K₂O mesuré est de 1,66%. Comme les manipulations ne sont pas toutes faites selon les mêmes exigences, les résultats sont légèrement variables.

05-085

Cette manipulation a été faite au cours de l'après-midi du mercredi 13 avril 2005 ; l'échantillon occupait la deuxième place de la série après le standard de glauconie. Conformément aux nouvelles dispositions du chef de laboratoire, la mesure de résiduelle de l'échantillon et l'atmosphérique n'ont pas été mesurées. Les valeurs suivantes sont considérées comme déterminantes dans chaque analyse.

$$^{40}\text{Ar Exp}/1 \text{ V} = 58,768 \text{ mm}$$

$$^{36}\text{Ar Exp}/0,01 = 15,181 \text{ mm}$$

$$^{36}\text{Ar Exp} (\text{cc}) = 1,922e^{-9}$$

05-086

Elle a été réalisée le jeudi 14 avril 2005 au matin, et dans la série cet échantillon a été placé en troisième position, à la suite de la manipulation précédente. Dans ce cas il y a eu une nuit entière de pompage dans l'ensemble du système entre 05-085 et 05-086. Donc nous considérons que plus le temps de pompage est prolongé, plus le vide est efficace. Pour les mesures des résiduelles c'est le même cas que la manipulation précédente.

$$^{40}\text{Ar Exp/1 V} = 54,632 \text{ mm}$$

$$^{36}\text{Ar Exp/0,01} = 13,857 \text{ mm}$$

$$^{36}\text{Ar Exp (cc)} = 1,713\text{e}^{-9}$$

05-092

Finally, I did this manipulation on Wednesday 20 April 2005 in the morning; it occupies the third position in the series. Between the preliminary manipulation and this one, there was a night of pumping in the system. Moreover, the intermediate pumping, that is to say what we do between the measurement of the sample and the atmospheric, is normally programmed in 30 minutes, but during this manipulation, I did it in 41 minutes.

$$^{40}\text{Ar Exp/1 V} = 59,977 \text{ mm}$$

$$^{36}\text{Ar Exp/0,01} = 14,197 \text{ mm}$$

$$^{36}\text{Ar Exp (cc)} = 1,788\text{e}^{-9}$$

One considers that the manipulation 05-086 gives the best results from the technical point of view. One can therefore deduce that the pumping plays an important role, because in the two cases where it took an entire night before the analysis, one observed that there were fewer impurities in the tubes of the system. One presumes that these impurities were eliminated in a more efficient way during a longer pumping time. These arguments lead to think that there was a decrease in the value of ^{36}Ar , compared to the manipulation done after a short pumping period (between the morning and the afternoon, for example). Another deduction is that when a sample is measured after another older sample in the series, the latter leaves a small signature that will be taken into account during the new analysis. One can thus observe that the values of ^{40}Ar do not change significantly, whereas, on the contrary, the values of ^{36}Ar are more susceptible.

A second case that has really posed a problem is the ratio of the measured air ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Atm Mes) and the ratio of the used air ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Atm Util). Normally, to make a correction, one takes into account the measured ratio, that is to say if $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Atm Mes = 278,53 then one considers $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Atm Util = 273,50. This correction affects directly the calculation of the age and can make it vary up to 2 Ma. In certain cases, the measured ratio changes significantly on the same sample. However, in theory this should not be the case and the ratio should not vary too much even for different samples. One has deduced at least three possibilities to explain this change in the measured ratio: (a) when the mass spectrometer's feed is changed, (b) after a cut of the

courant, (c) lorsque les manipulations n'ont pas été faites régulièrement. Cependant, la question reste ouverte car je ne peux pas apporter ici de réponse concrète, d'autant plus que cela ne constituait pas, initialement, un des problèmes à résoudre.

Un troisième cas concerne la quantité de ^{36}Ar présent dans certaines roches et qui affecte la détermination des âges. Pour cela je vais citer l'exemple des roches analysées de l'île San Esteban. Les roches de cette île ont été analysées en roche totale, certaines d'entre elles ont été passées plusieurs fois pour être analysées, et nous avons observé certains phénomènes.

Tout d'abord nous avons observé pendant les manipulations que la grande majorité des roches de San Esteban ont été peu dégazées, et le creuset a souvent été découpé autour de la septième position de la série. Un aspect qui nous a étonnés est que ce même échantillon mesuré nous donnait des âges totalement différents, bien que nous ayons employé des conditions similaires pour faire l'analyse. Ensuite nous avons remarqué que les roches qui nous donnaient les âges plus élevés présentaient toutes un rapport de ^{36}Ar assez fort. Ainsi, au fur et à mesure que nous observions ce phénomène, nous sommes parvenus à déterminer que la présence de ^{36}Ar en quantités supérieures à 2.10^9 cm^3 donnaient des âges plus vieux, même si l'échantillon ne changeait pas.

La variabilité des âges et des concentrations de ^{36}Ar dans un même lot de grains préparé à partir de la même roche a été révélée après plusieurs analyses. De ce fait, dans l'échantillon SE9603, l'âge augmente de 3,3 à 3,9 Ma lorsque ^{36}Ar passe de 3 à 6.10^9 cm^3 . L'âge de SE9604 augmente de 2,9 à 5,6 Ma avec un point intermédiaire à 4,7 Ma, lorsque ^{36}Ar passe de 2 à $8,3.10^9 \text{ cm}^3$, avec une valeur intermédiaire de 4,2. La concentration de ^{36}Ar en SE9610 reste identique et égale à 1.10^9 cm^3 mais l'âge est extrêmement variable (4,19 Ma; 3,83 Ma ; 3,65 Ma et 3,24 Ma). L'âge augmente de 3 à 4,1 Ma dans l'échantillon SE9616 lorsque ^{36}Ar passe de 2,2 à $4,3.10^9 \text{ cm}^3$. Pour un âge moyen de 3,7 Ma, dans SE9618 les valeurs extrêmes s'écartent peu, même si ^{36}Ar varie de 1 à $8,5.10^9 \text{ cm}^3$. SE9605 est une lave contenant 1.10^9 cm^3 de ^{36}Ar et est la seule qui présente un âge plus ancien avec une faible teneur en ^{36}Ar .

Les observations précédentes suggèrent que les datations caractérisés par une abondance de ^{36}Ar élevé ne sont pas très crédibles pour être utilisées comme les vrais âges des roches. Nous avons donc sélectionné les âges des exemplaires ayant une teneur plus faible en ^{36}Ar . Il pourrait y avoir plusieurs explications possibles à ce phénomène :

-La présence de l'isotope ^{36}Ar liée à une altération des roches de l'île de San Esteban par la circulation hydrothermal ou par le dégazage des magmas.

-Possible contamination entre les échantillons dans la série au moment d'être analysés.

-La présence d'agents étrangers secondaires dans ces laves, lesquels pourraient être contaminés en ^{36}Ar ou au moment de préparer le gravillon ces agents étrangers ont pu avoir été moulus et polluer la préparation des grains de l'échantillon.

LES DONNÉES ACQUISES PAR ICP-AES

1. Principe de mesures ICP-AES

Les détails des techniques analytiques utilisées pour l'acquisition de ces données sont présentés dans les procédures données par Cotten et al. (1995).

Les analyses chimiques des éléments majeurs et en trace de 79 échantillons prélevés dans la péninsule de Basse Californie, en plus de 25 autres, prélevés dans l'île de San Esteban ont été mesurées en *Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES) et réalisées par Jo Cotten dans les aménagements destinés à accueillir le ISA JOBIN-YVON JY70PLUS de l'UMR 6538.

Toutes les roches ont été broyées et transformées en poudre fine dans un mortier en agate. La calibration et l'évaluation de la dérive instrumentale a été réalisée par des normes internationales (standards : ACE, BEN, JB-2, PM-S et WS-E). Le Rb a été mesuré par spectrométrie d'Émission Atomique de flamme Perkin-Elmer[®] 5000. Les teneurs des éléments majeurs et en trace ont été obtenues à partir de la même solution préparée, sans extraction et pré-concentration préalable de ceux-ci, le bore à servis d'étalon interne pour les mesures à l'ICP-AES. La déviation standard relative est de $\pm 1 \%$ pour le SiO_2 et de $\pm 2 \%$ pour les autres éléments majeurs sauf le P_2O_5 et le MnO où la déviation est de $\pm 0,01 \%$. En ce qui concerne les éléments en trace, cette déviation est d'environ 5% sauf pour le Sr qui présente $\pm 2 \%$. En comparaison avec les valeurs recommandées, les valeurs mesurées pour BEN varient de moins de $\pm 1 \%$ pour les éléments majeurs à moins de 3% pour les éléments en trace.

2. Préparation des échantillons

Après avoir obtenu la poudre fine dans le mortier en agate de chaque échantillon et l'avoir stockée dans des tubes, nous avons commencé une procédure par étapes de préparation.

La première étape consiste à déterminer la perte au feu ou LOI (Loss Of Ignition) par ses sigles en anglais. La manipulation consiste à peser sur une balance SARTORIUS 2002MP approximativement 500 mg de poudre (Roche Totale) de chaque échantillon et la mettre dans des creusets en céramique pour les calciner dans un four CARBOLITE à 1050°C pendant 30 minutes. Cependant, il faut d'abord peser le creuset vide et écrire sa valeur dans un tableau

(Tableau A.2), puis ajouter à peu près 500 mg de poudre de l'échantillon et peser à nouveau le creuset désormais rempli et écrire le nouveau poids obtenu, cette opération doit s'appliquer à tous les échantillons à analyser. Ensuite ces creusets pleins sont installés dans le four pour être calcinés pendant 30 minutes. Une fois écoulé le temps de calcination, les creusets avec la poudre déjà calcinée doivent être sortis du four, pesés et cette nouvelle valeur doit être bien sûr notée (Tableau A.2). De la pratique précédente nous allons établir la perte au feu des roches analysées donnée par la relation suivante :

$$LOI = [(creuset\ plein - creuset\ calciné)/(creuset\ plein - creuset\ vide)] * [100]$$

Avec la masse initiale et calcinée dans les creusets exprimée en gr et la valeur finale de LOI en %.

N° éch	N° Creuset	C Vide	C Plein	C Calciné	LOI
BC0600	24	4,76898	5,67684	5,68350	-0,73
BC0600A	20	5,13923	6,08067	6,06539	1,62
BC0601	11	5,04430	6,13180	6,12652	0,49
BC0602	29	5,09337	6,05466	6,04938	0,55
BC0603	35	5,11303	6,17137	6,16348	0,75
BC0604	65	5,28268	6,24292	6,22949	1,40
BC0605	39	5,24427	6,20306	6,17534	2,89
BC0606	23	4,77350	5,71273	5,70871	0,43
BC0607	8	4,27507	5,25336	5,24917	0,43
BC0608A	2	4,95950	5,91181	5,87436	3,93
BC0608B	15	5,63230	6,66673	6,61477	5,02
BC0609	53	5,55596	6,50731	6,49255	1,55
BC0610	7	6,03097	7,033292	6,98512	4,81
BC0611	18	5,55662	6,51735	6,49048	2,80
BC0612A	13	4,95658	5,89155	5,88823	0,36
BC0612B	52	4,66606	5,68013	5,67170	0,83
BC0613	64	5,17980	6,13350	6,10924	2,54
BC0614	10	6,68619	7,68731	7,67239	1,49
BC0615	1	5,24301	6,21001	6,19710	1,34
BC0616	71	5,50335	6,48123	6,47521	0,62
BC0617	90	6,01495	7,00952	6,98179	2,79
BC0618	85	6,06212	7,06196	7,04698	1,50

Tableau A.2 Perte au feu des échantillons prélevés en 2006.

Sur les 104 échantillons analysés au cours de cette étude, 83 ont une perte au feu inférieure à 2%, 19 ont une perte au feu comprise entre 2 et 5 % et 2 présentent une perte au feu oscillant entre 5,02 et 5,26 %. Dans le premier cas il s'agit d'échantillons frais ou très peu altérés, dans le deuxième, la présence de minéraux secondaires est perceptible, dans le troisième, exceptionnel, l'altération est prononcée.

La seconde étape de la préparation des échantillons consiste à fabriquer la mise en solution des échantillons en prenant en compte les précautions nécessaires pour éviter la contamination des échantillons lors des manipulations. Pour un protocole plus détaillé que celui-ci, voir Cotten et al. (1995).

Pour commencer (i) on prépare les béchers d'attaque (en téflon[®]), sur la balance on les tare avant d'ajouter 250 mg de poudre Roche Totale. Pour les roches très alcalines telles que les néphélinites ou les phonolites on ne pèse que 200 mg car ces roches sont très concentrées en Na₂O, K₂O et Rb, ce qui nous permet d'acquérir une solution moins concentrée dans ces éléments, et d'éviter ainsi d'avoir un signal trop élevé lors des mesures.

On ajoute ensuite (ii) 2,5 mL d'acide fluorhydrique (HF), qui va dissoudre les silicates en brisant les liaisons Si-O, et 0,5 mL d'acide nitrique (HNO₃), qui permet d'obtenir des sels d'éléments solubles et qui possède un fort pouvoir oxydant.

On place après (iii) ces béchers contenant la poudre et les solutions dans une étuve (THERMOSI SR1000) pour commencer l'attaque à chaud à 90°C pendant 2 ou 3 heures, ensuite nous allons augmenter à 110°C pendant 15 minutes, dans le but de minéraliser les minéraux réfractaires pouvant être présents dans les roches. Lorsque les 15 minutes sont écoulées on ressort les béchers de l'étuve et on les laisse refroidir quelques minutes.

Puis (iv) on ajoute 97 mL d'une solution aqueuse d'acide borique (H₃BO₃) (25 g.L⁻¹ H₃BO₃ et 0,5 g.L⁻¹ CsCl). Cette solution permet de neutraliser l'excès de HF et de complexer l'ensemble des fluorures présents formés lors de l'étape précédente. L'ajout de H₃BO₃ se fait ainsi, de façon à ce que ce dernier soit largement en excès. Le CsCl va jouer le rôle de tampon lors de l'ionisation de la solution au cours de la mesure.

Finalement (v) nous allons laisser reposer la solution de 100 mL obtenue pendant au moins 48 heures, afin que la complexation des fluorures en acide fluoborique (HBF₄) solubles dans l'eau soit totale. Après toutes ces étapes, la solution finale est prête à être mesurée car elle contient sous forme dissoute tous les éléments que l'on souhaite doser.

Les résultats de ces mesures sont affichés dans les tableaux 3.4, 3.5, 3.6 et 3.7 du chapitre 3.

LES DONNÉES ACQUISES PAR ICP-MS

La géochimie des éléments en trace d'un total de 66 échantillons a été mesurée en ICP-MS et analysée par M. Benoit dans les installations de géochimie isotopique de l'Institut Universitaire Européen de la Mer au sein de l'UMR 6538 Domaines Océaniques. Neuf de ces échantillons ont été préalablement présentés et analysés en ICP-AES par Aguillón-Robles (2002).

Au cours de ce travail, je vais juste exposer un résumé du protocole utilisé pour la mesure des concentrations en éléments en trace par ICP-MS. Pour avoir plus d'informations sur les détails du protocole ainsi que le principe et les conditions de mesure voir Nonnotte, (2007), chapitre 5 méthodologie expérimentale (pages 220-231).

Dans la réalisation de cette étude, je me suis servi des poudres des roches préparées auparavant pour les analyses en ICP-AES. Ainsi pour analyser les échantillons en ICP-MS, nous avons besoin d'une mise en solution tout comme pour les analyses ICP-AES. La fabrication de ces solutions a été faite dans la salle blanche de classe 10000 des installations de géochimie isotopique à l'IUEM.

On pèse d'abord 100 mg de poudre (Roche Totale) dans des béchers (Tableau A.3) et on ajoute 2 mL de HF sub1 et 1mL d' HNO_3 sub1 préparés par « subboiling ». Puis cette solution est mise en attaque sur une plaque thermostatée à 95°C, ce qui nous amène à avoir une « solution mère ». Nous avons également fabriqué des « solutions mères » des standards internationaux (Tableau A.3) : BE-N (Basalte, Essey-la-côte Nancy ; France CRPG), BHVO-2 (Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory ; US, USGS) et WSE (Whin Sill Dolerite ; UK, CRPG), dont les deux derniers ont été traités de la même façon que mes échantillons. On a laissé reposer les « solutions mères » durant au moins 48 heures et c'est seulement la veille de la session de mesures que nous avons préparé les « solutions filles ». Ces dernières ont été spikées avec une solution enrichie en Tm (Tableau A.3) selon Barrat et al. (1996). Finalement les « solutions filles » ont été analysées en ICP-MS.

Les données des éléments en trace obtenues par ICP-MS sont exposées dans les tableaux 3.8, 3.9, et 3.10 du chapitre 3.

échantillon	bécher	poids échantillon	bécher vide (g)	bécher + solution (g)	masse éch (g)	Tm + masse éch (g)	Tm	masse equivalente
BC9734	HP7	0,10009	18,61729	59,73567	0,15417	0,17377	0,01960	0,0003753
BC9968	HP8	0,10074	18,62704	61,12177	0,15959	0,17696	0,01737	0,0003783
BC99143	HP9	0,10108	18,60755	59,74915	0,16080	0,18187	0,02107	0,0003951
BC0005	HP10	0,10076	18,71412	59,63650	0,16087	0,18242	0,02155	0,0003961
BC0008	HP11	0,09993	18,58975	60,18577	0,16151	0,18251	0,02100	0,0003880
BC0035	HP12	0,09948	18,77037	60,91327	0,15876	0,17934	0,02058	0,0003748
BC0043	HP13	0,10027	18,74156	59,62818	0,16022	0,18078	0,02056	0,0003929
BC0044	HP14	0,10145	18,76614	60,72836	0,16048	0,18135	0,02087	0,0003880
BC0046	HP15	0,11990	18,61274	59,24178	0,15920	0,17988	0,02068	0,0004698
BC0502	HP16	0,10064	18,58760	60,88151	0,15978	0,18112	0,02134	0,0003802
BC0517	HP17	0,10008	18,61063	60,60627	0,16007	0,18084	0,02077	0,0003815
BC0518	HP18	0,10010	18,73519	60,87826	0,15945	0,18037	0,02092	0,0003787
BC0529A	HP19	0,10058	18,72623	61,14851	0,15931	0,17981	0,02050	0,0003777
BC0538	HP20	0,10039	18,79787	60,06988	0,16010	0,18119	0,02109	0,0003894
BC0540	M9	0,09936	18,78453	60,30978	0,16024	0,17961	0,01937	0,0003834
BC0542	M12	0,09912	18,75685	60,42885	0,16031	0,18098	0,02067	0,0003813
BC0546	M13	0,10541	18,80041	59,99818	0,15944	0,17979	0,02035	0,0004079
BC0547	M14	0,09904	18,65004	60,51651	0,16062	0,18210	0,02148	0,0003800
BC05101	M16	0,09938	18,79570	60,15020	0,15965	0,18017	0,02052	0,0003837
BC05103	M17	0,10068	18,73142	61,03001	0,15949	0,18041	0,02092	0,0003796
BHVO2	M18	0,09906	18,75402	60,42413	0,52667	0,73673	0,21006	0,0012520
BEN	M19	0,10136	18,62564	59,93305	1,58202			0,0038820
WSE	M20	0,15188	18,60312	60,00753	0,16092	0,18164	0,02072	0,0005903
BLANC	M29		18,80865	60,47459	0,16021			

Tableau A.3 Valeurs obtenues lors d'une session de mesures par ICP-MS